



Guía Geológica



Geoparque de Granada



Guía Geológica

Geoparque de Granada

Todos los derechos reservados. No se permite la reproducción total ni parcial de los textos o imágenes sin la autorización previa del editor.

FRANCISCO JUAN GARCÍA TORTOSA, editor

Universidad de Jaén. Coordinador científico del Geoparque de Granada

© De los textos: sus autores, 2022

© De la presente edición: GEOPARQUE DE GRANADA, 2022

Diseño, ilustraciones y maquetación: ENRIQUE LÓPEZ APARICIO

ISBN: 978-84-7807-707-6

Depósito legal: GR 314-2022

Impresión: GRÁFICAS ALHAMBRA

Impreso en España - *Printed in Spain*



saluda

El Geoparque de Granada supone uno de los proyectos de desarrollo sostenible más importantes de la provincia en los últimos años. Durante todo este tiempo, han sido muchas las actuaciones que se han puesto en marcha con las que se ha pretendido poner en valor el significativo y relevante patrimonio natural y cultural de este maravilloso destino. Este proyecto constituye un ejemplo del trabajo conjunto, del esfuerzo de todo un territorio por conservar su riqueza patrimonial, atraer visitantes y luchar contra la despoblación, preservando de este modo, los valores que lo hacen único.

Ahora damos un paso más y se publica la Guía Geológica del Geoparque de Granada, que supone un importante hito en cuanto a conocimiento y divulgación de los recursos naturales de mayor interés de este hermoso y particular territorio. El Patrimonio Geológico representa uno de los principales pilares en los que se asienta la figura del Geoparque y justifican que la provincia de Granada pueda formar parte de una Red Mundial de espacios de gran valor natural y cultural reconocida por la UNESCO.

Este documento es el resultado del trabajo de muchas personas que, de forma desinteresada, están involucradas en este exigente proyecto, ofreciendo su tiempo y esfuerzo para que se hagan realidad las aspiraciones del Geoparque y de sus gentes. Quiero que estas palabras también sean para transmitir mi admiración y mi gratitud por su trabajo y dedicación.

Con esta Guía Geológica, tanto lugareños como visitantes, podrán disfrutar de recursos singulares que hacen inigualable a este territorio, observando y comprendiendo la naturaleza y procesos de formación de los lugares más representativos, de interés científico y turístico del Geoparque, y comprobar *in situ*, su verdadero valor.



José Entrena Ávila

Presidente del Geoparque de Granada



presentación

Para que un territorio sea considerado Geoparque Mundial de la Unesco tiene que tener unas características geológicas singulares, que lo hagan especial. Además, son muy importantes otros aspectos patrimoniales históricos y culturales. En el Geoparque de Granada es fácil comprender la estrecha relación entre la Geología y la Cultura, entre la Tierra y la Historia.

En este territorio la Geología es un valor añadido al conjunto de interesantes aspectos históricos y culturales que atraen a multitud de visitantes. Por ello, el objetivo de esta Guía Geológica es facilitar a toda persona interesada el comprender los aspectos geológicos más relevantes del Geoparque de Granada. Pretendemos que los visitantes del Geoparque, las gentes del territorio, sus docentes y estudiantes, así como aquellas personas que han vinculado su profesión con este patrimonio natural, conozcan cómo se ha formado el Geoparque de Granada. Desde el conocimiento podremos entre todos proteger y preservar este maravilloso territorio.

Los autores de esta guía hemos hecho un gran esfuerzo para explicar la Geología sin sacrificar el rigor científico. Somos conscientes de que en ocasiones hemos simplificado demasiado algunas cuestiones para que todo el mundo las comprenda. Sin embargo, no siempre lo habremos conseguido por las características técnicas del lenguaje geológico. También somos conscientes de que no hemos abarcado todos los lugares y aspectos geológicos de interés existentes en el Geoparque de Granada. Por ello, esta primera edición de la guía nace con el propósito de mejorar, ser revisada y ampliada en el futuro.

Tuve la fortuna de nacer en una cueva excavada en las entrañas de los sedimentos continentales cuaternarios del Geoparque de Granada. También he tenido la suerte de vivir y trabajar durante décadas investigando diferentes aspectos geológicos de este territorio. Ahora he tenido la oportunidad de coordinar esta guía que pretende ser el punto de partida para que muchas personas conozcan las singularidades geológicas de esta espectacular tierra. Como geólogo soy un privilegiado por haber nacido y trabajado en este lugar, y también por haber trabajado con las personas que han hecho posible la elaboración de esta guía, a los que agradezco de corazón su compromiso y confianza en mí.

A mi familia, cuyo apoyo ha sido fundamental para poder desarrollar mi vida profesional en este territorio. Un recuerdo especial para mi padre, Juan García Domingo, que no pudo ver el Geoparque de Granada hecho una realidad. Él me enseñó a “entender y amar” la Tierra y siempre le estaré agradecido. Esta guía está dedicada a él y a todas las personas que aman este territorio.

Francisco Juan García Tortosa

Geólogo y Director científico del Geoparque de Granada



índice

Cómo usar esta guía	11
1 INTRODUCCIÓN AL GEOPARQUE DE GRANADA	15
<i>Francisco Juan García Tortosa y Alfonso Arribas Herrera</i>	
2 EL GEOPARQUE DE GRANADA: UNA HISTORIA DE MÁS DE 250 MILLONES DE AÑOS	29
<i>Francisco Juan García Tortosa, Iván Martín Rojas, Iván Medina Cascales y Pedro Alfaro García</i>	
• El Triásico del Guadiana Menor · LIG 40	44
<i>Luis Miguel Nieto Albert, José Miguel Molina Cámara y Francisco Juan García Tortosa</i>	
• El Mencil y el Jabalcón. Dos montes emblemáticos del Geoparque de Granada · LIG 06 y 07	48
<i>José Miguel Molina Cámara, Luis Miguel Nieto Albert, Francisco Juan García Tortosa, Jesús Miguel Soria Mingorance y César Viseras Alarcón</i>	
• Lavas alhohadilladas de Alamedilla · LIG 23, 26 y 36	55
<i>José Miguel Molina Cámara, Luis Miguel Nieto Albert y Francisco Juan García Tortosa</i>	
• La Peña de Castril y la cerrada del río Castril · LIG 65	60
<i>Luis Miguel Nieto Albert, Francisco Juan García Tortosa y José Miguel Molina Cámara</i>	
• Falla de Ferreira. El despegue extensional de Mecina · LIG 71	64
<i>Vicente López Sánchez-Vizcaíno y Antonio Jabaloy Sánchez</i>	
• Discordancia angular de Gorafe. Un resumen de la historia geológica · LIG 21	70
<i>José Miguel Molina Cámara, Jesús Miguel Soria Mingorance, César Viseras Alarcón, Luis Miguel Nieto Albert y Francisco Juan García Tortosa</i>	

3 LA HISTORIA MARINA DE LA CUENCA **75**

*Jesús Miguel Soria Mingorance, César Viseras Alarcón
y Francisco Juan García Tortosa*

- El delta de Alicún de Ortega · LIG 28 84
- Desde un mar profundo hasta un mar somero:
calcarenitas de Villanueva de las Torres · LIG 30 89
- Ritmos sedimentarios y ciclos climáticos:
la sucesión estratigráfica de Molicias · LIG 51 94
- Los últimos sedimentos marinos de la cuenca de Guadix-Baza:
la sucesión estratigráfica del Negratín · LIG 41 100

4 RÍOS Y LAGOS: LA ETAPA CONTINENTAL ENDORREICA **107**

*César Viseras Alarcón, Jesús Miguel Soria Mingorance,
Francisco Juan García Tortosa y Luis Gibert*

- El cambio de cuenca marina a cuenca continental:
los afloramientos del cerro de la Lancha · LIG 27 120
- La dinámica de los sistemas fluviales
durante la etapa de sedimentación continental · LIG 25 125
- Paleogeografía de la cuenca continental:
el significado de los colores del desierto · LIG 04 130
- Los yesos del paleolago de Baza · LIG 55, 56, 59, 60, 66 y 68 135

5 TECTÓNICA RECIENTE EN EL GEOPARQUE DE GRANADA. INFLUENCIA EN EL RELIEVE ACTUAL **147**

*Pedro Alfaro, Iván Medina Cascales, Iván Martín Rojas, Francisco Juan García
Tortosa, Carlos Sanz de Galdeano, José Miguel Molina Cámara
y Luis Miguel Nieto Albert*

- El cabalgamiento de La Sagra · LIG 34 161
- La falla de Baza · LIG 70 165
- Terremotos fosilizados: las sismitas de Galera y Cúllar
LIG 29, 68 y 69 173
- La rambla de los Pilares. Geodiversidad en el paleolago de Baza · LIG 68 179

6 LOS GRANDES MAMÍFEROS FÓSILES DEL GEOPARQUE **189**

Alfonso Arribas Herrera

- El yacimiento paleontológico plioceno de Baza-1 · LIG 43 **203**
Bienvenido Navarro Martínez, Sergio Ros Montoya y Javier Luengo
- La vida hace dos millones de años:
el yacimiento paleontológico de Fonelas P-1 · LIG 08 **207**
Alfonso Arribas, Guiomar Garrido Álvarez y José Antonio Garrido García
- Los yacimientos arqueopaleontológicos de Orce · LIG 61, 62 y 63 **215**
*Juan Manuel Jiménez Arenas, José Antonio Solano García
y Deborah R. Barsky*

7 LA CAPTURA DE LA CUENCA Y EL PAISAJE ACTUAL **225**

*Francisco Juan García Tortosa, Pedro Alfaro García, Iván Medina Cascales
e Iván Martín Rojas*

- Los badlands del Geoparque de Granada
LIG 01, 02, 03, 04, 05, 44, 52 y 58 **232**
*Francisco Juan García Tortosa, Pedro Alfaro García, Iván Medina Cascales
e Iván Martín Rojas*
- El valle del río Gor · LIG 25 **248**
José Miguel Azañón, Vicente Pérez Peña y Patricia Ruano
- Travertinos de los baños de Alicún de las Torres y Zújar · LIG 20 y 42 **254**
*Antonio González Ramón, Francisco Juan García Tortosa,
Rosario Jiménez Espinosa y María Luisa Calvache*
- El valle del río Guardal · LIG 72 **266**
Antonio González Ramón y Francisco Juan García Tortosa

8 LOS MIRADORES DEL GEOPARQUE

275

Francisco Juan García Tortosa, Jesús Miguel Soria Mingorance, César Viseras Alarcón, Iván Medina Cascales, Iván Martín Rojas y Pedro Alfaro García

- Mirador del Jabalcón (Zújar) 279
- Miradores del Calar de la Puebla de Don Fadrique 283
- Mirador del Peñón del Toro (Sierra Seca, Huéscar) 287
- Mirador de la Cerrada de la Lava (Villanueva de las Torres) 291
- Mirador del Morrón de la Meseta (Pedro Martínez) 295
- Miradores de la Peza 299
- Miradores del Marchal y Beas de Guadix (Miradores del Fin del Mundo) 303
- Mirador de Don Diego (Gorafe) 309
- Mirador del Negratín (Cuevas del Campo) 313
- Mirador de la Cueva de los Amos (Castilléjar) 317
- Mirador del valle del río Galera 321



En esta guía han participado (por orden alfabético):

Alfaro García, P. *Universidad de Alicante. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente*

Arribas Herrera, A. *Instituto Geológico y Minero de España-CSIC. Estación paleontológica Valle del Río Fardes*

Azañón Hernández, J. M. *Universidad de Granada. Departamento de Geodinámica*

Barsky, D.R. *Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social*

Calvache, M. L. *Universidad de Granada. Departamento de Geodinámica*

García Tortosa, F. J. *Universidad de Jaén. Departamento de Geología*

Garrido Álvarez, G. *Universidad Internacional de La Rioja. Universidad del Atlántico Medio*

Garrido García, J. A. *Estación paleontológica Valle del río Fardes, Instituto Geológico y Minero de España-CSIC*

Gibert, L. *Universidad de Barcelona*

González Ramón, A. *Instituto Geológico y Minero de España-CSIC*

Jabaloy Sánchez, A. *Universidad de Granada. Departamento de Geodinámica*

Jiménez Arenas, J. M. *Universidad de Granada. Departamento de Prehistoria y Arqueología*

Jiménez Espinosa, R. *Universidad de Jaén. Departamento de Geología*

López Sánchez-Vizcaíno, V. *Universidad de Jaén. Departamento de Geología*

Luengo, J. *Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social e IPHES*

Martín Rojas, I. *Universidad de Alicante. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente*

Martínez-Navarro, B. *Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social IPHES-CERCA, ICREA, URV*

Medina Cascales, I. *Universidad de Alicante. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente*

Molina Cámara, J. M. *Universidad de Jaén. Departamento de Geología*

Nieto Albert, L. M. *Universidad de Jaén. Departamento de Geología*

Pérez Peña, V. *Universidad de Granada. Departamento de Geodinámica*

Ruano, P. *Universidad de Granada. Departamento de Geodinámica*

Ros-Montoya, S. *Universidad de Málaga. Departamento de Ecología y Geología*

Sanz de Galdeano, C. *Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. CSIC - Universidad de Granada*

Solano García, J.A. *Universidad de Granada. Departamento de Prehistoria y Arqueología*

Soria Mingorance, J. M. *Universidad de Alicante. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente*

Viseras Alarcón, C. *Universidad de Granada. Departamento de Estratigrafía y Paleontología*

cómo usar esta guía

Esta guía contiene **8 capítulos** en los que se describen los principales aspectos geológicos que caracterizan al Geoparque de Granada. El capítulo 1 es introductorio, y el último se dedica a algunos de los mejores miradores del Geoparque. El resto de capítulos consta de dos partes:

La primera nos cuenta los aspectos **teóricos** fundamentales del capítulo, y puede leerse en continuidad con el capítulo anterior, a modo de libro de texto en el que se explica la formación y evolución del territorio del Geoparque.

La segunda parte tiene una vocación más **práctica** y se dedica a la descripción de algunos de los principales **Lugares de Interés Geológico (LIG)** relacionados con el capítulo. Además, para cada LIG se incluye un croquis de acceso con un código QR, con el que *Google Maps* nos guiará desde nuestro teléfono móvil a las proximidades del LIG.

NOTA IMPORTANTE: Las zonas de aparcamiento y los trayectos que se indican en los croquis de acceso **son tan sólo orientativos, siendo responsabilidad del visitante** aparcar y transitar por lugares permitidos y, en cualquier caso, respetando siempre tanto la naturaleza como la propiedad pública o privada.

en el estudio



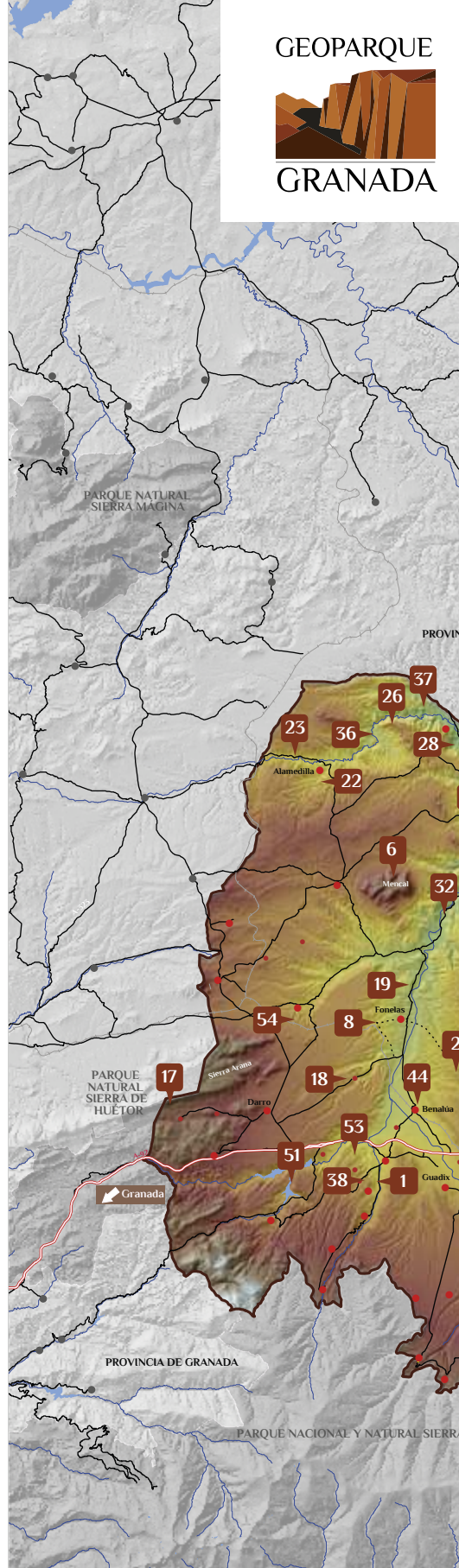
en las salidas al campo

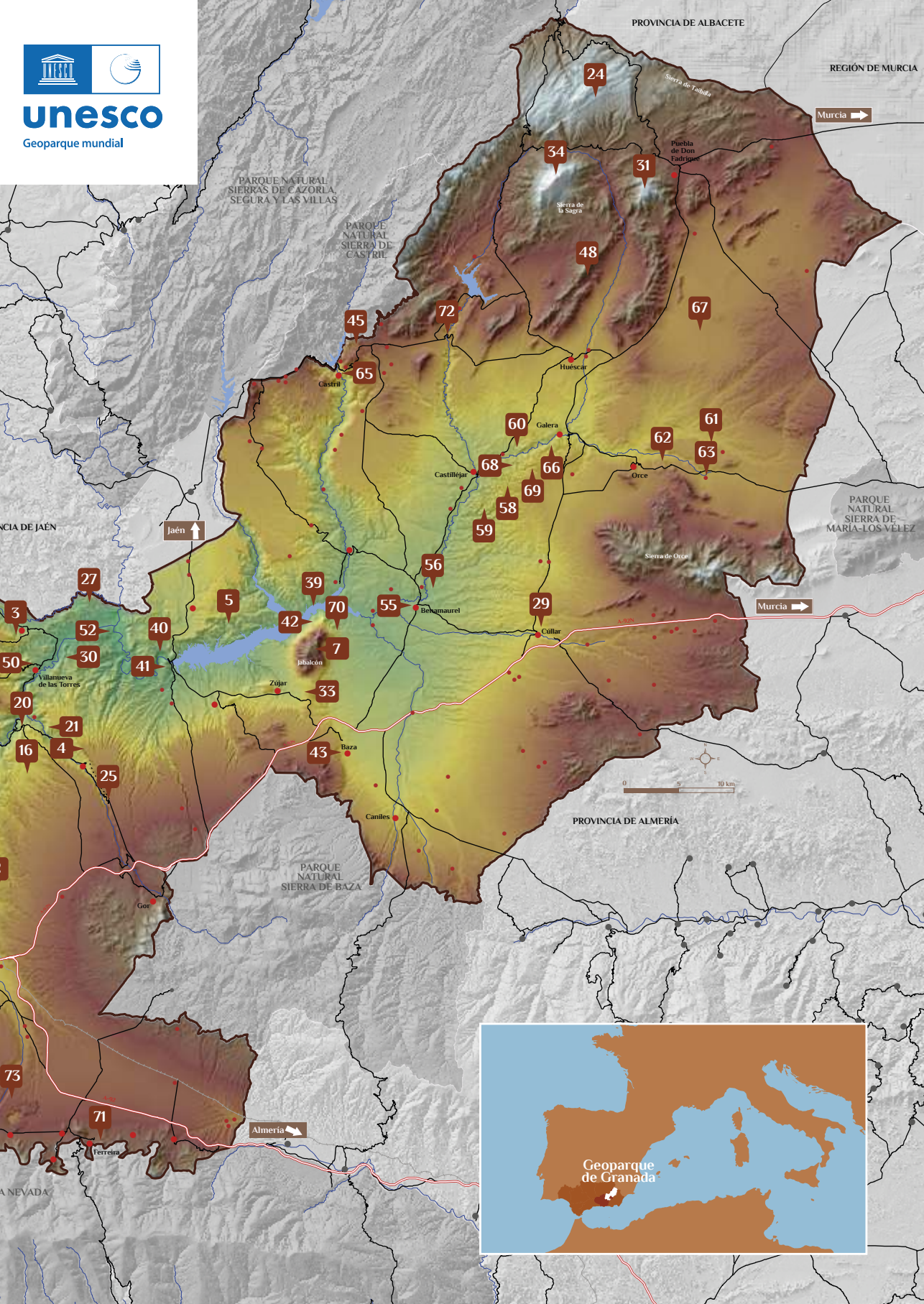




Lugares de Interés Geológico del Geoparque de Granada

- 1 Badlands/Cárcavas del Marchal
- 2 Badlands/Cárcavas de Fonelas
- 3 Badlands/Cárcavas de Dehesas de Guadix
- 4 Badlands/Cárcavas de Gorafe y Bátor-Olivar
- 5 Badlands/Cárcavas del Negratín
- 6 Cerro Mencal
- 7 Cerro Jabalcón
- 8 Yacimiento paleontológico Fonelas P-1
- 9 Yacimiento paleontológico Mencal-9
- 10 Yacimiento paleontológico Fonelas SCC-3
- 11 Yacimiento paleontológico Solana del Zamborino
- 12 Yacimiento kárstico de Darro
- 13 Conjunto paleontológico Negratín
- 14 Yacimiento paleontológico Mencal
- 15 Yacimiento paleontológico de Huélago-C
- 16 Glacis de la Mesa Bacaire
- 17 Tajos de la Carihuela
- 18 Fluviales de Belerda
- 19 Depósitos lacustres de Fonelas
- 20 Travertinos de los Baños de Alicún de las Torres
- 21 Discordancia angular de Gorafe
- 22 Cretácico Superior-Eoceno de Alamedilla
- 23 Lavas almohadilladas de Alamedilla
- 24 Karst de Sierra Guillimona
- 25 Valle del río Gor
- 26 Loma de la Solana-El Peñón
- 27 Cerro de La Lancha
- 28 Delta de Alicún de Ortega
- 29 Sismitas de Cúllar
- 30 Calcarenitas de Villanueva de las Torres
- 31 Calar de la Puebla de Don Fadrique
- 32 Bentonitas Cortijo de Victoriano
- 33 Depósitos fluvio-lacustres de Zújar
- 34 Sierra de La Sagra
- 35 Serie jurásica de cerro Méndez
- 36 Barranco del Alcaide
- 37 Serie volcano-sedimentaria de Alicún de Ortega
- 38 Manantial de Graena
- 39 Transición entre las formaciones Guadix y Baza
- 40 Triásico del Guadiana Menor
- 41 Transición marino-continental del Negratín
- 42 Travertinos de los Baños de Zújar
- 43 Yacimiento paleontológico Baza-1
- 44 Badlands/Cárcavas de Benalúa
- 45 Cueva de la Arena de Castril
- 46 Salinas de Barchel o Bátor
- 47 Conjunto paleontológico Tollo de Chiclana
- 48 Dolina El Tollo
- 49 Serie Eoceno-Oligoceno de Fuente Caldera
- 50 Fluviales de Villanueva de las Torres
- 51 Serie miocena del cerro Molicias
- 52 Badlands/Cárcavas del Guadiana Menor/Las Murallas
- 53 Yacimiento paleontológico Titanochelon
- 54 Travertinos y Cueva del Coto
- 55 Minas de azufre de Benamaurel
- 56 Yesos de Benamaurel
- 57 Yacimiento paleontológico Cúllar-Baza-1
- 58 Badlands/Cárcavas de Castelléjar y Galera
- 59 Yesos de Castelléjar (Cueva de los Amos)
- 60 Yesos de Galera
- 61 Yacimiento paleontológico Venta Micena
- 62 Yacimiento paleontológico Barranco León-5
- 63 Yacimiento paleontológico Fuente Nueva-3
- 64 Conjunto paleontológico de Huéscar
- 65 Peña de Castril y cerrada del río Castril
- 66 Mina de yeso del Castellón Alto
- 67 Cuenca endorreica de Bugéjar
- 68 Rambla de los Pilares
- 69 Sismitas de Galera
- 70 Falla de Baza
- 71 Falla de Ferreira (despegue extensional de Mecina)
- 72 Nacimiento y Valle del río Guardal
- 73 Minas del Marquesado





PROVINCIA DE ALBACETE

REGIÓN DE MURCIA

Murcia →

PARQUE NATURAL
SIERRAS DE CAZORLA,
SEGURA Y LAS VILLAS

PARQUE NATURAL
SIERRA DE CASTIIL

Sierra de Tablada

Sierra de la Sagra

Sierra de Orce

PARQUE NATURAL
SIERRA DE
MARÍA-LOS VÉLEZ

NCIA DE JAÉN

Jaén ↑

Murcia →

0 5 10 km

PROVINCIA DE ALMERÍA

PARQUE NATURAL
SIERRA DE BAZA

Almería →



Vista general del Geoparque de Granada desde la parte occidental (Mencal) hacia la parte oriental, con la sierra de La Sagra al fondo.



1

INTRODUCCIÓN AL GEOPARQUE DE GRANADA





MEDIALDE@

Uno de los aspectos que sorprenderán al visitante es la conservación desde un punto de vista paisajístico y natural del amplio territorio que alberga al Geoparque de Granada.

Panorámica de los badlands en el sector occidental (Desierto de los Coloraos, Gorafe) con los relieves nevados de la sierra de Cazorla al fondo.

El Geoparque de Granada engloba un territorio de 4.700 km² situado en Andalucía Oriental. Sus características geológicas han marcado el devenir cultural de sus habitantes desde la antigüedad. La Geología, la Geomorfología, la Prehistoria y la Cultura se funden en un conjunto inseparable, en un territorio con algunos de los vestigios humanos más antiguos del continente europeo, configurando un marco excepcional muy útil para comprender el espíritu de lo que representa un Geoparque de la Red Mundial de la UNESCO.

El carácter árido de la región, con una escasa cubierta vegetal en las laderas de sus valles y barrancos, favorece la observación de los principales aspectos geológicos que la diferencian y caracterizan. Con la ayuda de esta guía, el visitante disfrutará de sedimentos, rocas, fósiles, estratos, badlands, travertinos,



En el Geoparque de Granada la Geomorfología tiene un papel fundamental, no sólo por la espectacularidad de su paisaje, sino porque las características del relieve son la puerta para acceder a los restantes valores geológicos excepcionales del territorio. Panorámica de los badlands en el sector oriental (Castilléjar-Galera).

fallas o pliegues. El “lenguaje de las rocas” del Geoparque transmite una historia apasionante, de millones de años, que hará disfrutar plenamente al visitante de su espectacular paisaje.

Esta gran extensión de terreno del Geoparque pertenece a una misma unidad geográfica, la cuenca hidrográfica del Guadiana Menor, y a un mismo dominio geológico, la cuenca continental de Guadix-Baza, lo que confiere al Geoparque de Granada una fuerte identidad territorial (“hoyas” de Guadix y de Baza). Su territorio está drenado por un curso fluvial principal, el río Guadiana Menor (afuente del río Guadalquivir), que tiene salida hacia el océano Atlántico, de manera que sus aguas (y los sedimentos que éstas arrastran) hacen un viaje de cientos de kilómetros hasta dicho océano.



La mayor parte de los *Lugares de Interés Geológico* del Geoparque de Granada se encuentran dentro de los valles fluviales encajados en este conjunto de sedimentos y rocas continentales. Panorámica de la Discordancia angular de Gorafe (valle del río Gor).



Los sedimentos erosionados en la cuenca de Guadix-Baza son transportados por los ríos locales hasta el río Guadiana Menor, y después hasta el río Guadalquivir, que los lleva finalmente hasta el océano Atlántico.



Lavas almohadilladas de Alamedilla. En los valles del Geoparque de Granada están representados los periodos geológicos desde el Triásico al Cuaternario. Las rocas del basamento nos muestran restos del antiguo supercontinente Pangea; nos cuentan la evolución de los mares del Mesozoico, con vestigios de antiguos fondos oceánicos donde volcanes submarinos generaron lavas almohadilladas que hoy forman montañas dentro del Geoparque; también nos permiten reconocer restos de los mares del Cenozoico, con rocas que albergan hitos de la historia del planeta como el *máximo térmico del Paleoceno/Eoceno*; y también nos aportan información de la última etapa marina previa a la continentalización del territorio, con rocas ricas en fósiles marinos y discordancias que marcan el comienzo de la etapa continental (capítulos 3 y 4).

Pero hasta hace tan sólo medio millón de años, este territorio no tuvo conexión con el mar (fue una cuenca endorreica), convirtiéndose en una “trampa de sedimentos y restos de organismos del pasado”, que **representa uno de los mejores registros continentales para el periodo Cuaternario** (últimos 2,58 millones de años) de todo el Planeta.

Los valles fluviales del Geoparque de Granada nos permiten acceder a una información geológica con aspectos muy singulares que van más allá del periodo Cuaternario, que se describen en los diferentes capítulos de la guía.

La erosión de los ríos y su encajamiento en la vertical ha permitido que en el fondo de los valles y bajo las rocas sedimentarias más recientes (de los últimos 5 millones de años) podamos observar las rocas más antiguas, las que han actuado como sustrato o basamento de esta cuenca, lo que permite contar **una historia de más de 250 millones de años** de antigüedad.



Sismitas de Galera.

Las rocas más recientes contienen llamativas estructuras que constituyen ejemplos únicos de *sismitas*, de relevancia internacional. Estas estructuras nos muestran a modo de un gigantesco sismograma dibujado en las rocas, antiguos terremotos ocurridos durante el Pleistoceno (capítulo 5).

Esta guía cuenta la historia geológica del Geoparque de Granada a través de 6 capítulos que describen los principales acontecimientos registrados en los sedimentos, rocas y fósiles a los que tenemos acceso “desde los valles”. Cada capítulo contiene una primera parte con una síntesis de la historia geológica de cada una de sus etapas, y una segunda parte en la que se describen algunos de los *Lugares de Interés Geológico (LIG)* más relevantes que son accesibles para su visita.

Aunque desde el fondo de sus valles el Geoparque de Granada cuenta una historia de más de 250 millones de años, los grandes protagonistas geológicos de la historia del Geoparque son un antiguo río y un antiguo lago, que, durante unos 6 millones de años, cuando la cuenca no tenía salida hacia el mar (capítulo 4), generaron un registro excepcional de sedimentos de edad Plioceno y Pleistoceno. En estos sedimentos ha quedado expuesto el más extenso, desde la perspectiva territorial, y amplio desde la perspectiva cronológica, conjunto de yacimientos paleontológicos de vertebrados continentales del Cuaternario



Interior de la Estación Paleontológica Valle del río Fardes (yacimiento paleontológico de Fonelas P-1).

En el Geoparque de Granada se conocen cientos de yacimientos paleontológicos, con miles de restos fósiles estudiados hasta el momento, que nos hablan de ecosistemas primigenios de mamíferos con presencia de extrañas e inesperadas especies (“mundos perdidos” en el inicio del Cuaternario).

europeo. Destacan los que aparecen en los sedimentos del Pleistoceno inferior, especialmente ricos en restos esqueléticos de grandes vertebrados, con más de 150 localidades identificadas (capítulo 6).

El último gran acontecimiento geológico todavía en curso, que es la etapa exorreica con la erosión de los sedimentos y el encajamiento de los valles, además de dejar al descubierto estas páginas de la historia reciente de nuestro planeta, ha configurado un imponente paisaje de badlands, que es la principal seña de identidad del territorio.

El último capítulo de la guía (capítulo 8) se dedica a los “**Miradores del Geoparque de Granada**”. Éstos nos ofrecen un resumen visual de los diferentes aspectos geológicos y geomorfológicos de la historia geológica del Geoparque. Desde estos miradores, las personas que así lo prefieran, podrán disfrutar de una manera rápida, cómoda y directa de los principales valores que hacen de este territorio un Geoparque Mundial de la UNESCO.





La acción erosiva de los cursos fluviales durante el último medio millón de años ha generado en este territorio un espectacular modelado fluvial. Destaca su paisaje de badlands, al que podemos considerar, desde un punto de vista geomorfológico, el principal protagonista del territorio del Geoparque. Además alberga otros muchos valores no sólo geológicos y geomorfológicos, sino prehistóricos, históricos, culturales y de biodiversidad. Paisaje de badlands en el sector Occidental (comarca de Guadix).



Yacimiento arqueopaleontológico de Barranco León-5.

Entre los fósiles del Pleistoceno Inferior cabe destacar los que hasta ahora representan algunos de los restos humanos más antiguos conocidos en Europa, que junto a otros tipos de macrovertebrados, como tigres con dientes de sable o mamuts, son presentados en el capítulo 6.

Acueducto del Toril.

En el entorno del balneario de los Baños de Alicún de las Torres, las aguas termales han generado unas formaciones rocosas denominadas travertinos. Entre ellas destacan, por su singularidad, las que dan lugar al acueducto del Toril (capítulo 7).





ROCÍO CAMPOS MALDONADO

Dolmen nº 404 de Gorafe (foto superior) y enclave arqueológico del Castellón Alto en Galera (foto inferior).

En el Geoparque de Granada la geología y la arqueología se funden de manera inseparable. Magníficos ejemplos de esta simbiosis son los dólmenes de Gorafe o el yacimiento argárico del Castellón Alto. El tipo de sedimentos y rocas, así como la geomorfología de ambos sectores, condicionaron y permitieron la creación de estos importantes yacimientos.



ALBERTO TAUSTE



Fotografía superior: Cañón del río Guardal (Huéscar).

Fotografía inferior: Mirador del Jabalcón (Zújar).

La acción modeladora del agua ha sido la responsable del paisaje actual del Geoparque de Granada. Los valles fluviales son sus protagonistas principales, no sólo por el paisaje que nos brindan, sino por ser la ventana al rico patrimonio geológico.

En conjunto, el paisaje del Geoparque de Granada nos recuerda a algunos rincones famosos y muy visitados de otros continentes del planeta. Sin embargo, a diferencia de aquellos lugares, en el territorio de este Geoparque viven personas de manera continuada desde hace milenios, personas que durante centenares de generaciones han conservado el paisaje de forma íntegra.





Los alojamientos más característicos del territorio son las casas-cueva, hogares centenarios excavados directamente en los sedimentos pliocuaternarios de la Cuenca de Guadix-Baza. Muchas de ellas han sido reconvertidas en alojamientos turísticos. Son lugares para disfrutar de una inigualable experiencia de descanso en un entorno donde destacan el silencio y la evasión, y cuya relación con la Geología es evidente.

Un magnífico ejemplo de esa relación entre las personas, el paisaje y la geología, es el desarrollo, a lo largo de siglos, de originales viviendas excavadas en las rocas sedimentarias del Geoparque y que ahora se han convertido en un amplio conjunto de alojamientos rurales. Estas viviendas se conocen en el territorio del Geoparque de Granada como **cuevas** y **casas-cueva**.



ROCÍO CAMPOS MALDONADO

Discordancia angular de Gorafe.





2

**EL GEOPARQUE
DE GRANADA:
UNA HISTORIA
DE MÁS DE 250
MILLONES DE AÑOS**

La historia geológica del Geoparque de Granada implica un viaje hacia atrás en el tiempo, hasta el período Triásico, hace unos 250 millones de años. Pero este es también un viaje en el espacio, que comienza en el último supercontinente que ha existido en la Tierra y que continúa por antiguos mares y océanos ya extintos, cuyos restos dentro del Geoparque de Granada, nos cuentan los principales acontecimientos geológicos que han hecho posible su gran geodiversidad y su extraordinario patrimonio.

Ríos y lagunas salobres en el supercontinente Pangea

La historia del Geoparque de Granada comienza en el Triásico, un periodo especial en la historia de la Tierra en el que existía un único supercontinente llamado *Pangea* (Fig. 1). Durante el Triásico Superior (230-200 Ma) el clima en la Tierra era árido. En Pangea existían grandes ríos que depositaron arcillas, limos, arenas y conglomerados, de tonos rojizos. Las costas de ese gran supercontinente estaban rodeadas de mares someros y lagunas costeras donde se formaron grandes acumulaciones de rocas evaporíticas (yesos y halita) y carbonatadas (calizas y dolomías). En el Geoparque encontramos vestigios de estas rocas de edad Triásico en diferentes lugares. Entre ellos hay magníficos afloramientos en los valles del río Fardes y del Guadiana Menor. En este último valle destacan los afloramientos situados aguas abajo del embalse del Negratín.

Hacia finales del Triásico, Pangea comenzó a fracturarse y separarse en varios fragmentos, que terminaron por formar nuevos continentes y placas tectónicas. En la historia del Geoparque de Granada son clave algunos de esos fragmentos como los que acabaron por transformarse en Iberia, África y en un tercer pequeño continente cuyas rocas están adosadas hoy día a Iberia y África.

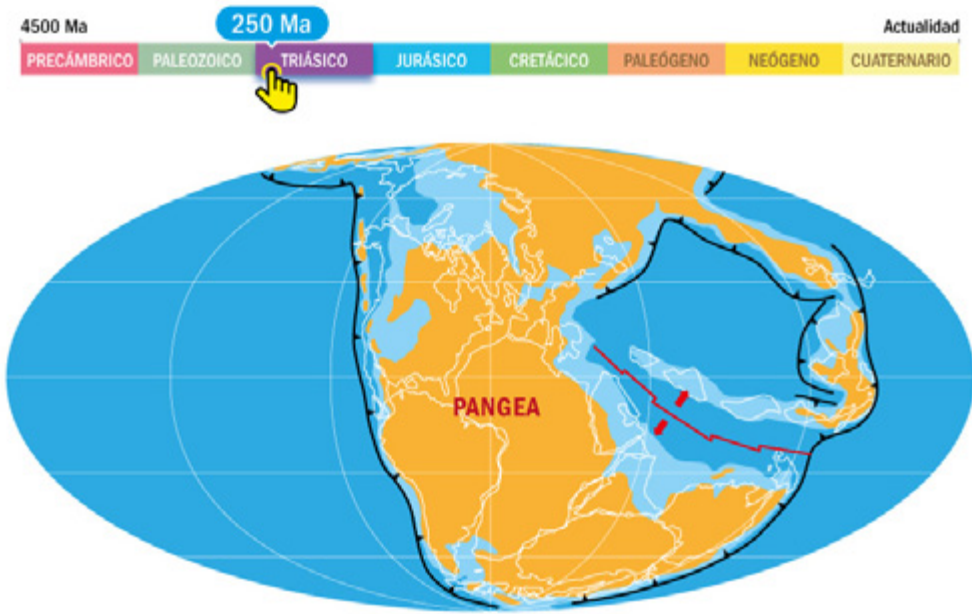


Figura 1. Mapa paleogeográfico de la Tierra durante el periodo Triásico, hace 250 millones de años (Ma). *Pangea* era el único gran continente que emergía entonces de las aguas.

Los nuevos continentes se alejan

Aunque *Pangea* había comenzado a fragmentarse a finales del Triásico, es a partir del Jurásico cuando los efectos de la fracturación tienen notables consecuencias (Fig. 2). Comienza a abrirse el océano Atlántico. Durante el Jurásico y parte del Cretácico, Iberia se separa poco a poco de África. Entre estos territorios emergidos se va abriendo un océano, llamado *Tetis*. En este nuevo océano se depositaron sedimentos marinos que en la actualidad forman parte de las montañas del Geoparque (como el Mencil, el Jabalcón, La Sagra o la sierra de Baza).

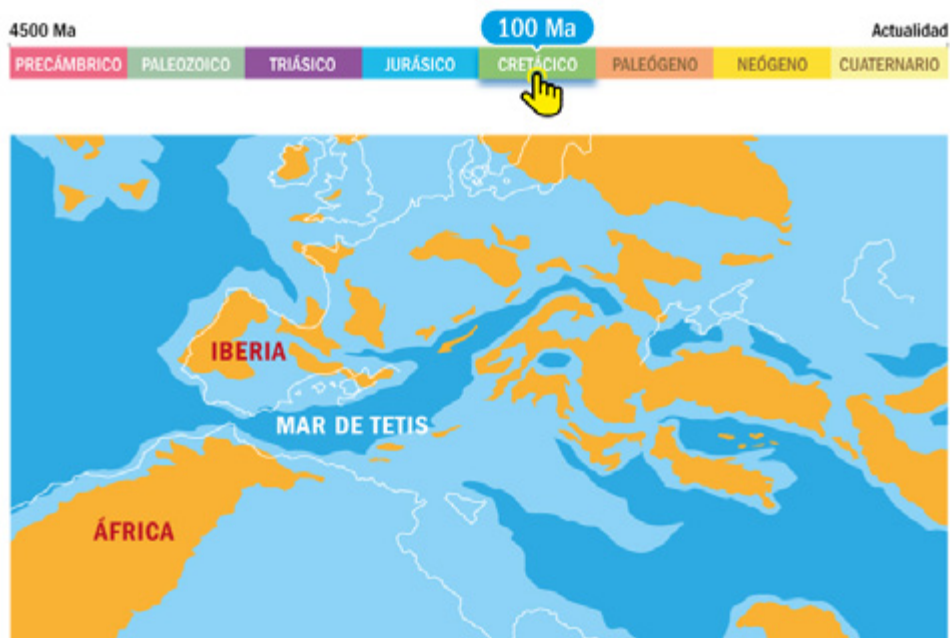


Figura 2. Superior: reconstrucción paleogeográfica de la Tierra al final del periodo Jurásico (hace 150 Ma). Inferior: Durante el Cretácico (100 Ma) las placas africana y euroasiática se están separando entre sí, dando lugar al Mar de Tetis.

Aunque en la actualidad todas estas montañas están muy próximas, los sedimentos que las originaron se acumularon en dos grandes zonas muy distantes entre sí. Las rocas sedimentarias que constituyen el conjunto de montañas que forman el borde norte del Geoparque, además del Mencal, se depositaron al sureste de Iberia. Estas rocas, que son mayoritariamente rocas sedimentarias marinas, constituyen lo que hoy llamamos **Zona Externa** de la Cordillera Bética. Por otra parte, las rocas del Jabalcón y la mayor parte de las que forman las montañas del sur del Geoparque, se depositaron mucho más distantes hacia el este, en una región del Tetis que formará parte, millones de años más tarde, de la **placa de Alborán**. Las rocas que pertenecieron a esta pequeña placa tectónica de Alborán constituyen parte de lo que hoy se conoce como **Zona Interna** de la Cordillera Bética. Más adelante veremos cómo llegaron a su posición actual.

En este contexto en el que las placas se separaban, la corteza terrestre se fracturó y en el sur de Iberia se formaron numerosas fallas normales que crearon un relieve del fondo marino escalonado. Es a partir de entonces cuando se diferencian dos grandes dominios al sureste de Iberia: (1) un mar muy somero en su litoral meridional (futuro Prebético), y (2) un mar pelágico más alejado de Iberia caracterizado por surcos y umbrales, con grandes escalones en el fondo marino parecidos a las teclas de un piano (futuro Subbético) (Fig. 3).

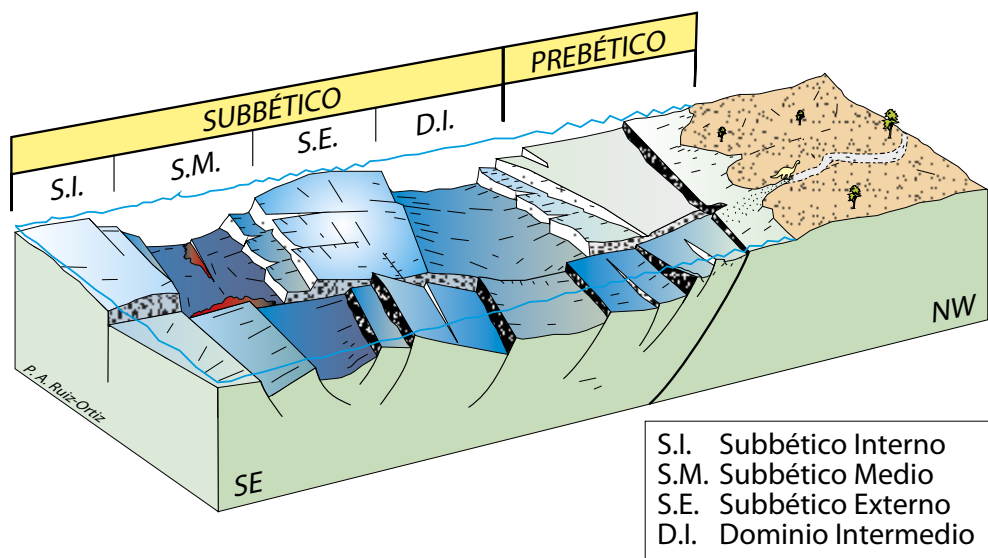


Figura 3. Reconstrucción paleogeográfica de los dominios Prebético y Subbético de la futura Zona Externa de la Cordillera Bética. Tomado de Ruiz Ortiz, P. A.

¿SABÍAS QUE...?



A unos 6 km al sur de los Baños de Alicún de las Torres en dirección a Fonelas (km 3,5 de la carretera GR-5103, paralela al río Fardes, junto al Cortijo de Victoriano) aparecen unas margas y arcillas verdosas oscuras del Cretácico, muy ricas en un tipo de arcillas llamadas **BENTONITAS**. Estas arcillas pertenecen a la denominada *Formación Fardes* y están formadas por minerales que aumentan de volumen al atrapar moléculas de agua en periodos húmedos y vuelven a su volumen original al perder esa agua en periodos de sequía. Por este motivo, a este tipo de minerales se les conoce como *arcillas expansivas*. Su origen está en parte relacionado con rocas volcánicas que se formaron en el fondo del antiguo Mar de Tetis, al sur de Iberia. Tras su formación estas rocas sufrieron una gran alteración química y se mezclaron con sedimentos marinos. El paisaje formado por estas arcillas prácticamente no tiene vegetación, pues es tan disgregable que las plantas tienen dificultades para fijar las raíces. El entorno en el que aparecen es un lugar de gran belleza paisajística del que estudiamos más detalles en el capítulo 8 (Mirador de la Cerrada de la Lava en el valle del río Fardes).



Afloramiento de *bentonitas* en las inmediaciones del cortijo de Victoriano (LIG 32).

Un cambio en la tectónica de placas: el acercamiento entre Iberia y África

Hace aproximadamente 70 millones de años se produjo un cambio radical en el movimiento de las placas tectónicas. Eurasia y África comenzaron a acercarse y varios millones de años después la placa Ibérica pasó a formar parte de la placa Euroasiática. El acercamiento entre África y Eurasia provocó que el Mar de Tetis comenzara a cerrarse paulatinamente. Mientras tanto, se acumularon algunos de los sedimentos que más tarde dieron lugar a las rocas del Terciario. Ahora las podemos encontrar en muchos lugares del Geoparque de Granada y en las montañas que lo delimitan. Como veremos más adelante, tanto estas rocas terciarias como las más antiguas (las triásicas, jurásicas y cretácicas) podemos encontrarlas no sólo en las montañas, sino también en el fondo de los valles del Geoparque. Ello nos permite contar toda esta apasionante historia geológica desde el fondo de nuestros valles (Fig. 4).



Figura 4. Dominado por la cima del Mencil, el valle del río Fardes y sus rocas contienen gran parte de la historia geológica que dió lugar al territorio del Geoparque de Granada.

¿SABÍAS QUE...?



En las rocas el sector de Alamedilla, situado en la parte noroccidental del Geoparque de Granada, se encuentran vestigios de uno de los principales eventos climáticos de la historia de la Tierra, que es conocido como el **MÁXIMO TÉRMICO DEL PALEOCENO-EOCENO**. Hace 56 millones de años, la temperatura media terrestre aumentó 6 °C, provocando un considerable aumento del nivel del mar y el calentamiento de los océanos, que alteró repentinamente la circulación oceánica y atmosférica. Las consecuencias para la vida en el planeta fueron dramáticas. Provocó la extinción de multitud de organismos marinos y causó grandes cambios en los mamíferos terrestres, que marcaron la aparición de los linajes actuales.



Sucesión estratigráfica con el máximo térmico.

Una colisión entre continentes: el origen de la Cordillera Bética y de la cuenca de Guadix-Baza

Hace unos 25 millones de años se individualizó una pequeña placa en el Mediterráneo occidental: la *placa de Alborán* (Fig. 5). Algunas de las rocas de esta placa habían sufrido intensos procesos de deformación, con elevadas presiones y temperaturas que las transformaron en rocas metamórficas.

Mientras las dos grandes placas de Eurasia y Nubia (África) se acercaban, la placa de Alborán se iba desplazando hacia el oeste. El viaje de la placa de Alborán terminó cuando colisionó con el sur de Iberia y el norte de África (Figs. 5 y 6). La colisión se inició hace algo más de 20 millones de años y duró varios millones de años más, provocando que las rocas depositadas en el sur de Iberia (que constituyen lo que hoy llamamos Zona Externa) comenzaran a plegarse y fracturarse.

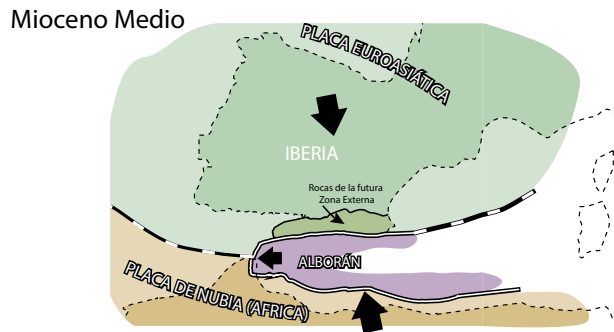
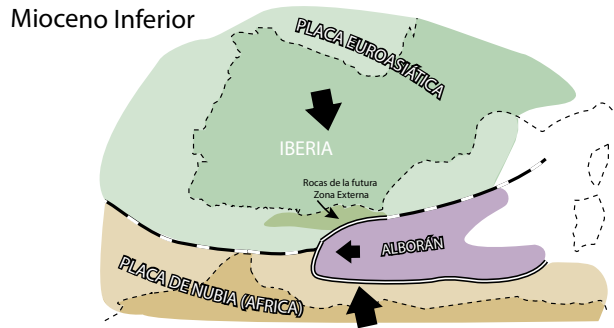
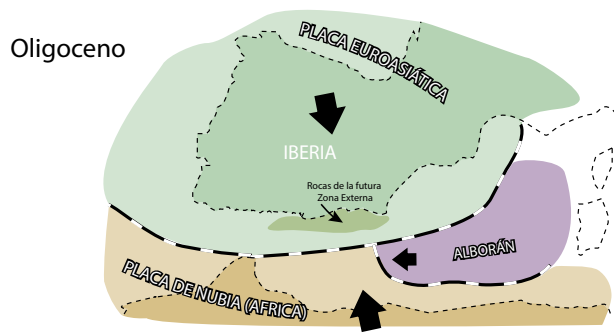


Figura 5. Evolución paleogeográfica de la placa de Alborán, comprimida durante la aproximación entre las placas africana y euroasiática.

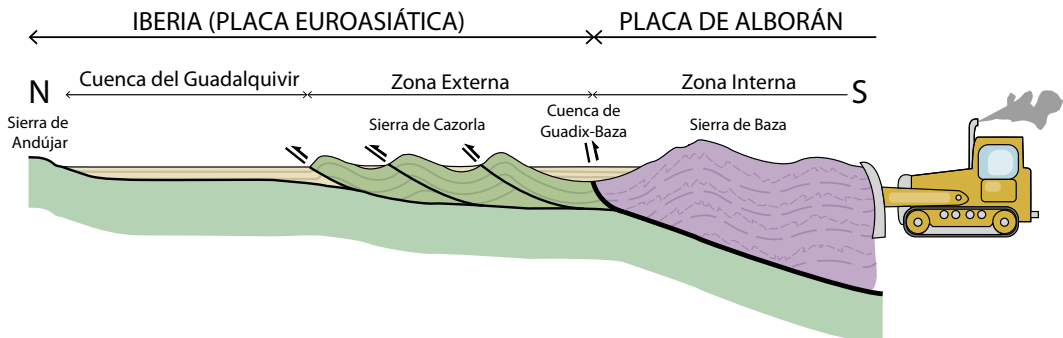


Figura 6. Corte geológico esquemático N-S de la Cordillera Bética. El acercamiento de la placa de Alborán produce zonas elevadas junto con depresiones intramontañosas. Una de éstas será la cuenca de Guadix-Baza, donde se ubica el Geoparque de Granada.

Había comenzado a formarse la *Cordillera Bética* (Fig. 7). La colisión y deformación hizo que comenzara a levantarse el fondo del mar, de modo que empezaron a emerger pequeños relieves. En ese momento, el paisaje estaba caracterizado por pequeñas islas separadas por pasillos marinos, donde se acumulaban sedimentos. Uno de esos pasillos será el germen de la cuenca de Guadix-Baza (Fig. 8).

Por tanto, la colisión entre estas placas tectónicas dio lugar a una configuración en la que aparecen adyacentes rocas de la Zona Externa y de la Zona Interna, que se habían formado originalmente en lugares del Mar de Tetis muy distantes entre sí (algunas incluso en tiempos anteriores al Tetis). Sobre esas rocas con distinta procedencia se depositaron posteriormente, en una etapa de la historia geológica que describimos a continuación, las rocas sedimentarias de la cuenca de Guadix-Baza.

Dicho de otro modo, las rocas de la Zona Externa y de la Zona Interna forman parte del *basamento* de la cuenca de Guadix-Baza. O lo que es lo mismo, son el sustrato o el “recipiente” sobre el que se depositaron los sedimentos más recientes del Geoparque de Granada (Figs. 7 y 9).

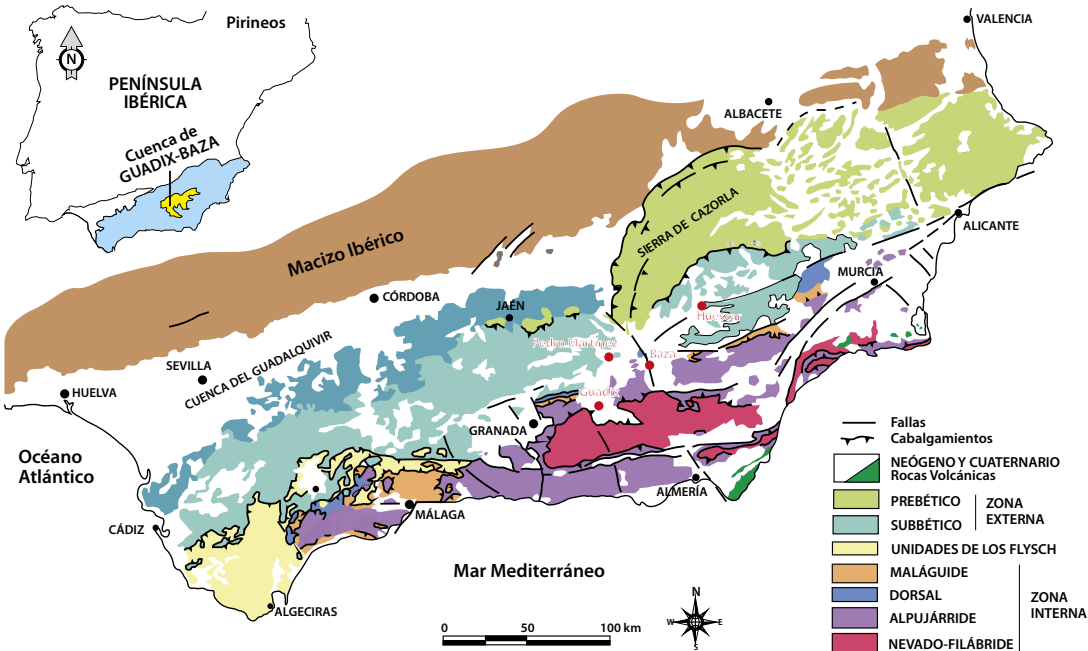


Fig. 7. Mapa geológico de la Cordillera Bética. Modificado de Carlos Sanz de Galdeano.

La formación de la cuenca de Guadix-Baza

En el Mioceno Superior, hace aproximadamente 8 millones de años, la elevación de los relieves emergidos debido a la colisión comenzó a ser significativa, tanto al norte (elevación de las sierras de Cazorla y Segura, Castril, Huéscar...) como al sur (elevación de Sierra Nevada y las sierras de Baza y de los Filabres, entre otras). En ese momento, la cuenca de Guadix-Baza adquirió un contorno similar al actual y se puede decir que es cuando comienza su historia como cuenca sedimentaria (Fig. 8).

A través de la cuenca de Guadix-Baza se produjo la última conexión oceánica entre el Mediterráneo y el Atlántico. Esta circunstancia añade una importancia singular al estudio del relleno marino de la cuenca, tanto por las implicaciones que tiene desde el punto de vista de la paleoecología relacionada con la interacción entre dos masas de agua, como para ayudar a conocer en detalle cómo se produjo el aislamiento total o parcial del mar Mediterráneo.

La retirada del mar en la cuenca de Guadix-Baza: la etapa continental endorreica

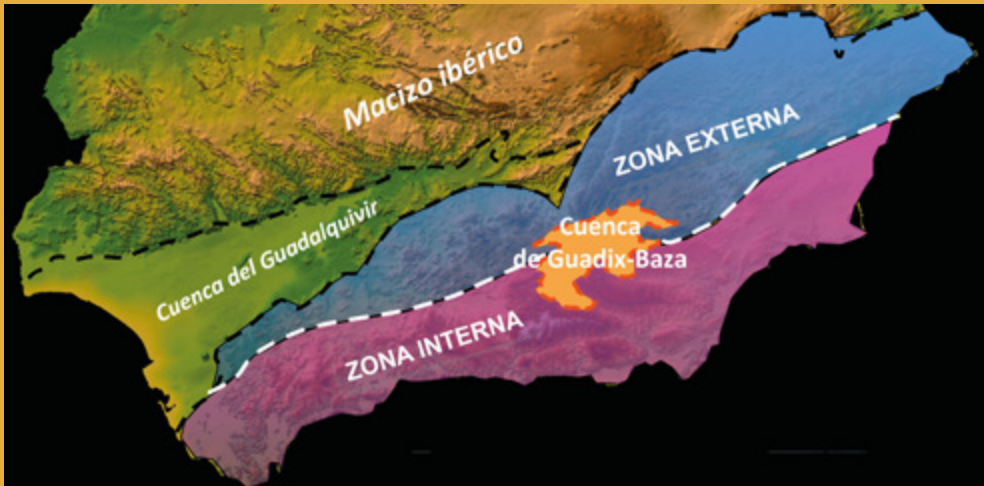
La colisión entre placas tectónicas es un proceso que dura varios millones de años. Esta situación, prolongada en el tiempo, hizo que el territorio de la cuenca de Guadix-Baza continuara elevándose, al igual que el conjunto de la Cordillera Bética. Hubo un momento, a finales del Mioceno Superior (unos 7 millones de años), en el que la cuenca se elevó tanto que se situó por encima del nivel del mar y quedó desconectada del Mediterráneo y del Atlántico. En ese momento, la cuenca de Guadix-Baza quedó aislada y rodeada por montañas con un relieve muy parecido al actual. La cuenca se convirtió en *endorreica*, es decir, en un territorio emergido en el que los ríos no tenían salida hacia el mar, sino que desembocaban en un gran lago situado en la mitad oriental del Geoparque de Granada, el *paleolago de Baza* (Fig. 8).

En la parte occidental se desarrollaron mayoritariamente ambientes fluviales con sedimentación detrítica, que drenaban sus aguas hacia el este a través de un río principal, el *paleo Fardes*, desembocando en el paleolago de Baza. En este lago se generaron importantes acumulaciones de sedimentos carbonatados y evaporíticos. Estos sedimentos constituyen uno de los mejores registros estratigráficos continentales del mundo para el Cuaternario, especialmente para el Pleistoceno.

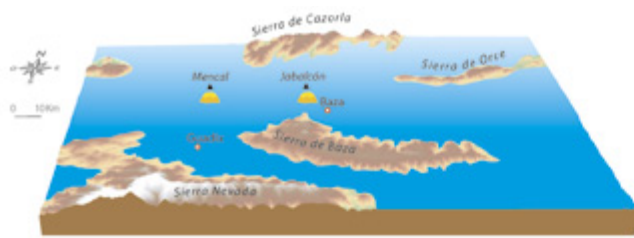
La etapa continental se prolongó durante más de 6 millones de años. En ese intervalo de tiempo, el paisaje del territorio estaba dominado por un *glacis*, es decir, por una amplia llanura surcada por el río paleo Fardes y con el paleolago de Baza en la parte oriental. En las riberas del río y en las orillas del lago convivieron faunas de grandes mamíferos (ver capítulo 6), configurando un paisaje muy similar a la actual sabana africana.

¿SABÍAS QUE...?

El Geoparque de Granada incluye un antiguo **LÍMITE DE PLACAS**. La parte norte (Zona Externa) pertenece a las rocas que se depositaron al sureste de Iberia, mientras que la parte sur (Zona Interna) está constituida por rocas metamórficas de la placa de Alborán. Este límite de placas dejó de ser activo hace unos pocos millones de años y actualmente se encuentra cubierto por los sedimentos más recientes que han rellenado la cuenca de Guadix-Baza.



Contexto geológico de la Cordillera Bética. La cuenca de Guadix-Baza es una depresión intramontañosa situada en el centro de la cordillera, justo sobre un antiguo límite de placas tectónicas.



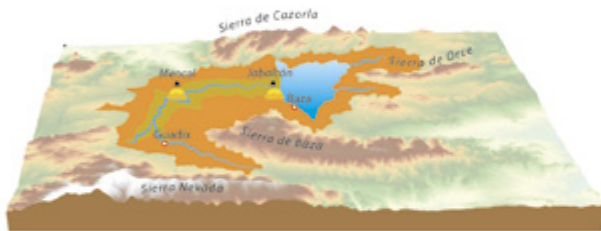
1 Hace más de 8 millones de años

La cuenca de Guadix-Baza se encuentra en contacto con el océano Atlántico y con el mar Mediterráneo



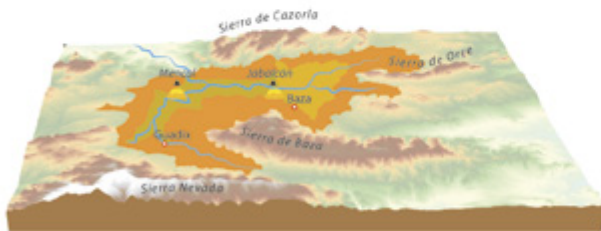
2 Hace 8 Ma

La cuenca va quedando aislada tanto del Atlántico como del Mediterráneo



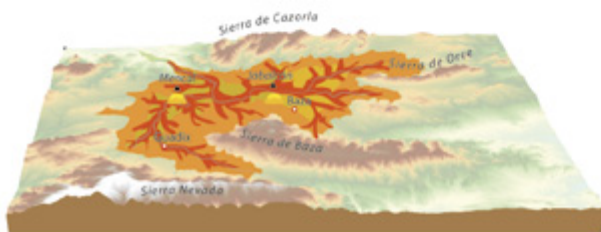
3 En torno a 7 Ma

La cuenca se hace endorreica. Las aguas fluyen a través del río paleo Fardes hacia el gran lago de Baza



4 Hace aproximadamente 0,5 Ma

Un afluente del río Guadalquivir captura la cuenca y comienza la erosión. El paleolago de Baza desaparece



5 Actualidad

La erosión del glacis y el encajamiento de la red de drenaje origina el relieve de badlands

Figura 8. Evolución paleogeográfica de la cuenca de Guadix-Baza a lo largo de sus últimos 8 millones de años.

A partir de una conexión con el mar abierto pasó a ser una cuenca continental endorreica, sin salida al mar durante unos 6 Ma. Posteriormente, hace aproximadamente 0,5 Ma, pasó a formar parte de la cuenca hidrográfica del río Guadalquivir y desembocar en el océano Atlántico.

La erosión y vaciado de la cuenca: el paisaje actual

La última etapa de la historia geológica del Geoparque comenzó, aproximadamente, hace medio millón de años, en el Pleistoceno medio. Al norte de la cuenca de Guadix-Baza discurre el río Guadalquivir. Este gran río junto con sus afluentes van produciendo la erosión de los valles por los que discurren, de tal modo que se hacen cada vez más profundos y más largos. La cuenca de uno de los afluentes del Guadalquivir (el actual Guadiana Menor) fue creciendo hasta alcanzar la cuenca de Guadix-Baza. Este proceso, que se conoce como *captura fluvial*, hizo que la cuenca pasara a tener una salida al mar. Es decir, la cuenca dejó de ser *endorreica* y se transformó en *exorreica*. Se había generado en ese momento la *cuenca hidrográfica del Guadiana Menor*. La elevada altitud media de la depresión en la que se encuentra el Geoparque de Granada, el clima semiárido y la alta erosionabilidad de los materiales que constituyen el relleno sedimentario han facilitado el fuerte encajamiento de la red fluvial actual, de hasta más de 200 m en algunos valles.

A partir del momento de la captura, la erosión dominó frente a la sedimentación en la cuenca. Comenzó el desmantelamiento del glacis, el desarrollo de un modelado en badlands todavía activo y la formación de los valles y terrazas fluviales que caracterizan este territorio. En estas terrazas podemos descubrir y leer los últimos capítulos de esta historia geológica, que enlaza directamente con la historia y cultura de las gentes del Geoparque de Granada.

Este proceso de erosión actual es clave para el Geoparque de Granada, porque nos ha dejado al descubierto su rico y variado patrimonio geológico, destacando los grandes yacimientos paleontológicos y el espectacular paisaje de badlands, ambos seña de identidad de este territorio. Y lo más apasionante es que el relieve sigue siendo activo, la tectónica sigue actuando debido al acercamiento actual entre las placas de Eurasia y Nubia (África) (ver capítulo 5), y el encajamiento de los valles sigue su curso (ver capítulo 7).

LA HISTORIA CONTINÚA...

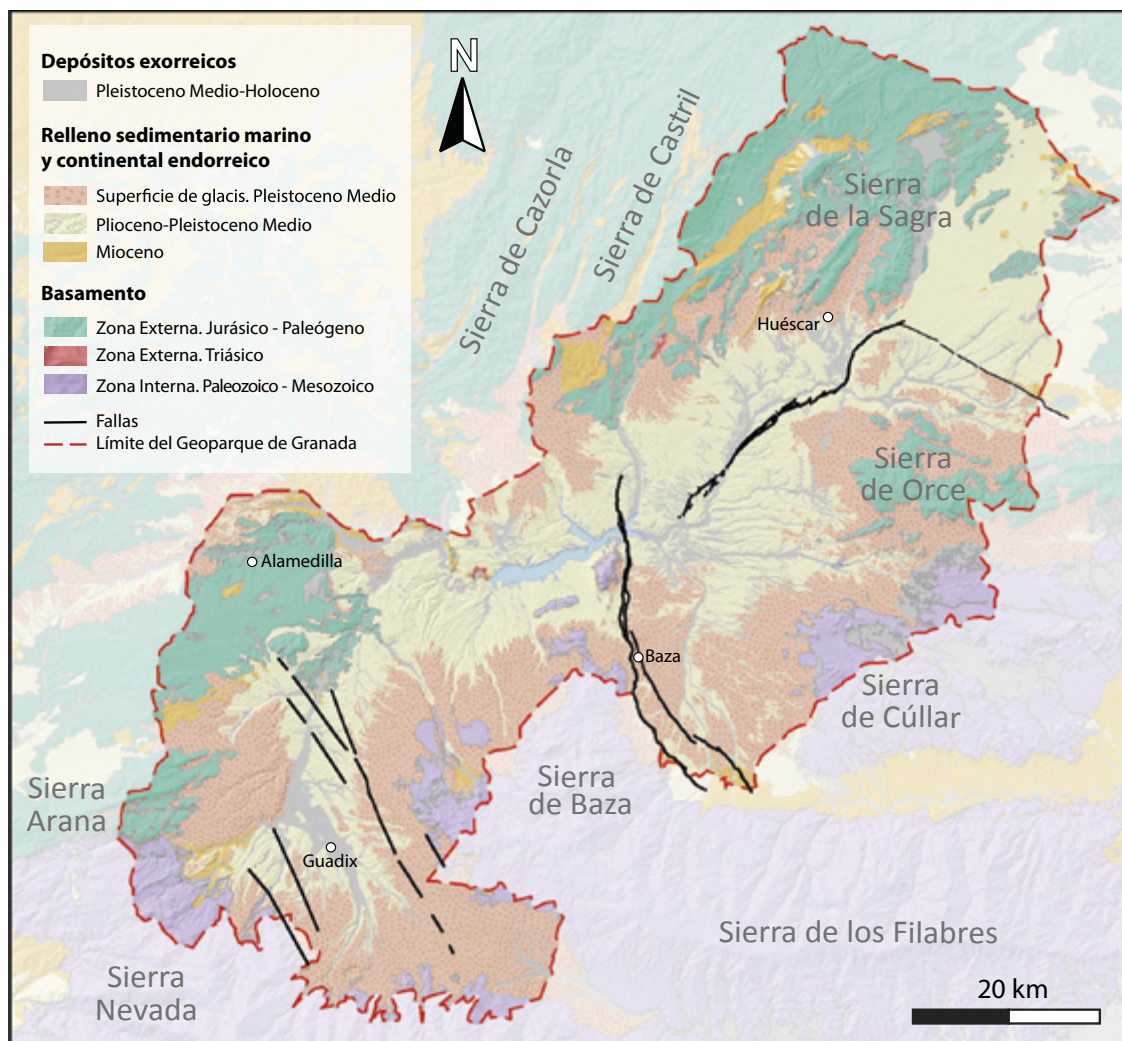


Figura 9. Mapa geológico del Geoparque de Granada.

La geología determina los tres paisajes que caracterizan al Geoparque:

1. **Las sierras.** El *basamento* se compone de las rocas de la Zona Interna de la Cordillera Bética, al sur, y de la Zona Externa, al norte.
2. **La gran llanura.** El *glacis* se extiende desde el pie de las montañas y abarca una gran extensión.
3. **Los valles fluviales.** La zona destacada en color amarillento está siendo erosionada y da lugar al singular *paisaje de badlands*.



EL TRIÁSICO DEL GUADIANA MENOR

LIG 40

En el valle del río Guadiana Menor, aguas abajo del embalse del Negratín, aparece un afloramiento excepcional de rocas del Triásico. Está formado por yesos, arcillas de colores intensos, rojos, amarillos y verdes, y niveles de calizas y dolomías (Fig. 1). Entre las rocas triásicas se observan también enclaves de rocas volcánicas (basaltos) y subvolcánicas (ofitas, Fig. 2) con geometrías de *sills* y *diques*.

Al conjunto de rocas que aparecen en este afloramiento se les ha clasificado como un *olistostroma*. Un *olistostroma* se define como un depósito sedimenta-

rio que consiste en una masa caótica de rocas compuesta por grandes bloques de material más antiguo que está embebido entre materiales más recientes. Generalmente, el origen de los olistostromas se asocia a grandes deslizamientos submarinos. Eso provoca una mezcla entre rocas antiguas y recientes. Sin embargo, este afloramiento en concreto no presenta la disposición que se acaba de describir, y los materiales triásicos se disponen por debajo de una importante pila de rocas sedimentarias en las que aparecen rocas más recientes (del Jurásico, Cretácico y Terciario).



Figura 1. Afloramiento de los materiales triásicos del Negratín (lutitas, areniscas y yesos)

En otros afloramientos cercanos en el valle del Guadiana Menor, las rocas triásicas que aparecen están relacionadas con *procesos diapíricos*. Estos son procesos de extrusión de materiales debidos a diferencias de densidad y comportamiento mecánico respecto a los materiales que los rodean (Fig. 3). Los materiales del Triásico, con abundantes arcillas y yesos, tienen una

densidad menor que las rocas que se disponen sobre ellos (pila de rocas de edad comprendida entre el Jurásico y el Terciario) y son capaces de fluir cuando son sometidos a esfuerzos.

En esta región, los esfuerzos producidos por la colisión entre las placas de Eurasia, Alborán y Nubia (África) facilitó el ascenso de estas arcillas y yesos triásicos a favor de numerosas fracturas.



Figura 2. Afloramiento de rocas subvolcánicas (*ofitas*) intruidas entre arcillas y yesos del Triásico.

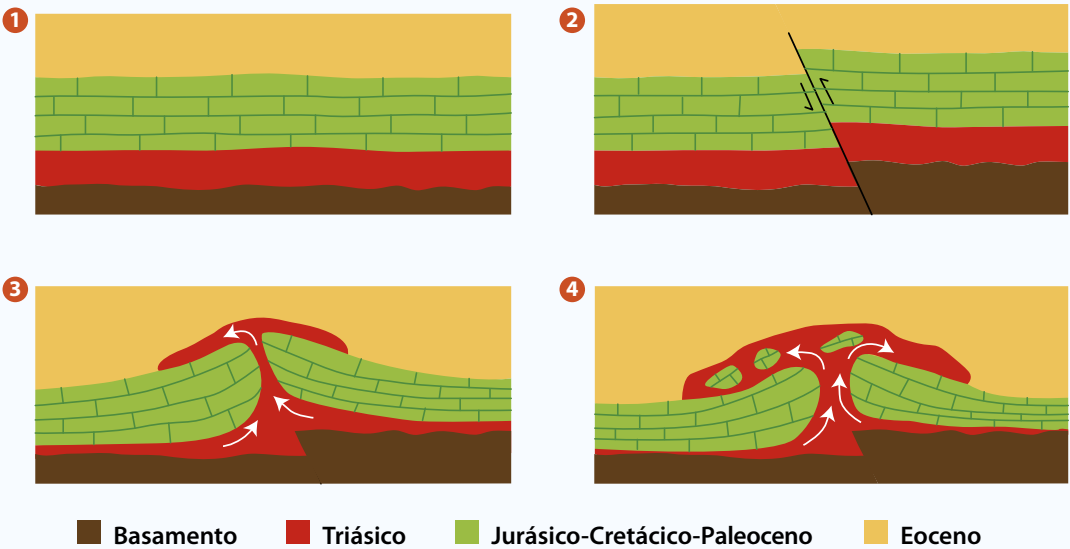


Figura 3. Funcionamiento de un *diapiri* asociado a fallas inversas. Los materiales menos densos, como yesos y arcillas (en color rojo), ascienden a favor de las fracturas, atravesando los materiales superiores, más densos y resistentes.

El Triásico del Guadiana Menor

LIG 40



A Cuevas del Campo

A Freila y Zújar

EL MENCAL Y EL JABALCÓN

DOS MONTES EMBLEMÁTICOS DEL GEOPARQUE DE GRANADA

LIG 06, 07

El **Mencal** y el **Jabalcón** son dos montes emblemáticos que sobresalen sobre el relieve predominante del Geoparque de Granada, la gran llanura o *glacis*, situada a unos 1000 metros de altitud media (Fig. 1).

Con casi 1500 metros de cota máxima, desde sus cimas se observan magníficas vistas del Geoparque. De hecho, en el Jabalcón se sitúa uno de los miradores más espectaculares del territorio.

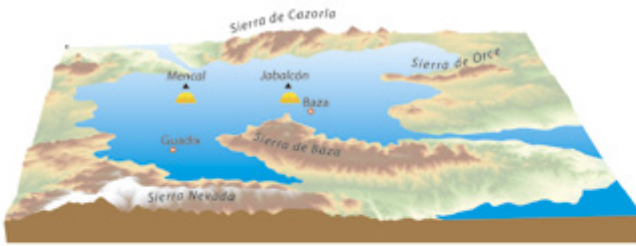
Ambos relieves están constituidos mayoritariamente por calizas del Jurásico. Sin embargo, a pesar de su actual proximidad y similitud, para la mayoría de geólogos que han estudiado sus rocas, estas tienen procedencias muy distantes dentro del Mar de Tetis. Los sedimentos del Mencal se depositaron al sureste de Iberia, en una posición re-

lativamente próxima a la actual. Por el contrario, los del Jabalcón lo hicieron a muchos kilómetros de distancia hacia el sureste. El emplazamiento actual de las rocas del Jabalcón está ligado al largo viaje que realizó la placa de Alborán hacia el oeste hasta colisionar con Iberia.

Uno de los aspectos más interesantes de ambos relieves, es que llevan siendo dos “montes isla” desde hace millones de años. El Mencal y el Jabalcón fueron primero dos islas en el último mar que existió en el sector del Geoparque. Posteriormente, cuando la cuenca se hizo continental, ambos relieves seguían sobresaliendo en el territorio (Fig. 2). Los productos de su erosión también forman parte de los sedimentos pliocenos y pleistocenos del Geoparque de Granada.

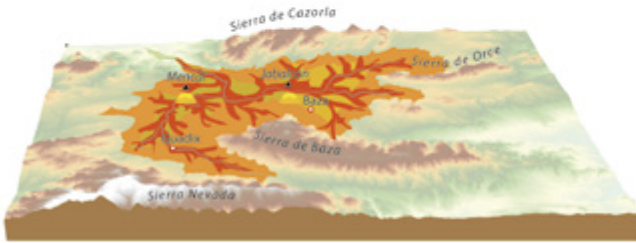


Figura 1. Superior. Panorámica del Cerro del Mencil (1449 m) tomada desde el sureste.
Inferior. Panorámica del Jabalcón (1494 m) tomada desde el Mencil (oeste)



Hace 8 Millones de años

La cuenca de Guadix-Baza va quedando aislada tanto del océano Atlántico como del mar Mediterráneo



Actualidad

La erosión del glacis y el encajamiento de la red de drenaje origina el relieve de badlands

Figura 2. Paleogeografía de la cuenca de Guadix-Baza mostrando la posición de los dos *montes isla*, el Mencil y el Jabalcón.

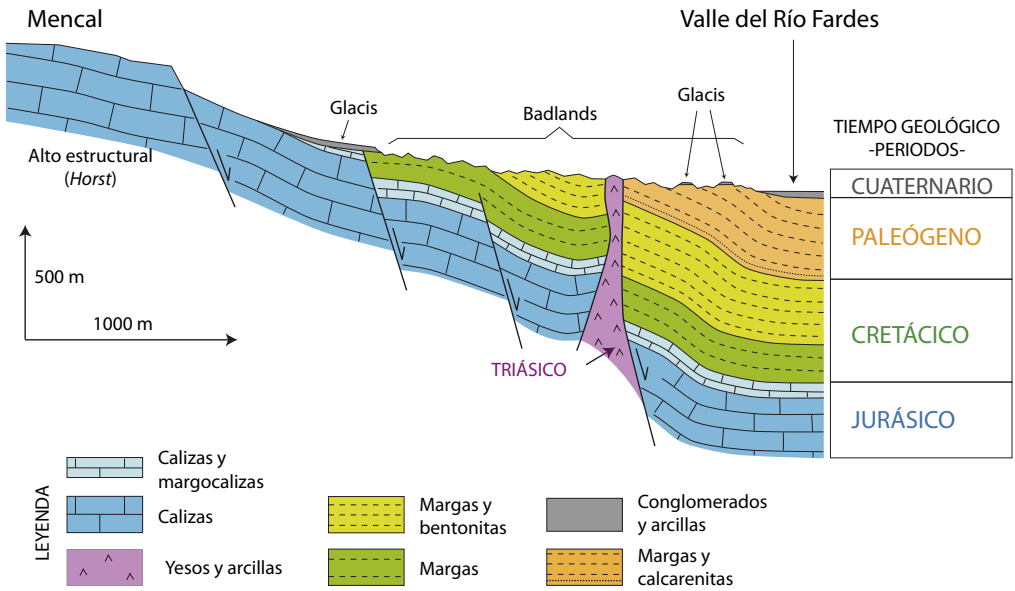
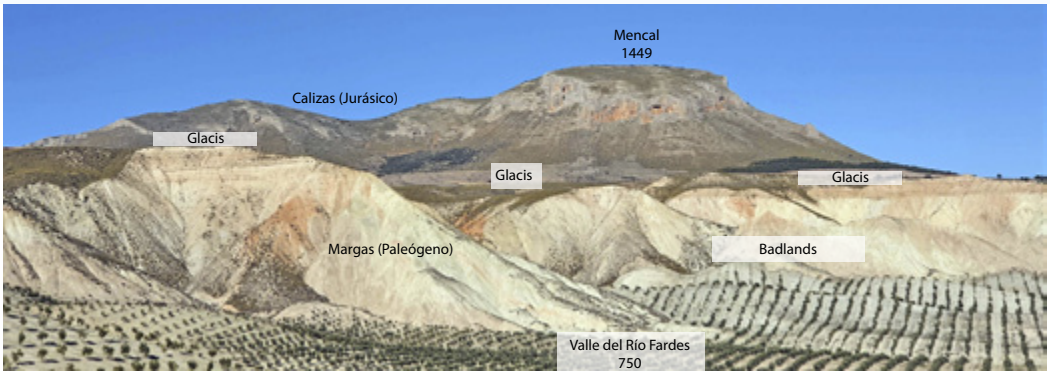
EL MENCAL

Principales características geológicas

El cerro Mencil está formado por más de 300 metros de espesor de calizas blancas que se depositaron en un mar poco profundo durante el Jurásico Inferior. Sobre estas calizas se depositaron calizas margosas, margas y radiolaritas pelágicas que tienen edades comprendi-

das entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Superior (Fig. 3). Lo hicieron sobre un mar con un fondo irregular. Estas rocas nos muestran una compleja historia con etapas de depósito, emersión, erosión y fracturación durante el Jurásico y el Cretácico, debido a la apertura del Mar de Tetis y a las subidas y bajadas del nivel del mar.

Figura 3 (página siguiente). Entre el Mencil y el río Fardes existe una magnífica sucesión continua de capas de rocas de los periodos Jurásico, Cretácico y Paleógeno (desde hace 200 millones de años hasta 23 millones de años). El cerro Mencil sobresale en el relieve gracias a fallas normales que generan una estructura escalonada denominada *horst*. En las faldas del Mencil los badlands se desarrollan en rocas mucho más antiguas que en la mayor parte del Geoparque, donde suelen erosionar rocas del Plioceno y del Pleistoceno.



EL JABALCÓN

Principales características geológicas

El cerro del Jabalcón está formado principalmente por calizas y dolomías del Jurásico Inferior. Las dolomías, de color gris oscuro y con un espesor mínimo de 150 metros, afloran en su extremo septentrional, en las proximidades de los Baños de Zújar. Por encima de las dolomías se apoyan más de 450 metros de calizas de colores blanco o gris, que constituyen la mayor

parte del relieve. Estas rocas, al igual que las rocas más antiguas del Mencil, también se formaron en un mar poco profundo, pero en una posición más alejada de Iberia. En la parte superior de este conjunto de capas, las calizas tienen algunos nódulos y bancos de sílex negro. En la cumbre del Jabalcón y en la ladera que desciende desde la ermita de la Virgen de la Cabeza hacia el sur, también se reconocen calizas nodulosas rosadas con unos pocos metros de espesor, de edad Jurásico Superior.



Figura 4. Foto superior: *Horro de la Heredad*. Inferior: Embalse del Negratín desde la Peña del Baño.

Desde la población de Zújar parte un camino que permite acceder a la cima y rodear a media altura todo el relieve del Jabalcón. Desde él se puede disfrutar de unas magníficas panorámicas del Geoparque, y se puede llegar hasta *La Horradada*, también llamada *Ojo* y *Horro de la Heredad* (Fig. 4). Se trata de un arco de varios metros de altura originado de

forma natural en la roca caliza por procesos de erosión y disolución. También se accede a la *Peña del Baño*, justo en la ladera Norte, que ofrece unas magníficas vistas del embalse del Negratín. En lo alto del relieve, cerca de su vértice geodésico, se encuentra el mirador del Jabalcón, con una de las mejores vistas del Geoparque (capítulo 8).

Cerro del Mencal

LIG 06



AVISO IMPORTANTE

La ruta circular puede hacerse tanto a pie como en un vehículo convencional, pero para acceder al mirador se recomienda un 4x4.



Pedro
Martínez

Cerro del Mencal

4h



35 min



INICIO



FOLLETO



Mirador del
Morrón de la Meseta

Mirador del cerro Jabalcón

LIG 07

N



Mirador del Jabalcón



A Zújar



ACCESO



15 min





LAVAS ALMOHADILLADAS DE ALAMEDILLA

SUMÉRGETE EN UN ANTIGUO FONDO MARINO

LIG 23, 26, 36

Vestigio del vulcanismo asociado a la fracturación de Pangea y la formación de algunos fondos marinos son algunas rocas del Geoparque de Granada, como las **lavas almohadilladas de Alamedilla**.

En el entorno de Alamedilla hay rocas marinas sedimentarias con edades comprendidas entre 200 millones de años (Jurásico Inferior) y 34 millones de años (Eoceno), con rocas volcánicas de edad mayoritariamente jurásica y cretácica. En un espacio reducido se concentran varios afloramientos que están incluidos en el catálogo de *lugares de interés geológico* del Geoparque de Granada: Calizas Jurásicas del Cerro Méndez (LIG 35), Cretácico superior-Eoceno de Alamedilla (LIG 22), Loma de la Solana-El Peñón (LIG 26), Barranco del Alcaide (LIG 36) y las Lavas almohadilladas de Alamedilla (LIG 23).

Entre estos lugares de interés destacan las *lavas almohadilladas* de Alamedilla. Son rocas volcánicas submarinas que están intercaladas entre rocas sedimentarias del Jurásico y, en menor medida, del Cretácico. Se trata fundamentalmente de rocas volcánicas del grupo de los basaltos, que tienen una morfología almohadillada. Se observan magníficos ejemplos en la carretera de Guadahortuna a Alamedilla (Figs. 1 y 2).

Este tipo de lavas se forman en el fondo del mar, cuando el magma entra en contacto con el agua marina. Cada una de las *almohadillas* tiene un núcleo interno de roca volcánica de aspecto algo más cristalino, y una fina capa externa de vidrio volcánico debido al rápido enfriamiento que sufrieron. Esta capa de vidrio les confiere a las lavas almohadilladas un aspecto muy singular, semejante a la piel de un elefante.



Figura 1. Lavas almohadilladas (*pillow lavas*) intercaladas entre los materiales del Cretácico Superior en las inmediaciones de Alamedilla. El sedimento (**S**) de color claro rellena los huecos que dejan las almohadillas de lava (**PL**), de color más oscuro.

¿SABÍAS QUE...?

La morfología almohadillada tan característica de estas lavas nos indica que se formaron en el fondo del mar. La presión hidrostática del agua ayudó a que la lava adquiriese esta forma lobulada. Los ejemplos de Alamedilla son, como dice el dicho, "de libro". En plataformas como *YouTube* se pueden visionar grabaciones de estas lavas utilizando como palabras clave "lavas almohadilladas submarinas".



Aspecto lobulado de las lavas de Alamedilla.

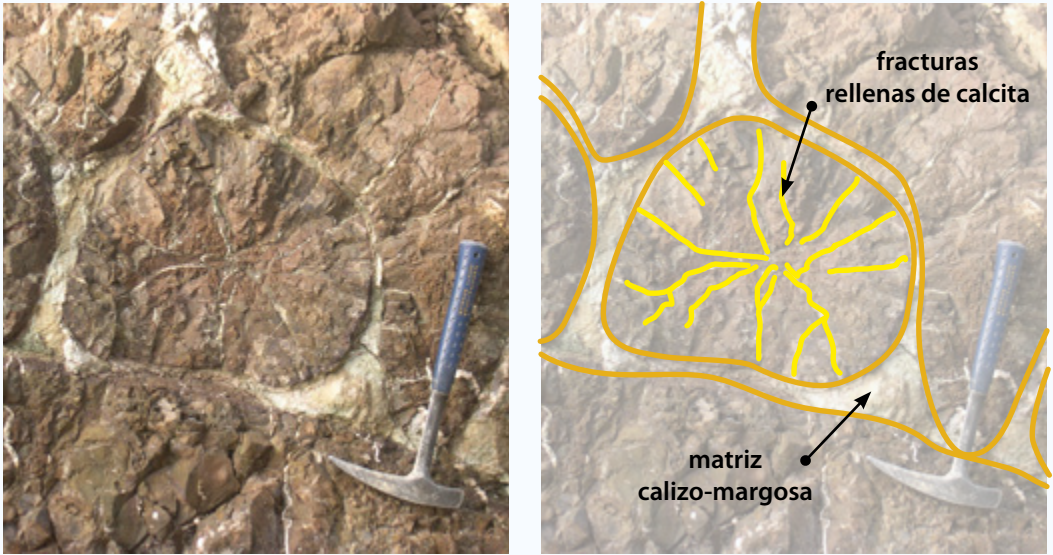


Figura 2. Otro rasgo muy característico de las lavas almohadillas es la presencia de fracturas radiales, que se forman bruscamente por el contraste térmico entre la lava caliente y el agua fría del mar, lo que provoca que la lava se rompa de esta manera tan singular.

La mayor parte de las coladas de lava de Alamedilla se disponen en cuerpos tabulares paralelos a la estratificación. En algunos sectores, como sucede en el Barraco del Alcaide, se observan más de diez coladas superpuestas por lotes de estratos en su mayoría del Jurásico Medio, que dan espesores acumulados de hasta 700 m, uno de los mayores en toda la Cordillera Bética.

Los científicos han identificado lavas desde el Jurásico Inferior (hace unos 185 millones de años) hasta el Cretácico Superior (hace unos 85 millones de años), siendo la etapa de mayor actividad la del Jurásico Medio (entre 175 y 161 millones de años)

(Fig. 3). Esta información ha sido posible gracias a la datación realizada a partir de isótopos radiactivos y del estudio de nanofósiles presentes en las rocas sedimentarias.

Sobre estas coladas de lava se apoyan rocas de plataforma carbonatada que se depositaron en un mar poco profundo. A este tipo de construcción, formado por un edificio volcánico coronado por calizas depositadas en una plataforma carbonatada aislada, se le llama *guyot* (Fig. 4). Se trata de montes submarinos que se elevan sobre el fondo marino, y que están rodeadas de taludes abruptos en los que con frecuencia hay desplomes gravitacionales.

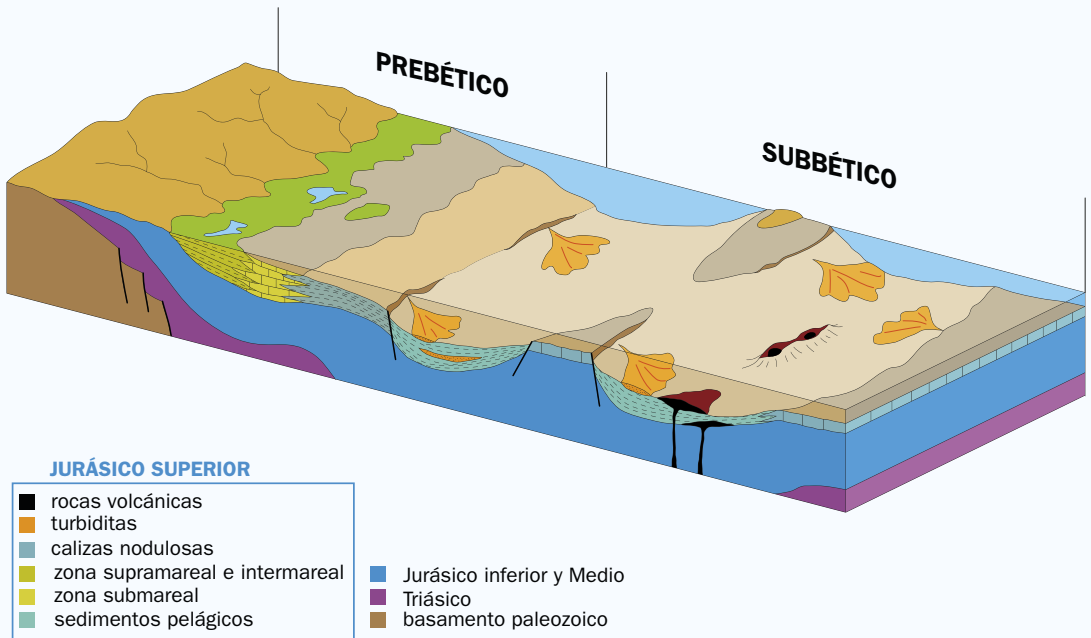


Figura 3. El magma que formó las lavas almohadilladas alcanzó el fondo del mar aprovechando las fallas que se formaron al sureste de Iberia, debido a la extensión que estaba sufriendo toda la región. En el Jurásico y el Cretácico se estaban abriendo el océano Atlántico y el Mar de Tetis.

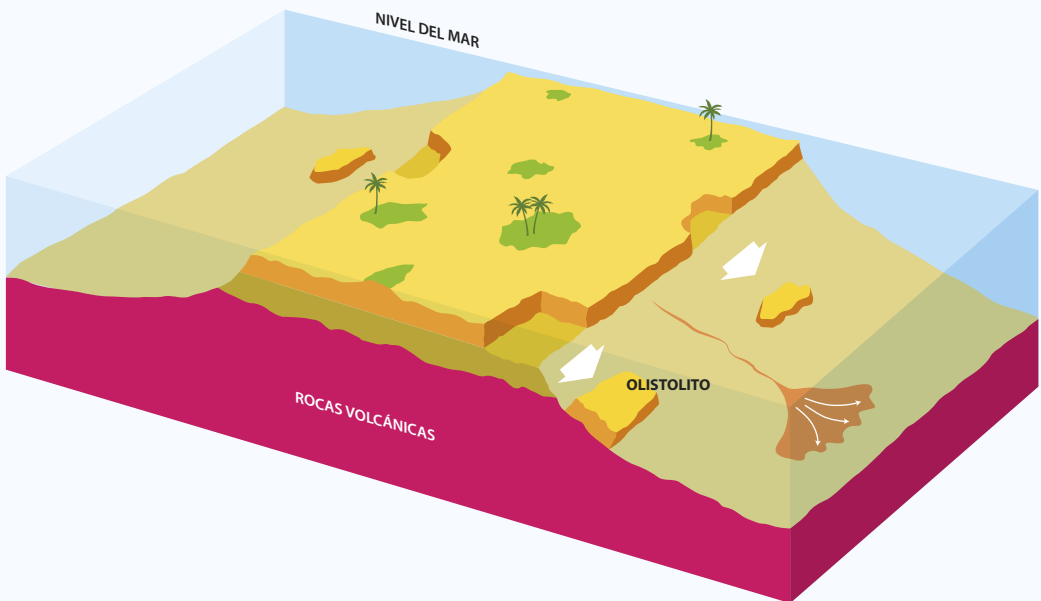


Figura 4. Esquema de un *guyot* o monte submarino, construido por rocas volcánicas (lavas almohadilladas) con rocas sedimentarias depositadas en un mar poco profundo. En Alamedilla podemos sumergirnos en este Mar de Tetis y disfrutar de un patrimonio geológico extraordinario.

Lavas almohadilladas de Alamedilla

LIG 23



A Guadahortuna

Lavas almohadilladas

A Alamedilla

ACCESO



AVISO IMPORTANTE

Para acceder a los afloramientos de rocas volcánicas hay que cruzar una carretera. Se ruega precaución





LA PEÑA DE CASTRIL Y LA CERRADA DEL RÍO CASTRIL

LIG 65

En condiciones normales, los estratos o capas de rocas sedimentarias se disponen horizontales y paralelos unos encima de otros. Sin embargo, los estratos de las calizas de la **Peña de Castril** (Fig. 1) no tienen esta disposición, sino que aparecen formando una *discordancia progresiva*. Es decir, estos estratos forman un abanico, de tal forma que los que ocupan posiciones más bajas están más inclinados que los superiores. Las discordancias progresivas se forman cuando los estratos están

siendo deformados a la vez que se depositan (Fig. 2) y nos indican que, en el momento en el que se formaron, se estaba produciendo una deformación. En el caso de la Peña de Castril, esta deformación se relaciona con la colisión entre placas tectónicas que dio lugar a la formación de la Cordillera Bética. Dicho de otro modo, la discordancia progresiva de la Peña de Castril nos ayuda a conocer el momento del tiempo geológico en el que se estaba produciendo la colisión.



Figura 1. Los materiales que componen la Peña de Castril son principalmente unas calizas bioclásticas que se formaron durante el Mioceno Superior. Estas calizas presentan una disposición particular que nos permite profundizar en un evento crucial en la historia geológica del Geoparque.



Figura 2. Vista panorámica desde el N de la Peña de Castril y del Cerro de la Henchura. Proceso de formación de la *discordancia angular progresiva*.

La Cerrada del Río Castril

El río Castril es alimentado por los acuíferos kársticos que constituyen las Sierras de Castril y Sierra Seca. El agua que circula por su cauce es de gran pureza, baja mineralización y temperaturas frías. Como consecuencia, tiene gran capacidad para disolver las rocas formadas por carbonato cálcico. Cuando el río alcanza el pueblo de Castril encuentra un promontorio formado por rocas calizas que tiene que atravesar. En una primera instancia el río discurriría por la parte más elevada de estos carbonatos, en los que se ha ido encajando debido

a su capacidad erosiva y, especialmente, al ataque químico de sus aguas a estas rocas de naturaleza carbonatada. Este encajamiento fue favorecido por el progresivo levantamiento de todo el sistema montañoso. Poco a poco, el río se fue abriendo paso, generando una estrecha garganta con casi 150 m de profundidad en su parte más encajada.

Dada la gran belleza del entorno, el cañón ha sido acondicionado para su visita a través de unas pasarelas que permiten al visitante atravesarlo en toda su extensión (Fig. 3).



Figura 3. Ruta de la Cerrada del río Castril.

A su paso por Castril de la Peña, su río se encaja fuertemente en las rocas calizas, generando uno de los cañones fluviokársticos más espectaculares del Geoparque de Granada. A pesar de la verticalidad de las paredes del valle, es posible visitar y disfrutar de una manera segura y sencilla este espectacular tramo del río, gracias a pasarelas de madera, un gran puente colgante de 70 metros y un túnel excavado en la roca, con una apertura que nos ofrece un magnífico balcón desde el que observar un salto de agua.

Peña de Castril

LIG 65

N

P

Castril

Peña de Castril

Cerrada de Castril

1 h



FÁCIL

PARKING



FALLA DE FERREIRA

DESPEGUE EXTENSIONAL DE MECINA

LIG 71

Los **Cerros del Cardal** y **Jazmín** se encuentran en el límite meridional del Geoparque de Granada y en ellos podemos ver y tocar algunas de las rocas que constituyen, hacia el sur, el gran relieve de Sierra Nevada (Fig. 1).

Sierra Nevada está formada mayoritariamente por un conjunto de rocas que pertenecen al llamado *Complejo Nevado-Filábride*. En los bordes de la sierra, y sobre las rocas del Nevado Filábride, se puede encontrar otra secuencia de rocas llamada *Complejo Alpujárride* (Fig. 1).

Estas rocas de Sierra Nevada, al igual que las de las sierras de Filabres y Baza, forman parte de la Zona Interna de la Cordillera Bética y, por tanto, están relacionadas con la placa de Alborán. En

el recorrido que realizaron hasta su emplazamiento actual, gran parte de estas rocas se situaron a muchos kilómetros de profundidad dentro de la corteza terrestre y experimentaron elevadas presiones y temperaturas que las convirtieron en rocas metamórficas. Mientras que las rocas nevado-filábrides pudieron alcanzar temperaturas superiores a los 650 °C (a profundidades de más de 40 kilómetros), las rocas alpujárrides en este sector no superaron los 450 °C (lo que implica una profundidad mucho menor).

Para que hoy día podamos tocarlas en la superficie terrestre, es necesario que estas rocas hayan sufrido posteriormente un proceso de ascenso que llamamos *exhumación*. Este proceso suele generarse por la actuación de grandes fallas:

fracturas a favor de cuyas superficies (planos de falla) se han desplazado unas secuencias de rocas con respecto a otras.

El contacto entre los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride es una gran falla con muy poca inclinación, que recibe el nombre de *Despegue o Falla de Mecina*. Esta estructura permitió que la gran columna de rocas alpujárrides se adelgazara, favoreciendo el ascenso de las rocas nevado-filábrides hasta

niveles cercanos a la superficie. Posteriormente, la erosión generada por los agentes de modelado, como el agua de la lluvia, permitió que estas rocas ahora estén completamente exhumadas. De hecho, gran parte del relleno sedimentario de la cuenca de Guadix-Baza proviene de dicha erosión y podemos encontrar cantos de todo tipo de rocas metamórficas formando parte de dicho relleno sedimentario.

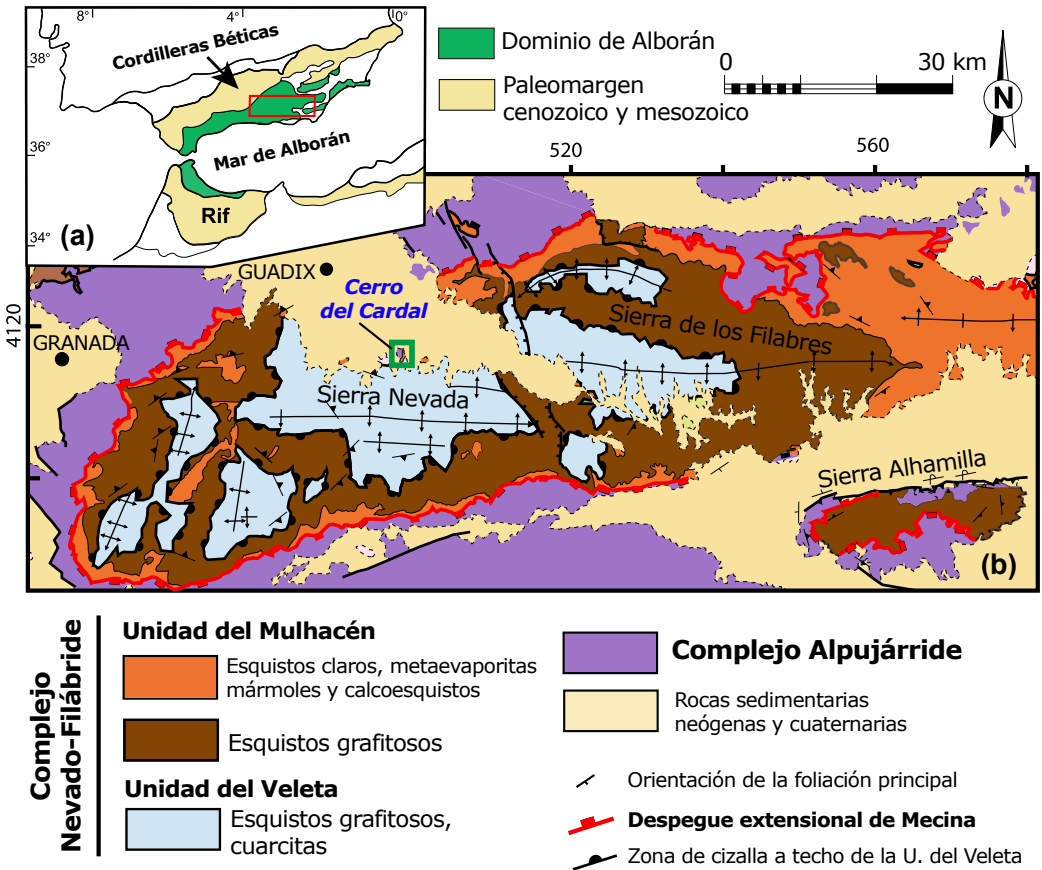


Figura 1. Mapa geológico del Complejo Nevado-Filábride con la traza (línea gruesa roja) del despegue de Mecina en el contacto con el Complejo Alpujárride y la localización del Cerro del Cardal (pequeño recuadro verde).

La Falla de Mecina aparece en muchos lugares a lo largo de los bordes occidental y meridional de Sierra Nevada, pero uno de los más espectaculares es el afloramiento entre los cerros Cardal y Jazmín (Fig. 1).

En este afloramiento se pueden hacer observaciones muy detalladas sobre las siguientes cuestiones:

I. La **secuencia de rocas del Complejo Nevado-Filábride**. Aparece por debajo de la falla y está formada sobre todo por mármoles, micaesquistos claros, cuarcitas y micaesquistos oscuros ricos en grafito (Figs. 2 y 3).

II. La **secuencia litológica del Complejo Alpujárride**. Se encuentra por encima de la falla y está formada por filitas, cuarcitas y, en la parte alta, calizas y dolomías (Figuras 2 y 3).

III. Las **rocas de falla** asociadas a la Falla de Mecina y que afectan fundamentalmente a los mármoles nevado-filábrides y a las filitas alpujárrides (Figs. 3 y 4). Además, a favor del contacto tectónico se formaron mineralizaciones ricas en óxidos de hierro que les confieren a las rocas un llamativo color marrón y amarillento.

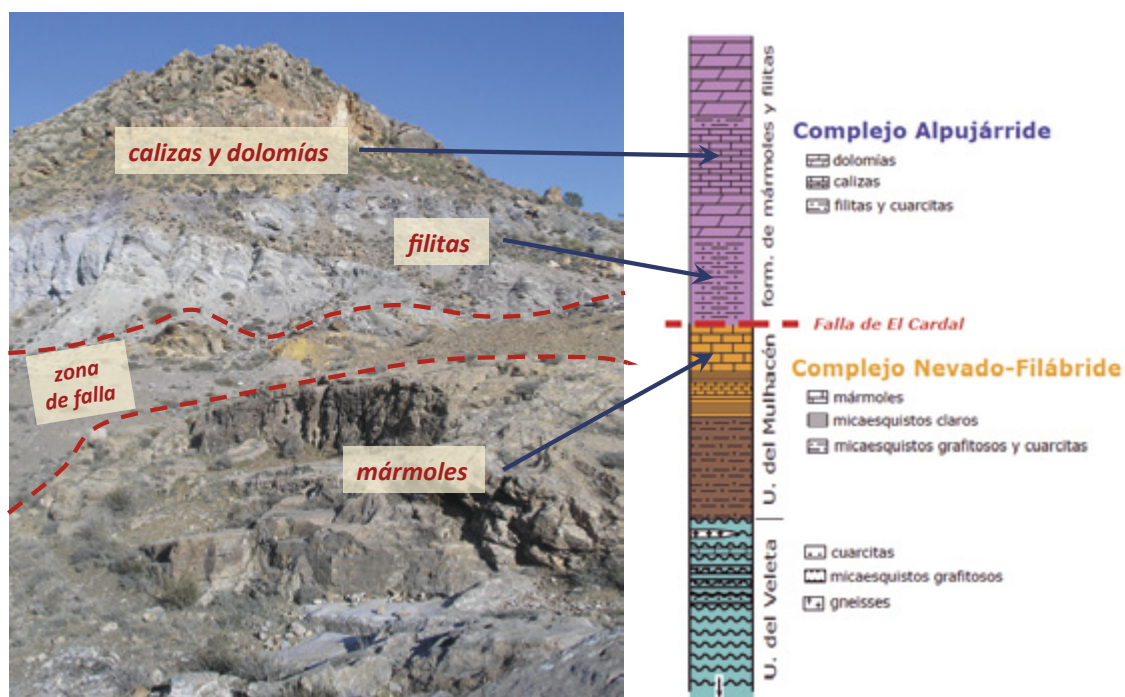


Figura 2. Foto panorámica del Cerro Jazmín (continuación hacia el norte del Cerro del Cardal) mostrando la localización de la zona de falla en el contacto entre los mármoles del Complejo Nevado-Filábride y la secuencia formada por filitas, calizas y dolomías del Complejo Alpujárride. La columna litológica de la derecha muestra la secuencia completa de las rocas que afloran en el área.

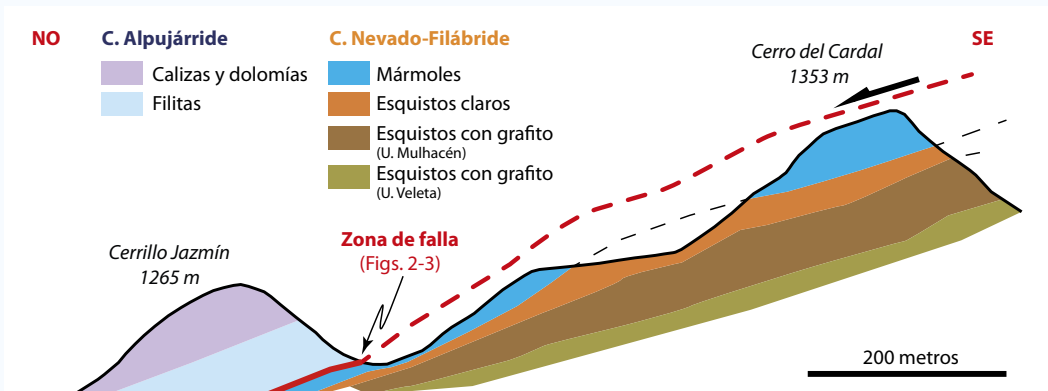


Figura 3. Corte geológico de detalle mostrando la posición de la falla (línea roja) entre las secuencias litológicas de los complejos Nevado-Filábride y Alpujarride y su sentido de movimiento hacia el oeste. La actuación de esta falla favoreció la exhumación cerca de la superficie de las rocas nevado-filábrides.

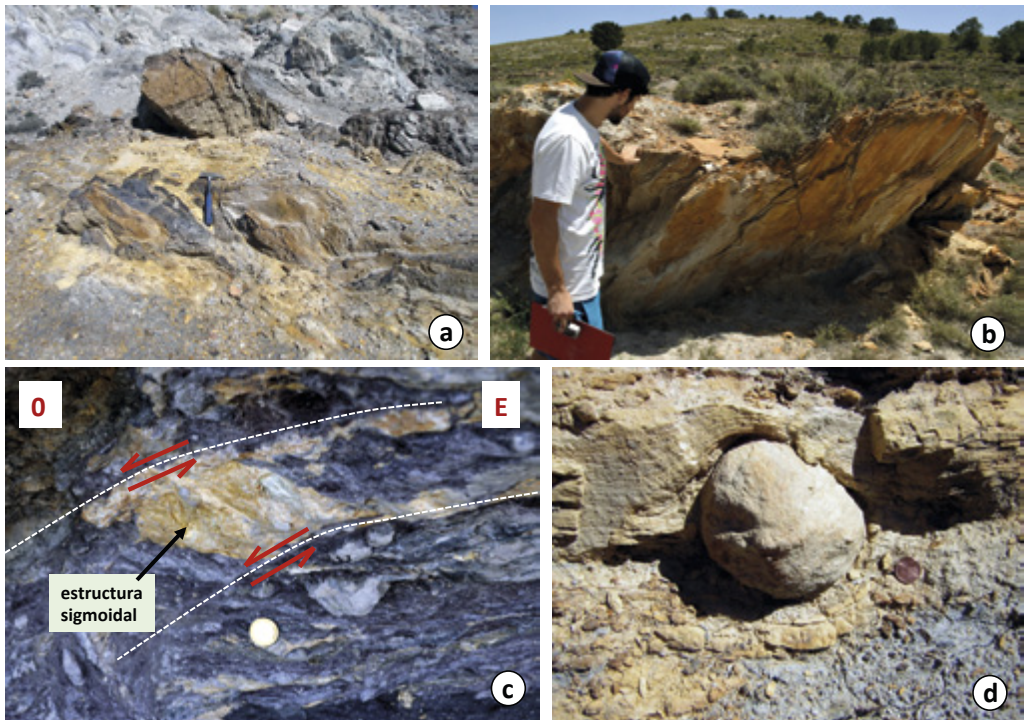


Figura 4. Características y estructuras de la zona de falla en la vaguada situada entre el Cerro del Cardal y el Cerro Jazmín (Fig. 3). **A:** aspecto heterogéneo de la zona de falla con mezcla de fragmentos de distintos tipos de roca, incluyendo las mineralizaciones de hierro. **B:** plano de falla sobre el que se pueden observar estrías (no visibles en la foto). **C:** detalle de las estructuras sigmoidales de deformación generadas en las filitas alpujarrides como consecuencia de su desplazamiento hacia el oeste debido a la actuación de la falla. **D:** detalle de un canto con forma casi esférica generado dentro de la zona de falla.

IV. Las **estructuras características** de las rocas de falla (Fig. 4). La estructura se define como la nueva forma que adquiere una roca debido a la deformación, en este caso una deformación por rotura. Las principales estructuras que se pueden observar en esta zona de falla son: planos de falla, estrías causadas por el roce, y estructuras sigmoidales y cantos deformados en las filitas alpujárrides. La orientación de estas estructuras permite deducir el movimiento de la falla: en este caso, el bloque de techo (el superior, formado por el Complejo Alpujárride) se desplazó hacia el Oeste

con respecto al bloque de muro (el inferior, formado por el Complejo Nevado-Filábride) (Figs. 3 y 4c).

V. El diferente **estilo de deformación** (las estructuras que presentan) de cada una de las secuencias antes de la actuación de la falla. Lejos de la zona de falla se observan estructuras más dúctiles en el caso de las rocas del Complejo Nevado-Filábride, debido a su localización a mayor profundidad y temperatura (Figura 5a), y más frágiles en el caso Alpujárride, como consecuencia de su situación más cercana a la superficie (Fig. 5b).

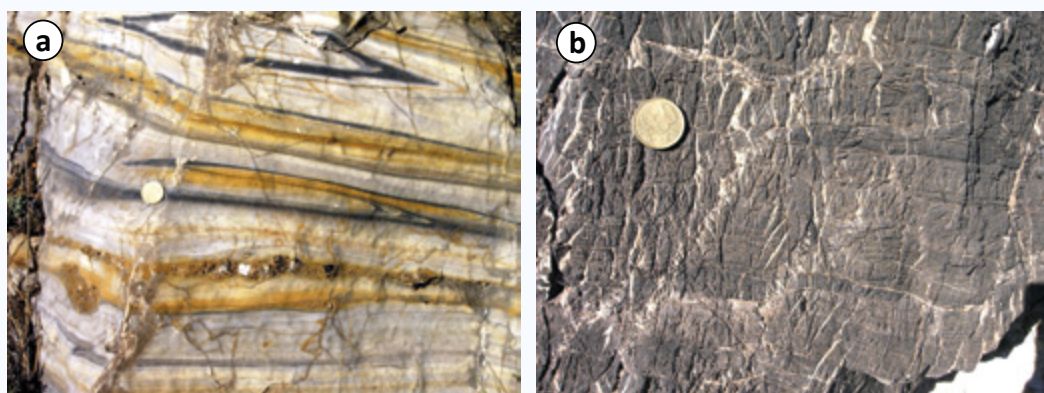


Figura 5. Fotografías que muestran el diferente estilo de deformación entre un *mármol nevado-filábride* (a), en el que se observan pliegues muy apretados formados en condiciones dúctiles a gran profundidad y una *caliza alpujárride* (b), atravesada por múltiples fracturas de carácter frágil.

¿SABÍAS QUE...?

En los planos de falla no solamente se producen efectos de tipo mecánico (fracturación y desplazamiento de bloques de roca) sino que también pueden tener lugar procesos de circulación de fluidos que se canalizan a favor del plano de falla. A partir de dichos fluidos y de los elementos que lleven en disolución se puede producir la **precipitación de nuevos minerales**, como es el caso de las mineralizaciones de hierro que se observan en la zona de falla entre los cerros Cardal y Jazmín (Fig. 4).

Falla de Ferreira : despegue extensional de Mecina

LIG 71

N



A Guadix

Cerro Jazmín

Despegue extensional de Mecina

Cerro del Cardal

A Ferreira

ACCESO



10 min





DISCORDANCIA ANGULAR DE GORAFE

UN RESUMEN DE LA HISTORIA GEOLÓGICA

LIG 21

A tan solo 2,5 km de los Baños de Alicún de las Torres, en dirección a Gorafe, se encuentra un magnífico afloramiento que nos permite entender, de un solo vistazo, diferentes etapas de la historia geológica del Geoparque de Granada. En este afloramiento aparecen rocas del basamento de la cuenca de Guadix-Baza (en este caso, margas y margocalizas cretácicas pertenecientes a la Zona Externa). Sobre estas rocas encontramos otras del relleno de la cuenca (gravas, arcillas y calizas del Plioceno y del Pleistoceno) (Fig. 1). Para entender este paisaje tenemos

que saber que la mayoría de los estratos (capas de rocas sedimentarias) se disponen originalmente horizontales. Sin embargo, en este afloramiento los únicos estratos que mantienen esa posición horizontal inicial son los del relleno de la cuenca, mientras que los del basamento que tienen debajo aparecen casi verticales. Esto se debe a que los estratos del basamento, después de depositarse horizontales, sufrieron un plegamiento durante el Mioceno, que terminó por dejarlos casi verticales (Fig. 2). Esta deformación también provocó que las rocas del basamento se eleva-

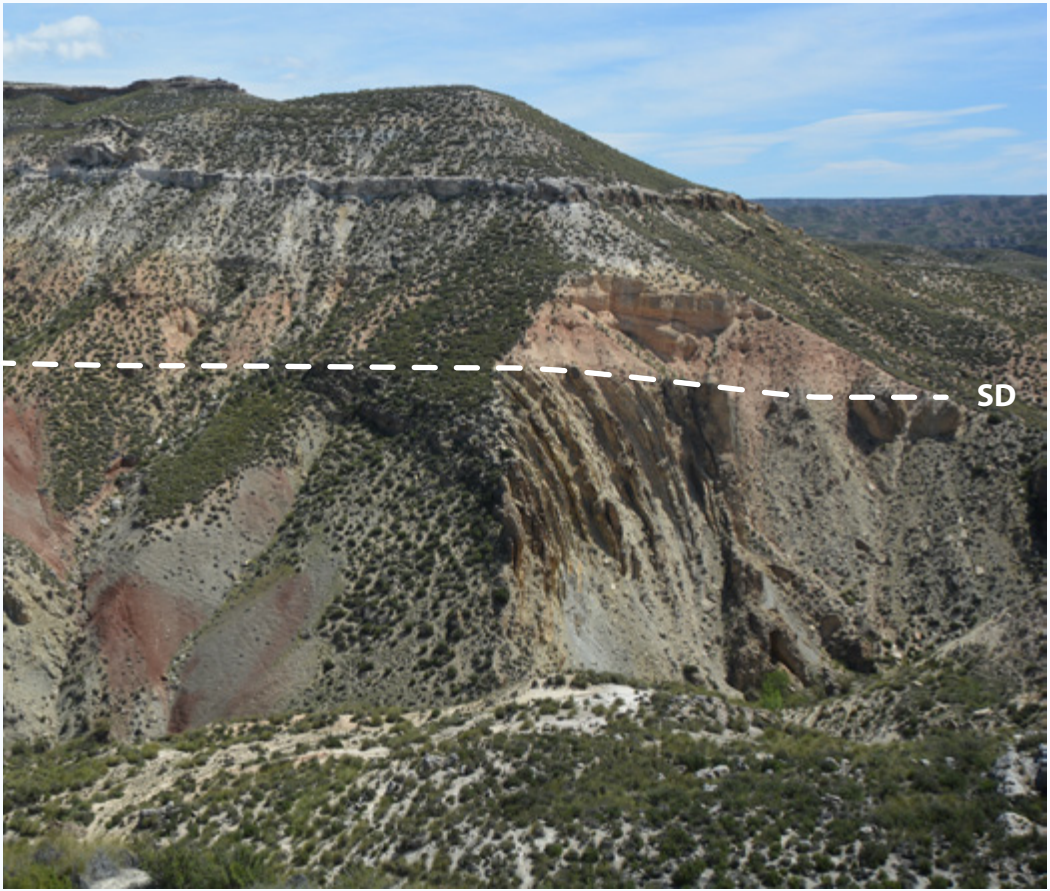


Figura 1. Discordancia angular de Gorafe (Arroyo de Gor).
 Se observan los materiales marinos pelágicos del Cretácico plegados y afectados por una superficie erosiva (SD) que corta la estratificación de éstos. Sobre la superficie SD se disponen horizontalmente los materiales continentales del Plioceno-Pleistoceno.

ran, quedando por encima del nivel del mar. Así, quedaron expuestas a los agentes erosivos, que fueron suavizando el nuevo relieve plegado hasta dar lugar a una superficie plana. Después, durante el Plioceno y el Pleistoceno, en los ríos y lagos que ocuparon la cuenca de Guadix-Baza se depositaron gravas,

arcillas y calizas que forman los estratos horizontales del conjunto superior.

Por tanto, la disposición de estos dos conjuntos de estratos y la superficie que los separa (llamada *superficie de discordancia*) es una evidencia de la colisión entre las placas que dio lugar a la formación de la Cordillera Bética.

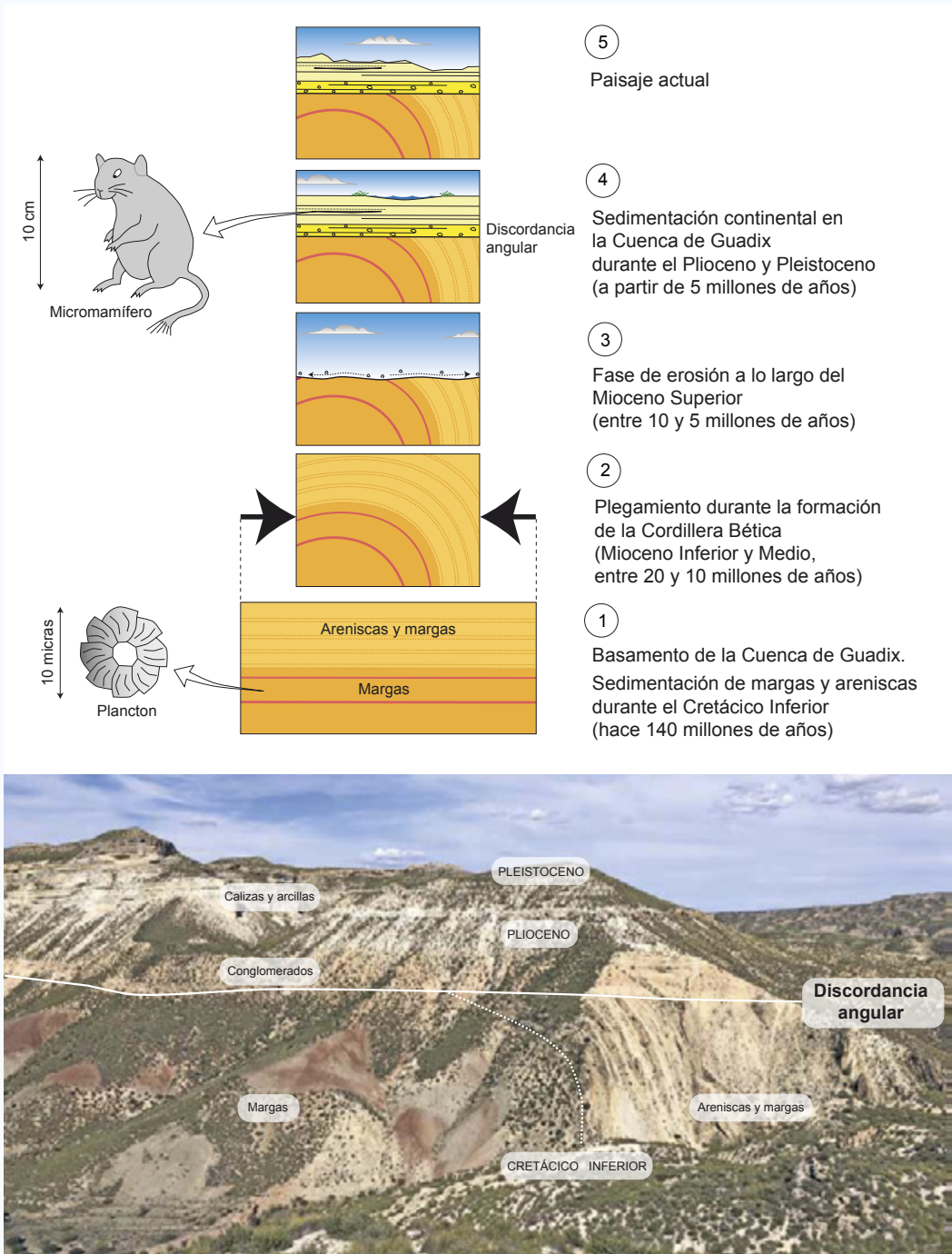


Figura 2. Interpretación en clave geológica de la discordancia de Gorafe y su evolución desde el Cretácico hasta la actualidad.

Discordancia angular de Gorafe

LIG 21



Discordancia angular

Panorámica

A Gorafe

A Alicún de las Torres

ACCESO

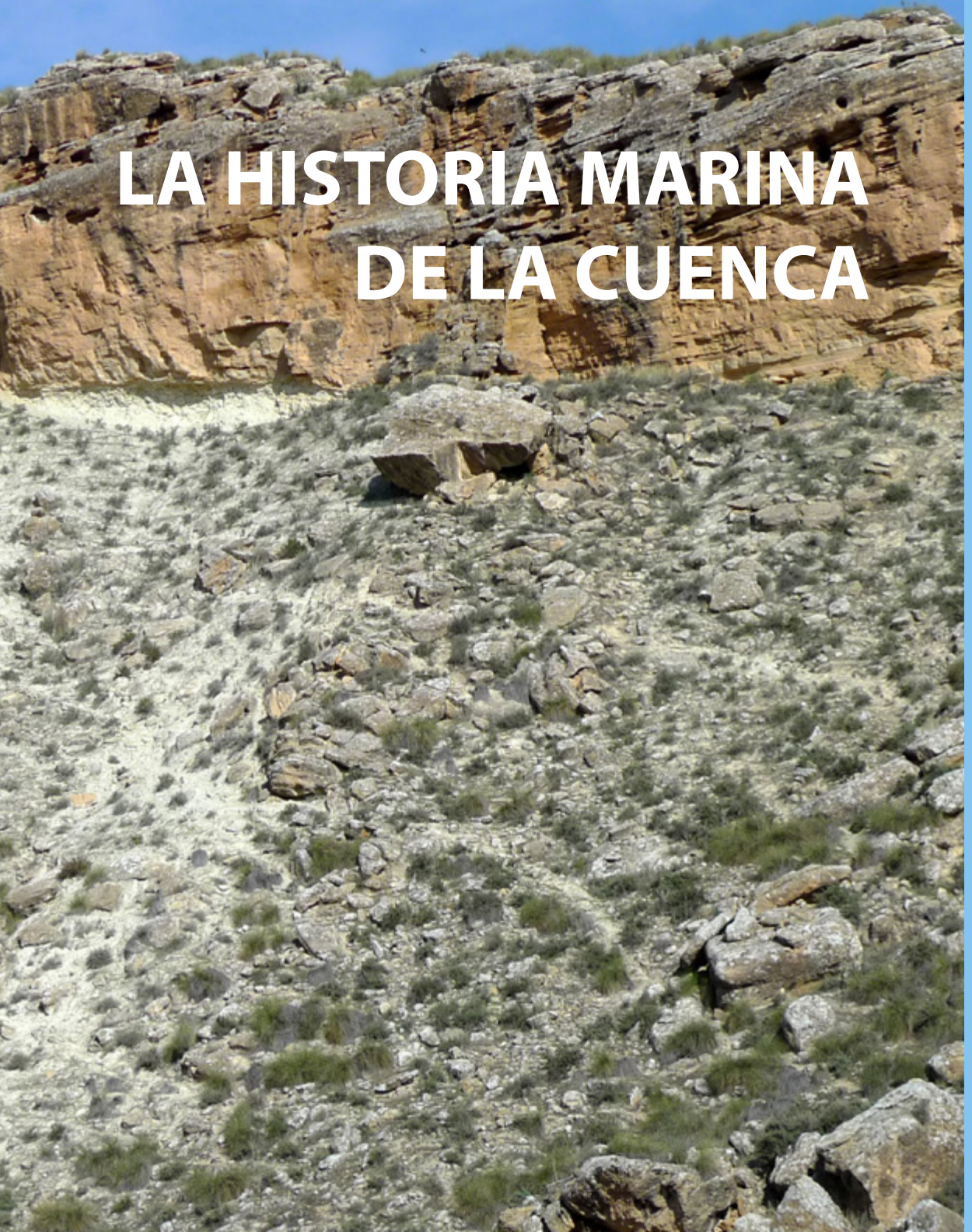
1 min

Afloramiento de La Lancha (al Este de Dehesas de Guadix).
En la imagen se reconocen los dos tipos de rocas marinas más
características del Geoparque: *margas* (parte inferior) y *calcarenitas*
(parte superior). Ambas se depositaron durante el Mioceno
Superior (aproximadamente entre 8.4 y 7.6 millones de años).



3

LA HISTORIA MARINA DE LA CUENCA



La Cuenca de Guadix-Baza fue durante parte del Mioceno Superior, a lo largo del Tortonense (entre 10 y 7,6 millones de años aproximadamente), una cuenca sedimentaria marina localizada en la Cordillera Bética central. En esta cuenca se acumularon una gran variedad de depósitos, tanto de aguas someras como profundas. Los depósitos marinos se localizan en varios puntos del Geoparque (Fig. 1), donde la erosión natural ha dejado expuestos excepcionales afloramientos que han permitido conocer cómo era aquel último mar que ocupó el territorio del Geoparque. Algunos de los afloramientos más interesantes son los siguientes (Figs. 2 a 6): Cerro Molicias y entorno del embalse de Francisco Abellán (La Peza-Lopera), Fonelas, Alicún de Ortega-Dehesas de Guadix, Cerro de la Lancha (Dehesas de Guadix) y Embalse del Negratín (Cuevas del Campo/Bácor-Olivar).

La historia marina de la cuenca de Guadix-Baza se inicia en el Mioceno Superior, en concreto durante el Tortonense. Anteriormente, en el Mioceno Medio, la cuenca no existía como tal; toda el área formó parte de un amplio dominio marino conocido como Estrecho Norbético. Es a lo largo del Tortonense, hace aproximadamente 10 millones de años, cuando la cuenca comenzó a adquirir un contorno geográfico algo parecido al actual, dado que comenzaron a levantarse los que ahora son los principales relieves montañosos que rodean al Geoparque de Granada. Entre estos relieves destacan los de Sierra Nevada y Sierra de Baza al sur, sierra Arana al oeste, sierras de Segura, Castril y La Sagra al norte, y las sierras de María, Orce y Cúllar al este. Durante esta etapa marina la cuenca estuvo conectada con el océano Atlántico y el mar Mediterráneo, configurando un pasillo o corredor entre ambos dominios marinos (Fig. 7).

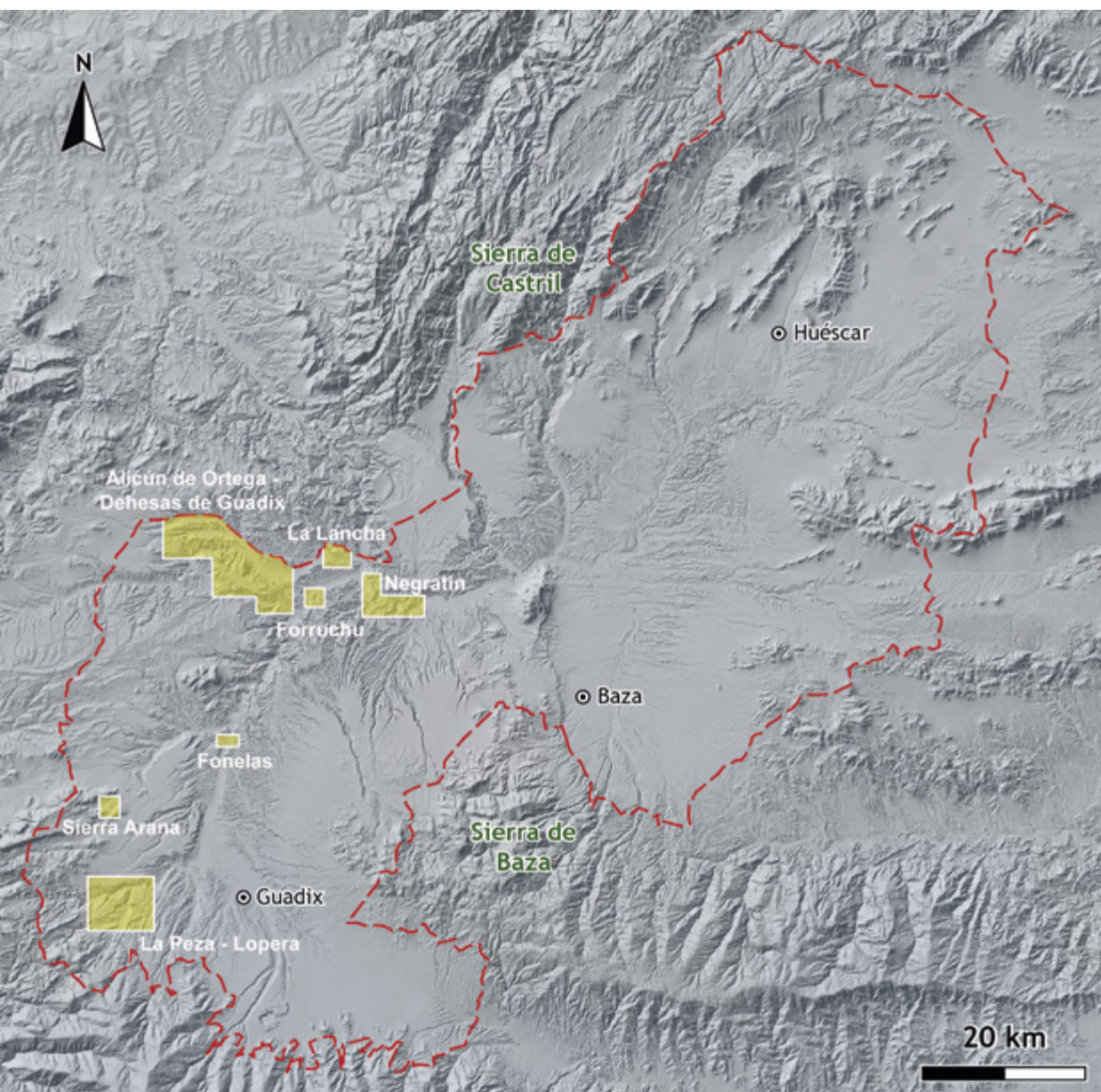


Figura 1. Situación de los principales afloramientos marinos descritos en este capítulo (en color amarillo).



Figura 2. Vista parcial de afloramientos entre La Peza y Lopera (pedanía de Cortes y Graena). Se reconocen dos unidades marinas de edad Tortoniense: una inferior de margas blancas muy ricas en microfósiles de aguas profundas y otra superior de calcarenitas marinas someras. Ambas unidades están cubiertas por arcillas rojas que corresponden al relleno continental de la cuenca.

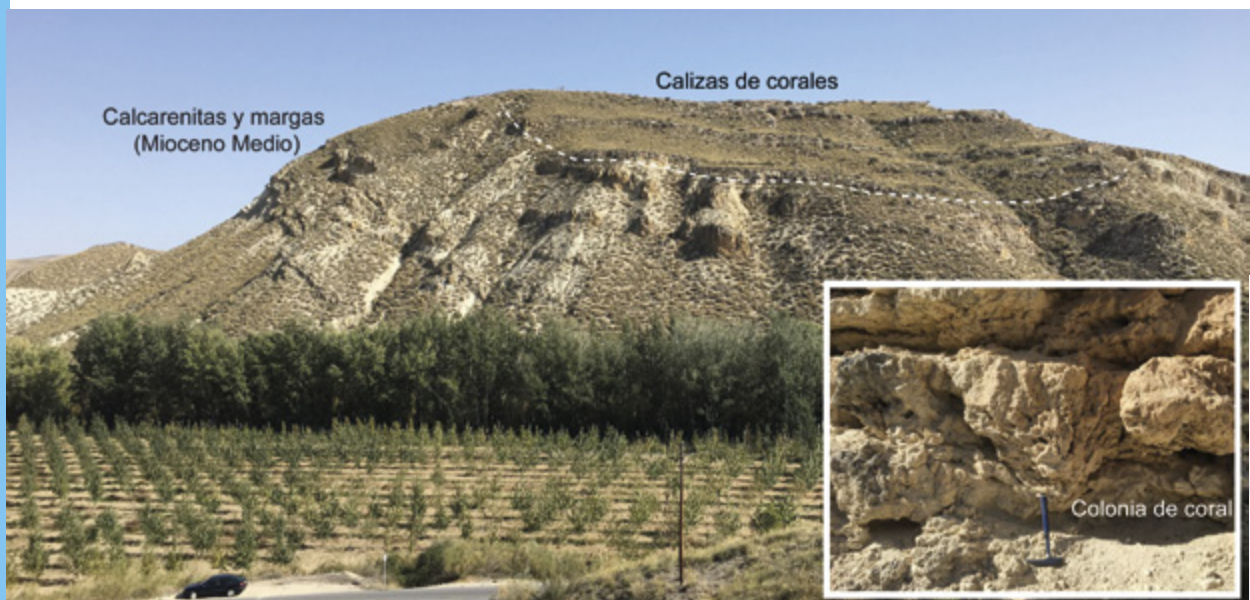


Figura 3. Panorámica general del afloramiento de Fonelas. Los estratos horizontales de calizas de corales de edad Tortoniense (ver detalle en la fotografía inferior) reposan en discordancia sobre una unidad de calcarenitas y margas del Mioceno Medio (Serravalliense), depositada antes de la configuración de la cuenca marina de Guadix- Baza. Estas calizas de corales son típicas de fondos marinos muy someros de carácter arrecifal.



Figura 4. Imagen del afloramiento de Alicún de Ortega donde se observan dos unidades marinas de edad Tortoniense, una inferior de margas con microfósiles de aguas profundas y otra superior de calcarenitas muy bien estratificadas de aguas someras.



Figura 5. Sucesión estratigráfica general del afloramiento de La Lancha. La serie consta de tres unidades de edad Tortoniense, una inferior de areniscas turbidíticas (depositas por corrientes de turbidez en un talud submarino profundo), una intermedia de margas con microfósiles de aguas profundas, y otra superior de calcarenitas marinas muy someras. Con estas calcarenitas termina la sedimentación marina en la cuenca de Guadix-Baza.



Figura 6. Vista parcial del afloramiento del Embalse del Negratín, donde se reconocen las calcarenitas marinas someras del Tortoniense directamente apoyadas sobre rocas de edad Triásico.

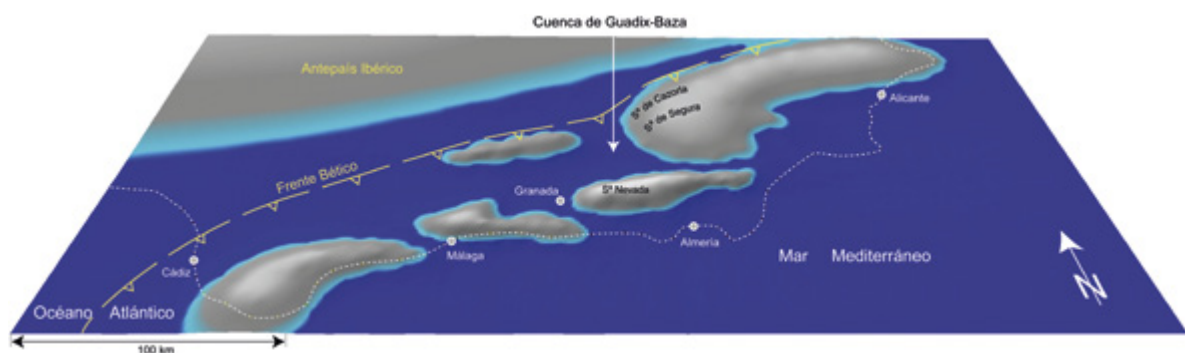


Figura 7. Paleogeografía del entorno de la Cordillera Bética durante el Tortoniano (Mioceno).

La edad de la etapa marina se ha podido establecer mediante el estudio de los foraminíferos planctónicos fósiles que aparecen en los sedimentos. Un gran número de estos microfósiles son de interés bioestratigráfico, es decir, que se conoce su intervalo de distribución temporal (desde que aparecen hasta que se extinguen) a lo largo del tiempo geológico. Entre ellos pueden destacarse tres especies: *Neoglobobulimina acostaensis*, *Globigerinoides extremus* y *Globobulimina suteri*. A partir de la repartición de estas especies en las series estratigráficas de la cuenca, el rango de edad de la sedimentación marina ha sido establecido entre 10 y 7,6 millones de años (Fig. 8).

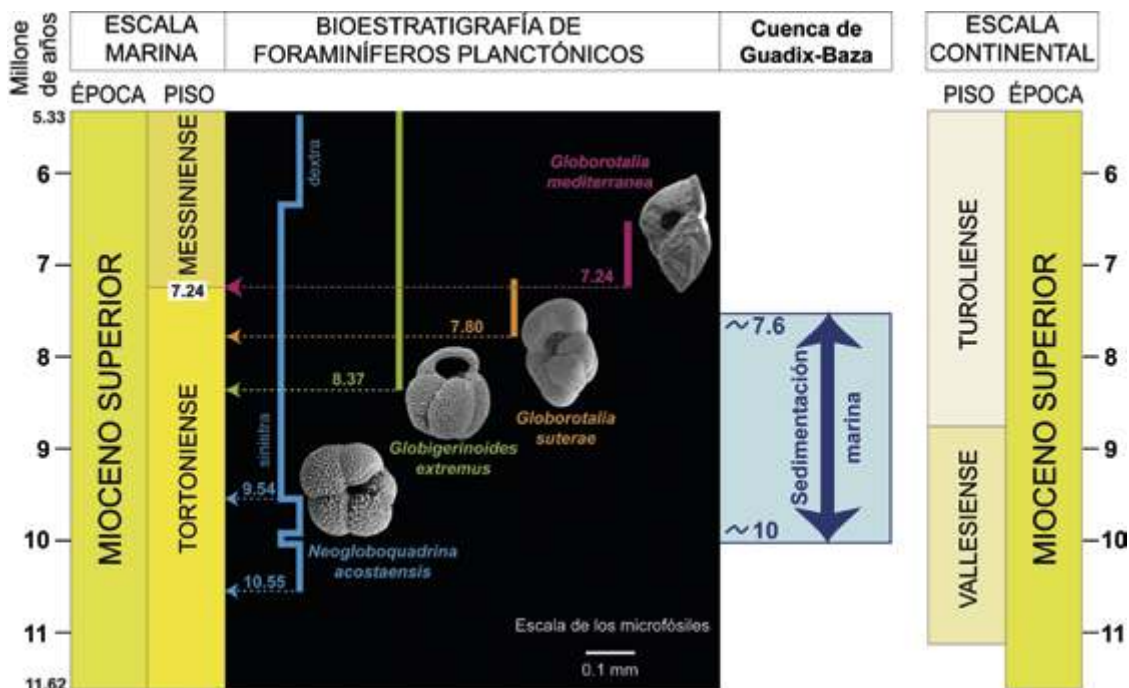


Figura 8. La bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos permite acotar el rango de edad de la sedimentación marina en la cuenca de Guadix-Baza durante el Tortoniense. Los sedimentos más antiguos contienen *Neogloboquadrina acostaensis* dextra (parte baja del Tortoniense, aprox. 10 millones de años). Los más modernos contienen *Globorotalia suterae* (parte alta del Tortoniense, aprox. 7.6 millones de años). La ausencia de *Globorotalia mediterranea* indica que la sedimentación marina terminó antes del piso Messiniense. A la derecha del cuadro se indican los pisos de la escala continental y su correlación con los pisos de la escala marina.

El relleno sedimentario marino más completo de la cuenca de Guadix-Baza puede ser reconocido en los sectores de La Peza-Lopera y La Lancha. En éstos disponemos de sucesiones estratigráficas que permiten reconstruir la historia marina de la cuenca. Esta historia consta de cuatro etapas, desde que se inicia la sedimentación marina hasta que el mar se retira y comienza la sedimentación continental (Fig. 9).

PRIMERA ETAPA comienza hace aproximadamente 10 millones de años

El mar invade la cuenca, que se hace rápidamente profunda. En los márgenes de la cuenca se forman grandes *abanicos deltaicos* (depósitos de ríos de montaña que entran en el mar) compuestos por gravas, arenas y limos. Aguas abajo de los deltas, a favor de la pendiente de fondo marino, tienen lugar avalanchas de arena generadas por corrientes de turbidez (*turbiditas*). En el centro de la cuenca, donde no llegan las turbiditas, domina la sedimentación pelágica, representada por margas ricas en microfósiles planctónicos (foraminíferos, radiolarios y nanoplancton calcáreo).

SEGUNDA ETAPA aproximadamente 8,4 millones de años

El mar ocupa toda la cuenca. El fondo marino es una suave pendiente desde el margen hasta el centro de la cuenca. El margen es una plataforma somera donde se acumulan calcarenitas con fósiles de algas rojas, lamelibranquios y briozoos. Las corrientes marinas mueven los sedimentos del fondo formando dunas subacuáticas con estratificación cruzada en su interior. El centro de la cuenca está dominado por sedimentos pelágicos, constituidos por margas con microfósiles. En estas margas los microfósiles bentónicos son abundantes, indicando una profundidad del fondo menor en relación con la primera etapa.

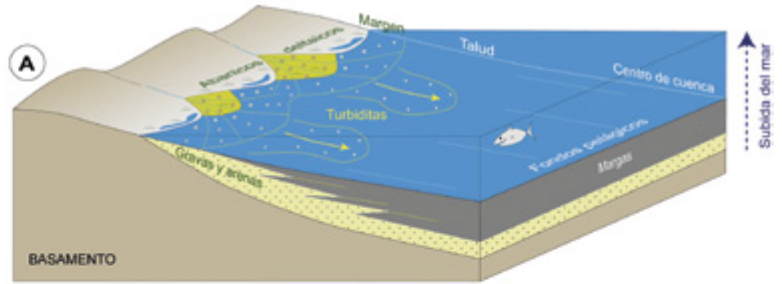
TERCERA ETAPA aproximadamente 7,6 millones de años

Se produce una bajada del nivel del mar. Toda la cuenca queda en condiciones muy someras. La mayor parte del fondo marino fue una plataforma donde se acumularon calcarenitas con fósiles de briozoos, lamelibranquios y braquiópodos. En algunos puntos de esta cuenca somera se formaron deltas conglomeráticos de tipo *Gilbert* (siempre en los márgenes, en la desembocadura de ríos) y pequeños arrecifes de coral.

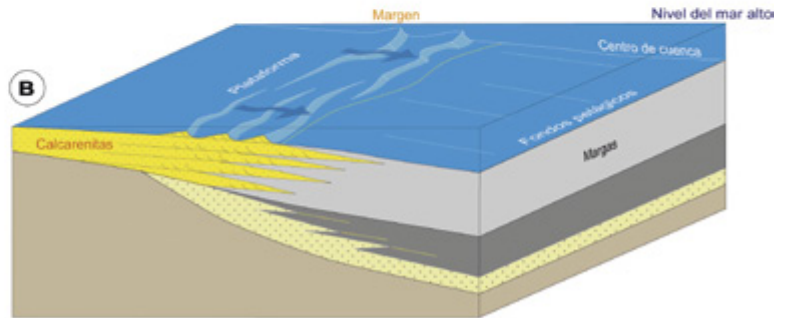
CUARTA ETAPA después de 7,6 millones de años

Esta historia marina finalizó hace aproximadamente 7 millones de años, cuando el mar se retiró definitivamente y comenzó la sedimentación continental, que será descrita con detalle en el siguiente capítulo.

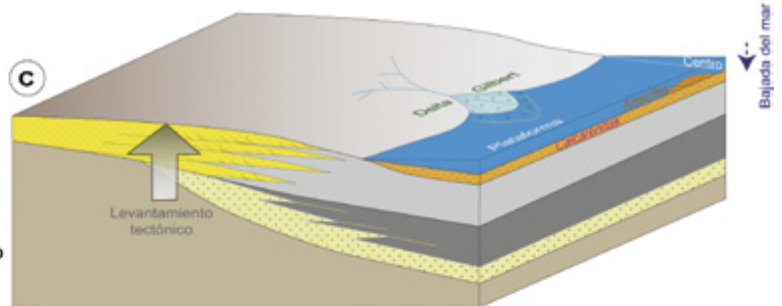
PRIMERA ETAPA:
Hace 10 millones de años.
El mar en ascenso invade la cuenca, que adquiere condiciones profundas.



SEGUNDA ETAPA:
Hace 8.4 millones de años.
El mar alcanza su nivel más alto y ocupa toda la cuenca, que se hace menos profunda que en la etapa anterior.



TERCERA ETAPA:
Hace 7,6 millones de años.
El mar desciende por el levantamiento tectónico de la cuenca, y queda restringido como un mar somero en la zona más profunda previa.



CUARTA ETAPA:
Después de 7,6 millones de años.
El mar se retira definitivamente de la cuenca, cuyo centro se transforma en un lago profundo. Comienza la sedimentación continental.

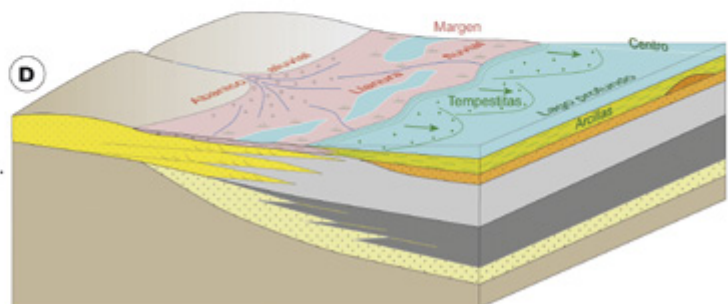


Figura 9. Sucesivas etapas del llenado marino (A, B y C) e inicio de la sedimentación continental (D) en la Cuenca de Guadix-Baza.

EL DELTA DE ALICÚN DE ORTEGA

LIG 28

Los deltas son cuerpos de sedimentos que se forman en la desembocadura de un río en el mar o en un lago. Presentan en planta una morfología en abanico. En el litoral de Granada podemos observar deltas actuales, como el que se formó en el pueblo de La Rábita durante la riada catastrófica de la Rambla de Albuñol entre los días 17 y 19 de octubre de 1973 (Fig. 1A). Los deltas *Gilbert* son un caso particular de deltas que se originan cuando el río desemboca en aguas profundas. Éstos presentan tres partes: una llanura deltaica, un talud de acusada pendiente, y la base del talud, de suave pendiente (Fig. 1B). En la estructura interna de los deltas *Gilbert*, estas tres partes se denominan como *topset* (estratos del techo), *foreset* (estratos del cuerpo) y

bottomset (estratos de la base del delta). Cada línea que recorre desde desde el *topset* hasta el *bottomset* se conoce como **clinoforma**.

En las proximidades de Alicún de Ortega se reconoce un afloramiento de conglomerados que muestra todas las partes de la estructura interna de un delta *Gilbert*, por lo que se conoce como delta Gilbert de Alicún de Ortega o delta de los Olivillos. Pertenece a la tercera etapa marina de la cuenca de Guadix-Baza (Fig. 2). Este delta se depositó en el margen de la cuenca, al mismo tiempo que lo hicieron las calcarenitas de plataforma y arrecifes de la tercera etapa, como las que se observan en Forruchu, La Lancha y Negratín (ver LIGs 30, 27 y 41).

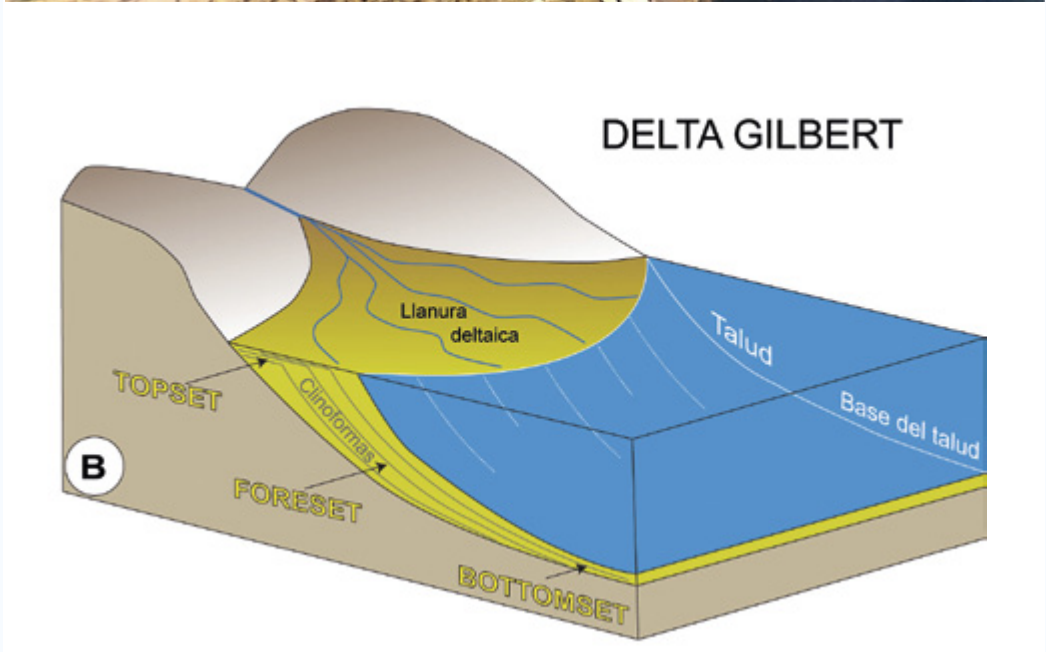
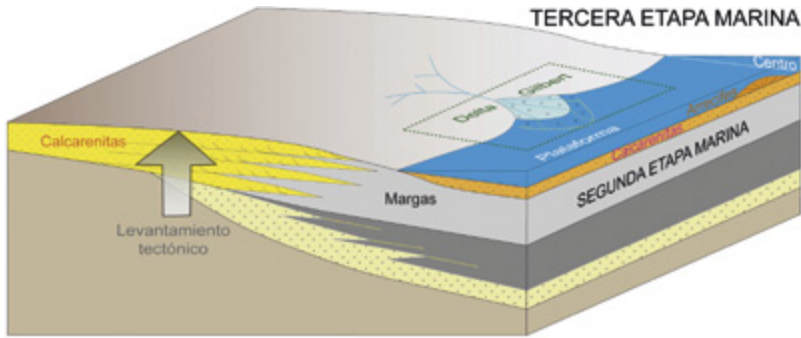


Figura 1. **A:** delta actual de La Rábida, donde se reconoce la forma típica en abanico. **B:** partes y estructura interna de un delta *Gilbert*.

En el delta *Gilbert* de Alicún de Ortega se reconocen muy bien las cliniformas de su estructura interna (Fig. 3). La parte superior de las cliniformas son los estratos casi horizontales del *topset*. Estos se formaron en la llanura deltaica y playas de gravas, que recibieron los aportes desde la desembocadura fluvial. La parte intermedia de las cliniformas corresponde al *foreset*. Aquí los estratos, de fuerte pendiente, se depositaron en el talud del delta por avalanchas de clastos,

incluyendo algunos que rodaban pendiente abajo. La parte inferior de la cliniforma es el *bottomset* del delta, o base del talud, donde la pendiente disminuye y terminan las avanchas de clastos. El fondo marino que no recibe directamente aportes del delta es la plataforma marina somera. Si medimos la distancia entre el *topset* y el *bottomset*-plataforma obtenemos la profundidad de la cuenca. En el caso de Alicún de Ortega esta profundidad alcanzó los 40 metros.



Delta Gilbert de Alicún de Ortega

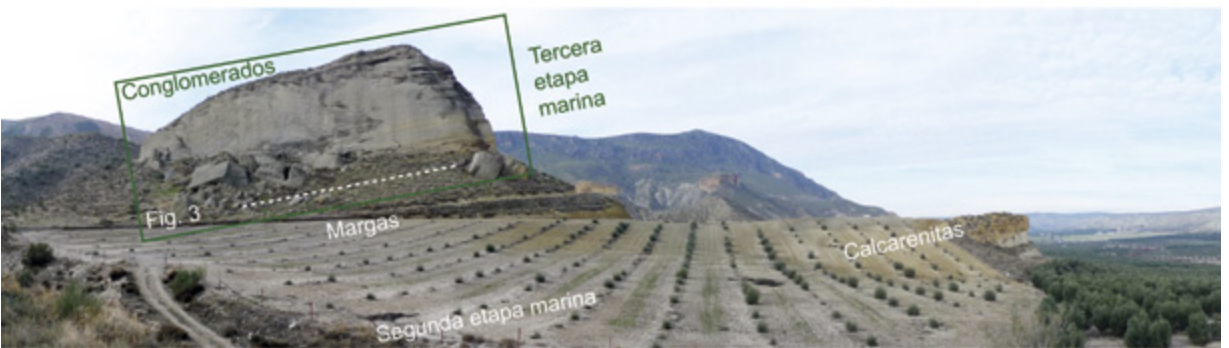


Figura 2. Panorámica del delta *Gilbert* de Alicún de Ortega. Se trata de un cuerpo de conglomerados que reposa de forma neta sobre las margas (con intercalaciones de calcarenitas) de la segunda etapa marina. La inclinación que se observa en los conglomerados deltaicos es debida a un basculamiento tectónico; en la figura 3 se ha restituido la inclinación para hacerla coincidir con la original.

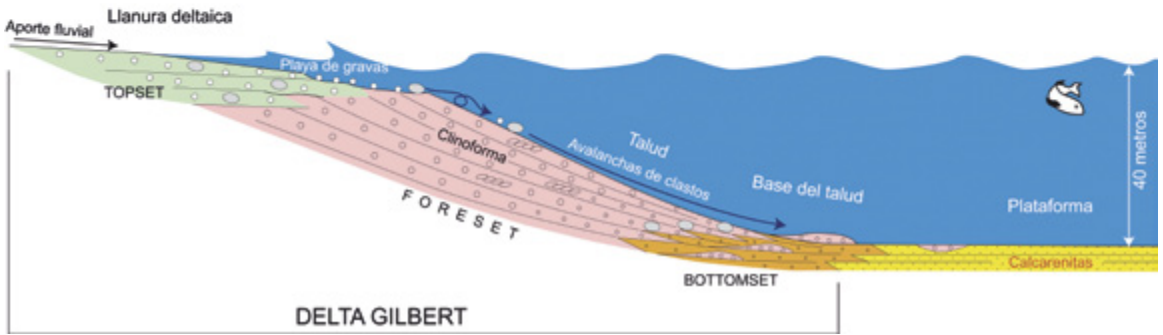
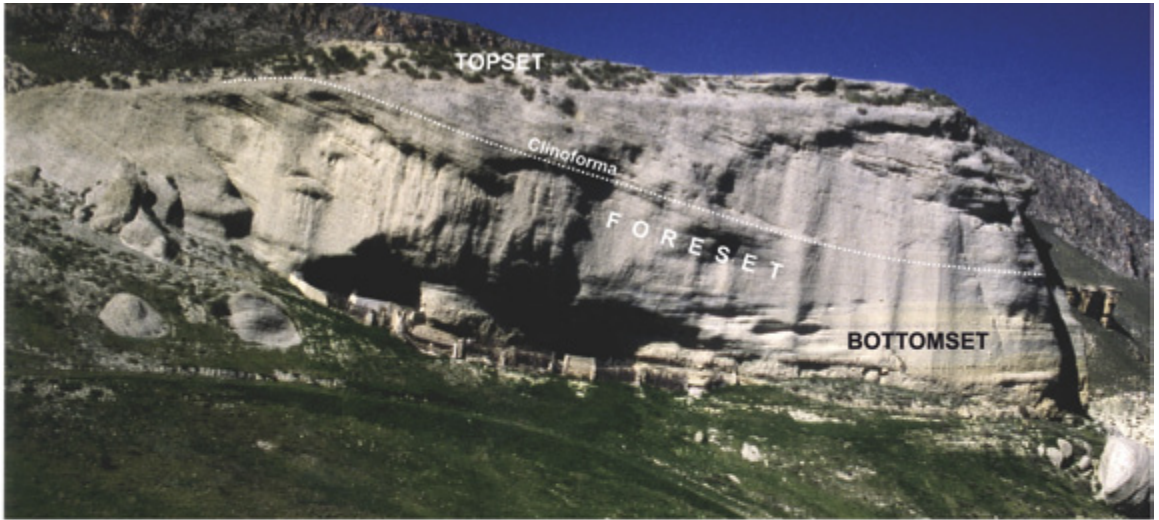


Figura 3. Clinoformas y estructura interna del delta *Gilbert* de Alicún de Ortega. En el esquema inferior se ilustran los procesos que actúan en cada una de las partes del delta.

¿SABÍAS QUE...?

El nombre *delta Gilbert* deriva del geólogo americano Grove Karl Gilbert. Cuando se realizan reconstrucciones paleogeográficas, los deltas Gilbert son unos valiosos indicadores de la posición exacta del margen de las cuencas marinas.

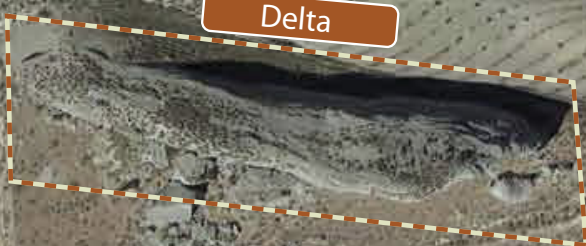


Delta Gilbert de Alicún de Ortega

LIG 28



Delta



ACCESO

15 min

A Alicún de Ortega

A Dehesas de Guadix



DESDE UN MAR PROFUNDO HASTA UN MAR SOMERO: CALCARENITAS DE VILLANUEVA DE LAS TORRES

LIG 30

El cambio de la segunda a la tercera etapa marina de la cuenca de Guadix- Baza está registrado en muchos sitios por un cambio litológico brusco de margas a calcarenitas. Este cambio representa una importante caída del nivel del mar, inmediatamente antes de su retirada definitiva y continentalización de la cuenca. El **aflorescimiento de Forruchu en Villanueva de las Torres** (LIG 30) (Fig. 1) es un sitio excepcional para ilustrar algunos de los criterios sedimentológicos y paleontológicos que se aplican para caracterizar el cambio de un mar profundo a un mar somero.

La serie estratigráfica marina de Forruchu consta de dos unidades. Una inferior de **margas con foraminíferos**, correspondiente a la parte terminal de la segunda etapa marina, y otra superior de **calcarenitas con briozoos**, que representa la totalidad de la tercera etapa marina (Fig. 2).

Las margas se depositaron en un fondo marino profundo y alejado de la costa donde: 1) dominaban los foraminíferos planctónicos sobre los foraminíferos bentónicos, y 2) vivieron foraminíferos bentónicos típicos de la zona batial superior (300 metros de profundidad media).

Las calcarenitas se acumularon en un mar somero (de menos de 30 metros de profundidad) y próximo a la costa donde: 1) la asociación mayoritaria de organismos está compuesta por briozoos, y en menor proporción por lamelibranchios, 2) se incorporaron clastos de rocas y fragmentos de carbón procedentes de fuera de la cuenca, y 3) el fondo marino estuvo afectado por el efecto erosivo de las tormentas. Los briozoos fósiles, como componente biogénico principal de las calcarenitas de Forruchu, son comparables con los briozoos que viven actualmente en los fondos del

litoral granadino (Fig. 3).

En síntesis, el afloramiento de Forruchu nos permite ilustrar una brusca caída del nivel del mar que coincide con el cambio de la segunda

a la tercera etapa marina de cuenca de Guadix-Baza (Fig. 4). Esta rápida somerización es uno de los eventos más significativos en la historia marina de la cuenca.

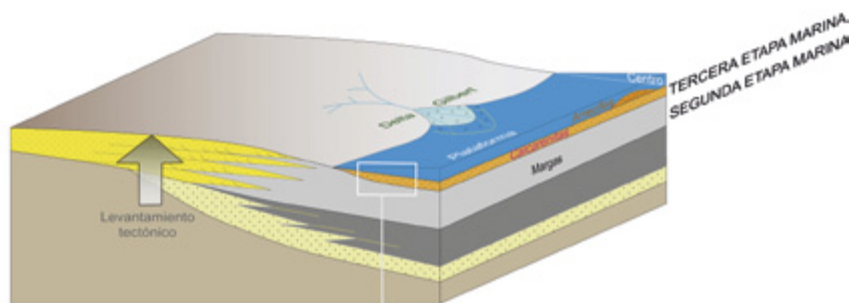


Figura 1. Panorámica del afloramiento de Forruchu, donde destacan las calcarenitas de la segunda etapa marina dispuestas de forma neta sobre las margas de la segunda etapa marina.

¿SABÍAS QUE...?

Tanto las margas como las calcarenitas de Forruchu son dos buenos ejemplos para aplicar el **principio del actualismo** en Geología. Los foraminíferos bentónicos fósiles de las margas son los mismos que los que viven actualmente en la profundidad batial superior. Igual ocurre con los briozoos litorales, como se ha ilustrado en la figura 3.



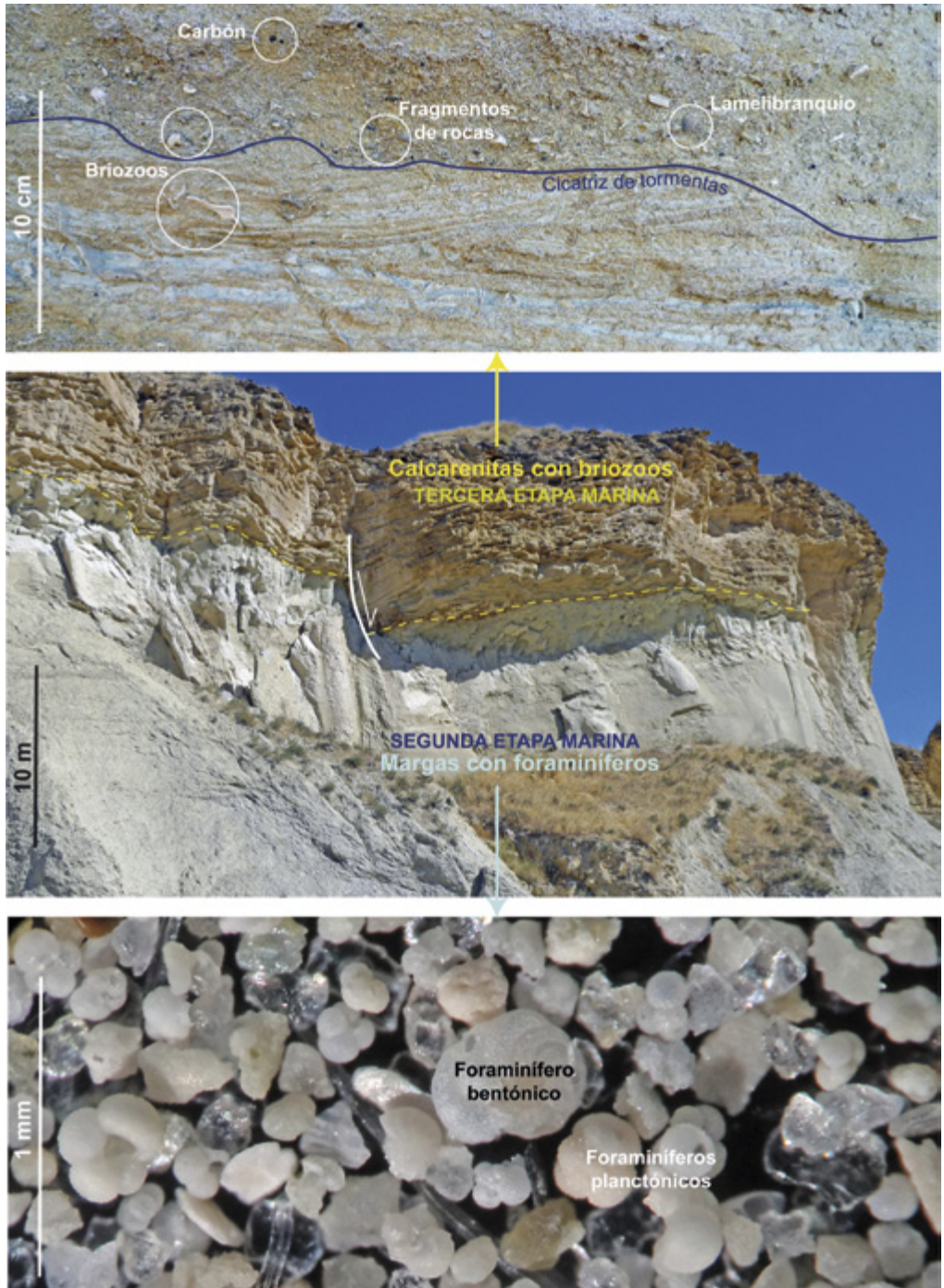


Figura 2. Principales componentes de las margas (foraminíferos) y calcarenitas (briozoos) de Forruchu, que permiten conocer la profundidad a la que se depositaron.

Briozoos fósiles de las calcarenitas de Forruchu



Briozoos de los fondos del litoral de Granada



Figura 3. Comparación de los briozoos fósiles de Forruchu con los briozoos litorales del Mar Mediterráneo.

<https://litoraldegranada.ugr.es/el-litoral/el-litoral-sumergido/fauna/briozoos/>

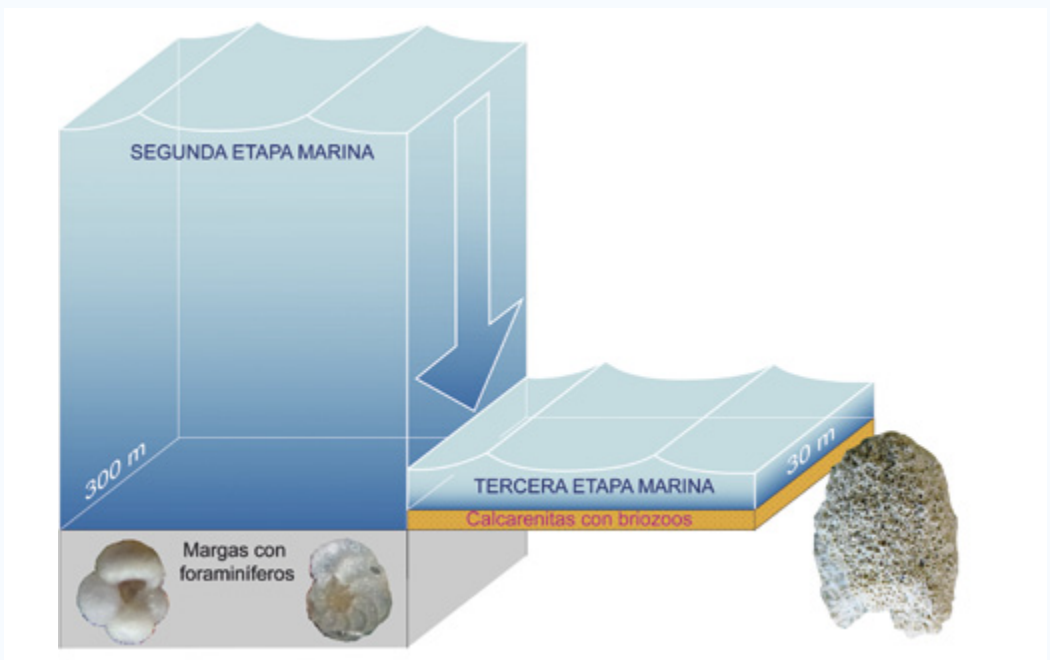


Figura 4. Cambio de cuenca profunda (segunda etapa marina) a cuenca somera (tercera etapa marina).



Afloramiento de Forruchu

RÍO FARDES

A Dehesas
de Guadix



ACCESO



15 min



A Villanueva
de las Torres



RITMOS SEDIMENTARIOS Y CICLOS CLIMÁTICOS: LA SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA DE MOLICIAS

LIG 51

Los ritmos sedimentarios son cambios repetitivos de litologías diferentes dentro de una sucesión estratigráfica, a la que se le denomina como *serie rítmica*. Un *ritmo*, o pareja de rocas, contiene dos intervalos que difieren en su composición litológica (incluyendo el tamaño de grano), asociaciones fósiles, elementos químicos, o combinaciones de cualquiera de estos rasgos. Los ritmos están originados por cambios en las condiciones de la cuenca sedimentaria. Las oscilaciones del clima es un factor global con capacidad de modificar de forma cíclica las condiciones de una cuenca sedimentaria en toda su extensión. Es por ello que las series rítmicas se explican mediante **ciclos climáticos**. La sucesión estratigráfica de Molicias es una serie rítmica que pertenece a la

segunda etapa marina de la cuenca de Guadix-Baza (Fig. 1). Está incluida en el catálogo de lugares de interés geológico del Geoparque con la denominación “Serie Miocena del Cerro Molicias (La Peza), LIG 51”.

Cada ritmo consta de un intervalo de margas y de otro de calcarenitas (Figuras 2A y 2B). Las margas se caracterizan por un gran contenido en foraminíferos planctónicos (Fig. 2C), donde dominan los géneros *Globigerina* y *Neoglobobadrina*. Estas margas se depositaron originalmente en el fondo de la cuenca como fangos pelágicos, donde se acumularon los microfósiles que vivieron en el seno de la columna de agua marina. Las calcarenitas muestran estratificación cruzada originada por la migración de dunas subacuáticas.

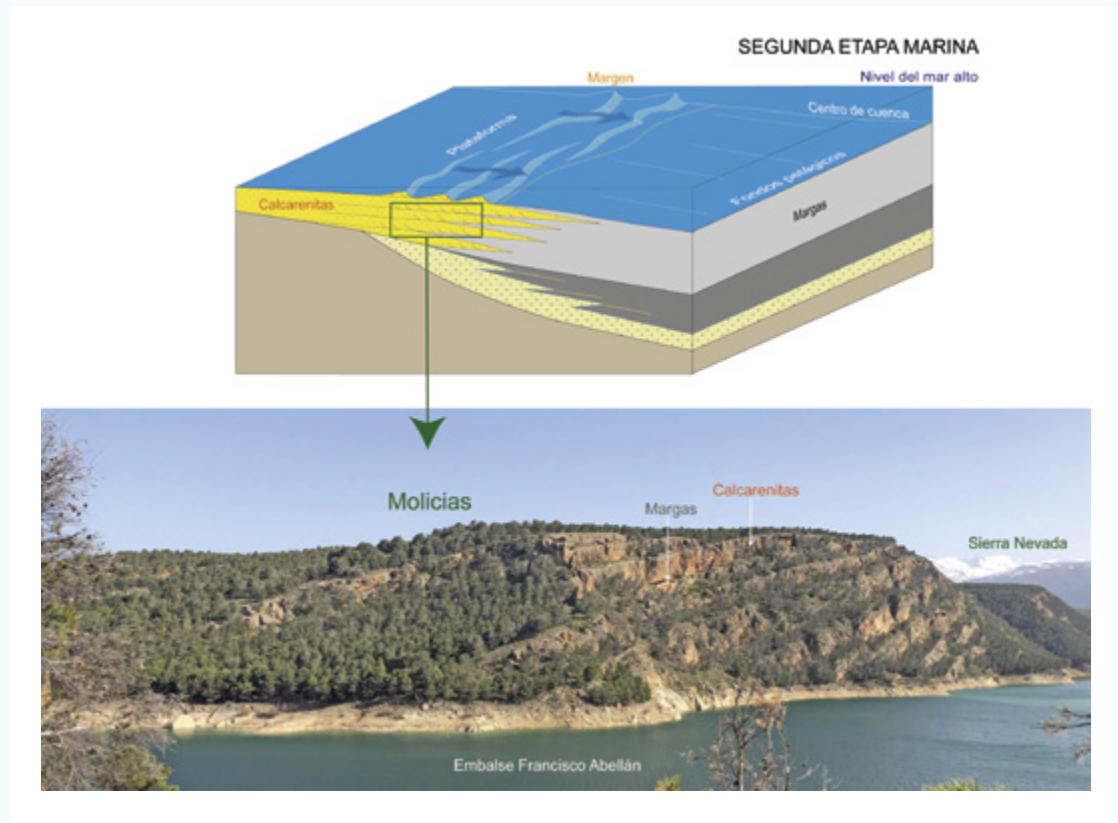


Figura 1. Panorámica de serie rítmica de Molicias, donde se reconocen los dos intervalos (margas y calcarenitas) que forman los ritmos sedimentarios. La inclinación que se observa en los estratos es debida a un basculamiento tectónico.

Los componentes fósiles de las calcarenitas son muy variados, entre los que destacan los lamelibranquios, briozoos y algas rojas (*rodolitos*). Esta asociación fósil es típica de una plataforma marina somera. Aparte de estos componentes biogénicos, son abundantes los clastos de rocas metamórficas derivados de la erosión de Sierra Nevada.

El significado climático de los ritmos sedimentarios se ha establecido a partir del estudio de los componentes fósiles. En el intervalo de margas, el predominio

de globigerinas y neogloboquadrinas indica unas condiciones frías en la superficie de la columna de agua, coincidentes con momentos de insolación mínima (Fig. 3). En el intervalo de calcarenitas, la abundancia de lamelibranquios, briozoos y algas rojas refleja condiciones de aguas templadas, cuando la insolación es máxima. Los cambios más acusados de insolación están provocados por los ciclos de precesión del eje de la Tierra, que se completan en periodos de entre 19000 y 23000 años (Fig. 3).

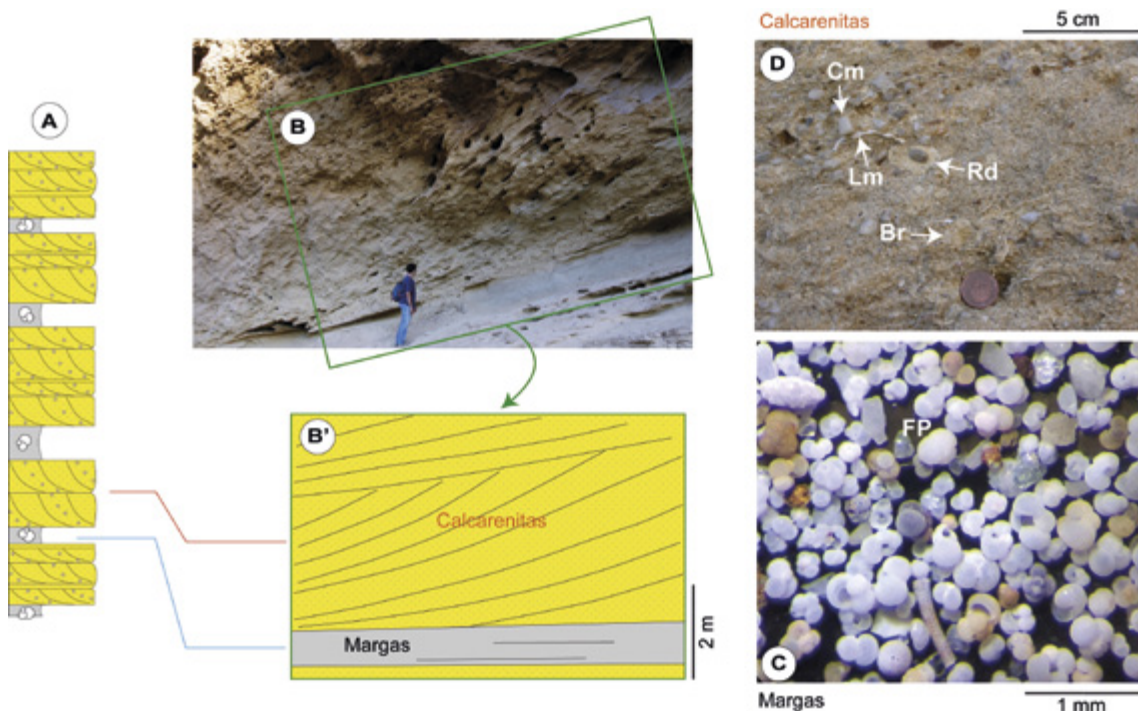


Figura 2. **A:** apilamiento de ritmos marga-calcarenita; se han representado solo 5 ritmos de los 30 que forman la sucesión estratigráfica completa de Molicias. **B:** Imagen de un ritmo típico y su posición original (B') restituida la inclinación por deformación tectónica; nótese la estratificación cruzada en el interior de las calcarenitas. **C:** asociación de foraminíferos planctónicos (FP) dentro del intervalo de margas. **D:** componentes de las calcarenitas: lamelibranquios (Lm), algas rojas o rodolitos (Rd), briozoos (Br) y clastos de rocas metamórficas (Cm).

Los ritmos sedimentarios de Molicias se formaron en el margen de la cuenca de Guadix-Baza, más concretamente en una plataforma marina somera de suave pendiente, adyacente a los relieves montañosos de Sierra Nevada (Fig. 4).

Los periodos de insolación mínima (clima seco y frío) se caracterizan por una aridez dominante. Debido a las bajas precipitaciones, los aportes de clastos metamórficos procedentes de

Sierra Nevada son muy escasos. Así, en la plataforma solo se acumulan fangos de arcilla y carbonato (margas) ricos en foraminíferos de aguas frías.

En los periodos de insolación máxima (clima húmedo y cálido) las condiciones de la plataforma cambian notablemente. El aumento de las precipitaciones provoca un incremento del aporte de sedimento con clastos de rocas metamórficas de Sierra Nevada.

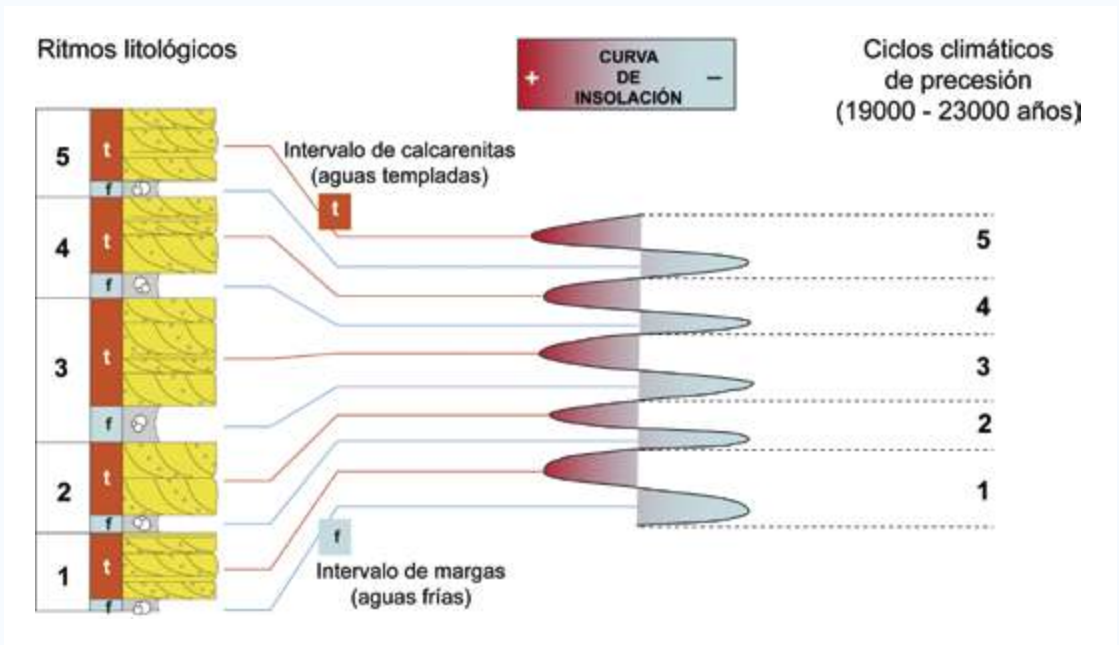


Figura 3. Correlación entre ritmos litológicos y ciclos climáticos. Cada ritmo de marga-calcarenita equivale a un ciclo de insolación mínima-máxima condicionado por la precesión del eje de la Tierra.

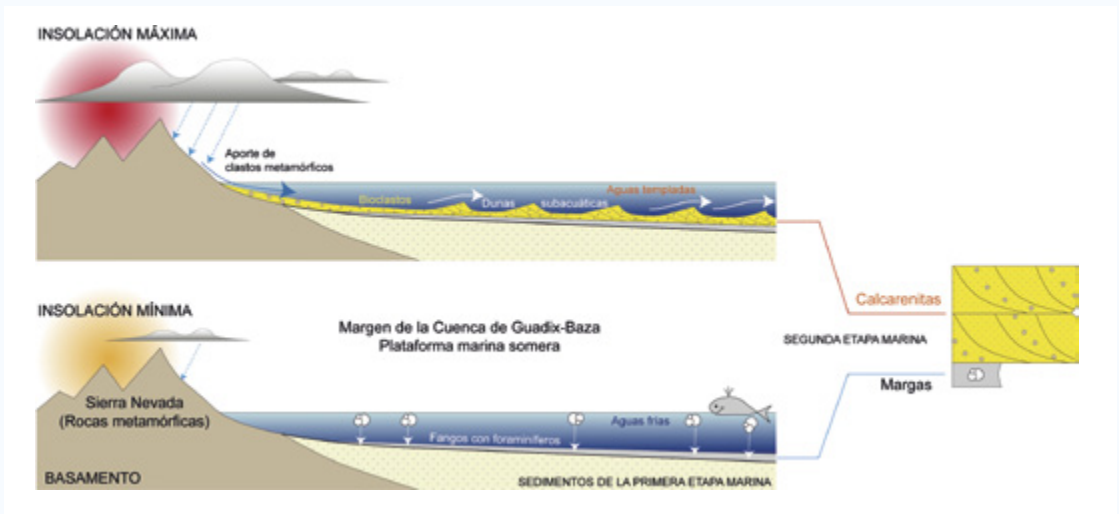


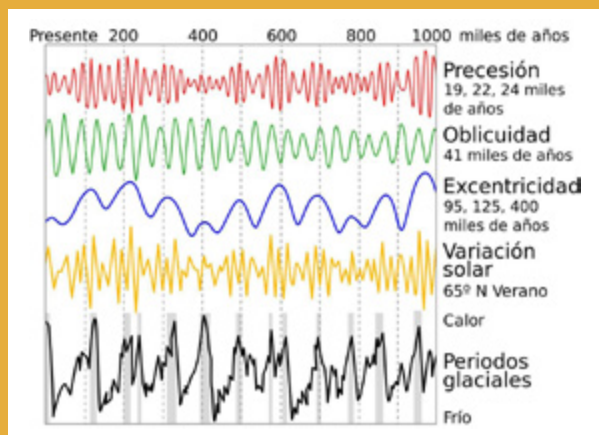
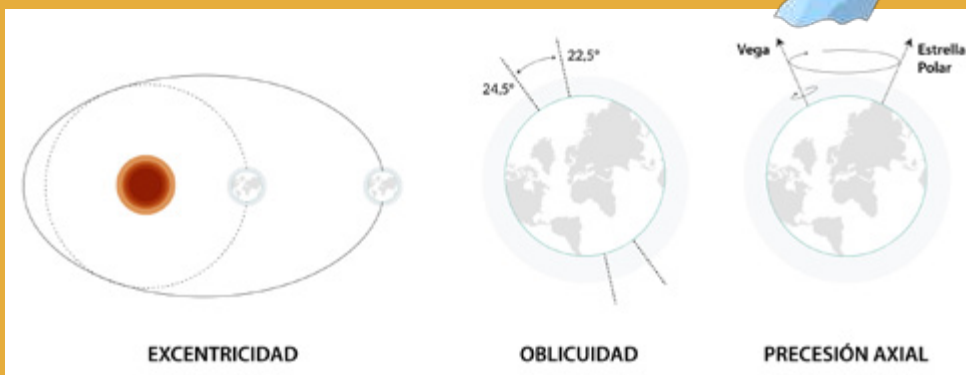
Figura 4. Cambios de la sedimentación en la plataforma marina en relación con los periodos de insolación mínima y máxima. A la derecha se indica el ritmo sedimentario resultante de estos cambios climáticos.

A esto se une un ascenso de la temperatura del agua marina, que se hace templada y favorable para el desarrollo de comunidades de organismos como los lamelibranquios, algas rojas y briozoos. Los restos fósiles de estos organismos (bioclastos) junto a los clastos

metamórficos, forman los sedimentos de la plataforma (calcarenitas). El fondo somero de la plataforma está movido por corrientes marinas que originan dunas subacuáticas y la estratificación cruzada que observamos en el interior de las calcarenitas.

¿SABÍAS QUE...?

El autor que calculó la duración de ciclos de precesión fue el físico serbio Milutin Milankovitch. Estos ciclos, junto a los de oblicuidad y excentricidad, se conocen como **Ciclos de Milankovitch**.



Las variaciones orbitales y de los movimientos de la Tierra provocan cambios cíclicos en el clima a lo largo de miles de años. Estos ciclos interactúan entre sí, siendo dominantes algunos de ellos. El resultado es un complejo patrón cuyo análisis nos puede ayudar a interpretar el pasado... ¡y el futuro!.

Serie miocena del cerro Molicias

LIG 51

Serie del cerro Molicias



EMBALSE DE FRANCISCO ABELLÁN

Mirador del Río Fardes



Mirador de La Peza



1 min



AA-92

PARKING 1



PARKING 2





LOS ÚLTIMOS SEDIMENTOS MARINOS DE LA CUENCA DE GUADIX-BAZA: LA SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL NEGRATÍN

LIG 41

En la mayoría de los sitios de la cuenca de Guadix-Baza, la sedimentación marina termina con depósitos someros, como son las calcarenitas, arrecifes de coral y deltas Gilbert de la tercera etapa. Así ocurre en Forruchu, La Lancha y Alicún de Ortega. El embalse del Negratín, que está incluido en el catálogo de lugares de interés geológico con la denominación “Transición Marino Continental del Negratín, LIG 41” es un magnífico lugar para observar el cambio de sedimentación marina a continental en el Geoparque. En este lugar, sobre las calcarenitas que destacan en el relieve, reposan margas ricas en foraminíferos con intercalaciones de conglomerados (Fig. 1). Estos son los últimos sedimentos de la tercera etapa marina. Los sedimentos rojizos que aparecen por encima (de tipo fluvial), forman parte de la sedimentación continental que dominará la historia

geológica del territorio del Geoparque durante los últimos 6 millones de años (capítulo 4).

En el embalse del Negratín las calcarenitas se apoyan directamente sobre rocas multicolores de edad triásica (Fig. 2). Aquí, los materiales de la primera y segunda etapa marina están ausentes.

Estas calcarenitas, que tienen un gran espesor, contienen abundantes fósiles de algas rojas y lamelibranquios (Fig. 3), típicos de una plataforma marina somera.

Las margas se caracterizan por su gran cantidad de foraminíferos (Fig. 4), con un predominio de formas bentónicas de escasa profundidad. A esto se une un alto contenido en granos de arena, que indica un fondo marino somero cercano a la línea de costa. Los conglomerados que aparecen en el seno de las margas contienen clastos muy redondeados, frecuentemente perforados por litófagos

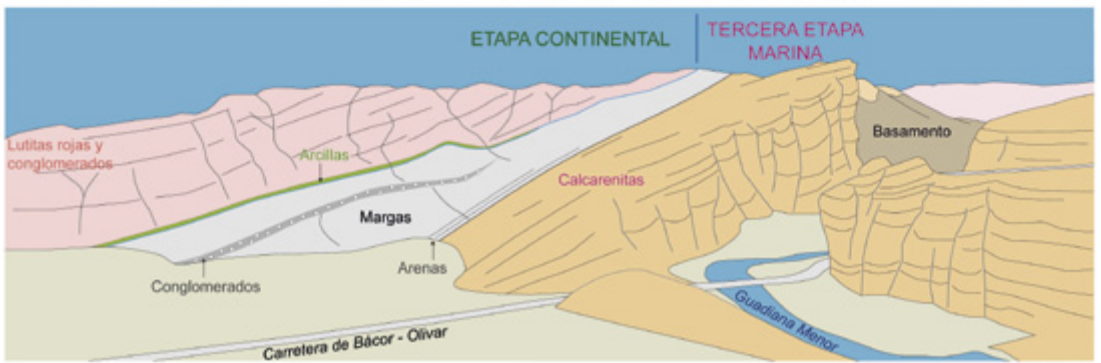
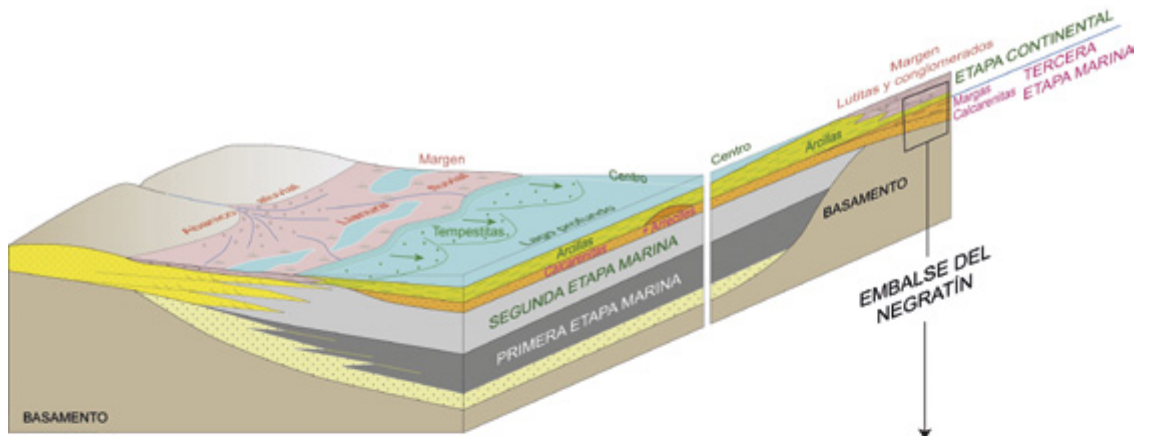


Figura 1. Posición estratigráfica de las margas con conglomerados, que representan el final de la tercera etapa marina.

y colonizados por briozoos. Estos clas-
tos proceden de zonas litorales y fueron
transportados a favor de la pendiente ha-
cia las partes ligeramente más profundas
donde se acumularon las margas.
Los foraminíferos planctónicos han

permitido conocer la edad de las margas
(Fig. 4). La presencia de *Globorotalia*
suterae y la ausencia de *Globorotalia me-*
diterranea indica el Tortonense final.
Otros marcadores adicionales precisan
la edad en torno a 7.6 millones de años.

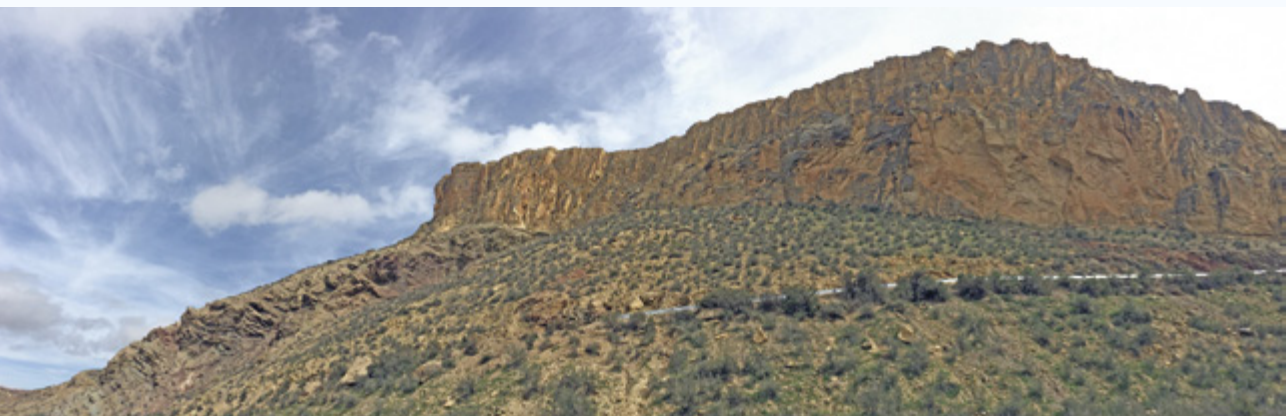


Figura 2. Las calcarenitas del Negratín discordantes sobre el
basamento de arcillas rojas con yeso de edad Triásico.



Figura 3. Panorámica de las calcarenitas e imágenes de detalle de los fósiles más
abundantes: algas rojas y lamelibranquios. A lo largo de la carretera que desciende
desde la presa se pueden observar las características detalladas de estas rocas.

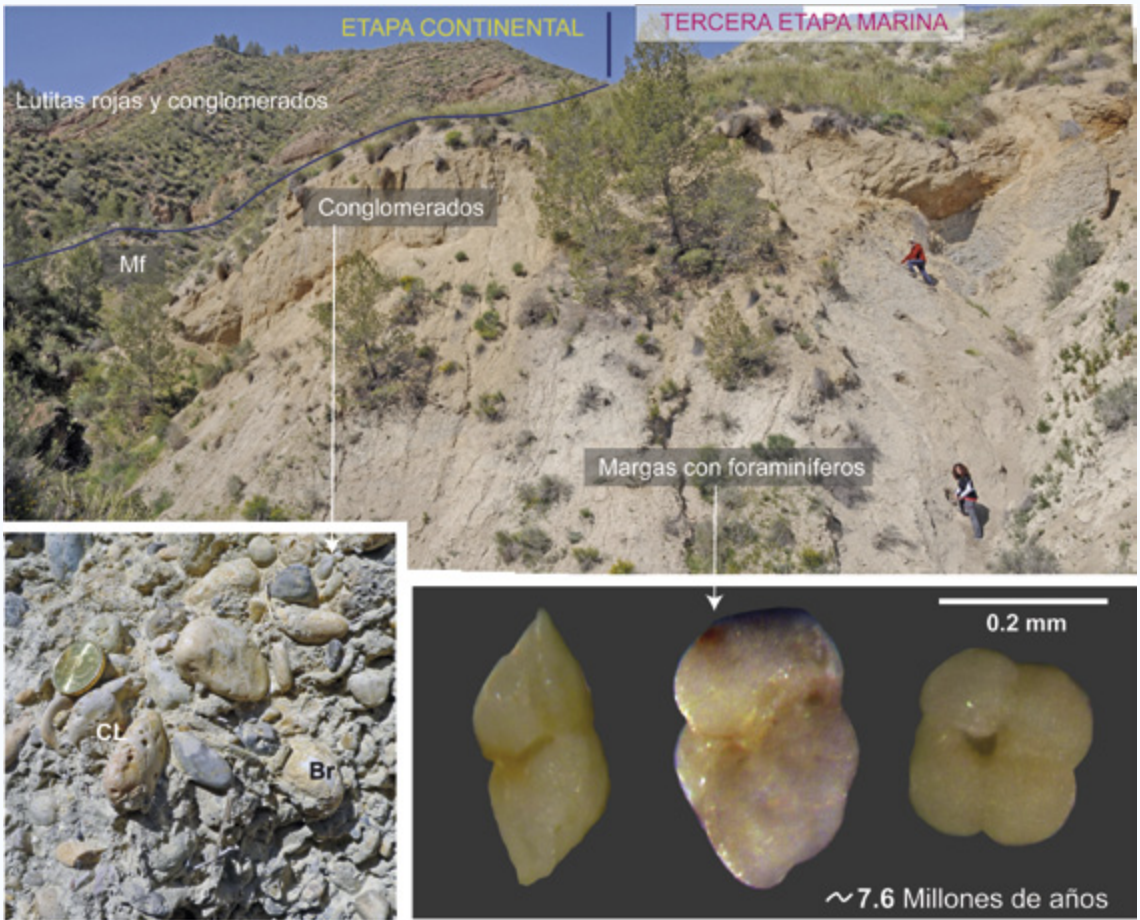


Figura 4. Afloramiento de margas y conglomerados de la tercera etapa marina inmediatamente debajo de las lutitas rojas de la etapa continental. En la imagen inferior izquierda se ilustran los clastos de conglomerados perforados por litófagos (CL) y colonizados por briozoos (Br). En la parte inferior derecha se muestran algunos de los foraminíferos planctónicos utilizados para determinar la edad de las margas.

¿SABÍAS QUE...?

Los foraminíferos planctónicos fósiles son unos valiosos indicadores de la edad de los sedimentos que rellenan una cuenca sedimentaria marina. La disciplina geológica que ordena en el tiempo las rocas mediante fósiles se conoce como **Bioestratigrafía**. Gracias a la presencia de estos microfósiles en el afloramiento del Negratín, la edad del final de la sedimentación marina en la cuenca de Guadix-Baza se ha precisado en torno a 7,6 millones de años.



Sucesión estratigráfica del Negratín

LIG 41



Serie del Negratín



A Cuevas del Campo



Panorámica

A Freila y Zújar

PARKING



15 min





Un rebaño de cabras montesas recorre la llanura del glacis, con las cumbres de Sierra Nevada al fondo.

4

**RÍOS Y LAGOS:
LA ETAPA
CONTINENTAL
ENDORREICA**



Hace algo más de 7 millones de años el mar había desaparecido definitivamente de este territorio. La cuenca de Guadix-Baza seguía siendo un área deprimida rodeada de relieves montañosos que continuaban erosionándose. Así, la cuenca siguió rellenándose de sedimentos, pero éstos no estaban ahora bajo el nivel del mar, sino que eran transportados por ríos hasta lagos interiores desconectados del océano Atlántico y del mar Mediterráneo. Es lo que se conoce como una cuenca continental endorreica, es decir, con un drenaje interno de las aguas que no desembocan en el mar.

Durante esta etapa de sedimentación continental se formó un enorme lago en el sector oriental (sector de Baza-Huéscar). El río principal, un caudaloso río que nacía al pie de Sierra Nevada (en el sector del Marquesado del Zenete), recorría toda la zona occidental de la cuenca (sector de Guadix) y desembocaba en una zona situada más o menos al norte del Cerro Jabalcón, (Fig. 1). A este río se le conoce como el paleo Fardes y al lago del sector oriental como el paleolago de Baza. Ambos fueron los responsables de que en la cuenca se diferencien dos grandes sectores: el occidental o subcuenca de Guadix y el oriental o subcuenca de Baza. El límite natural entre ambos es la falla de Baza, que se describe en el capítulo 5.

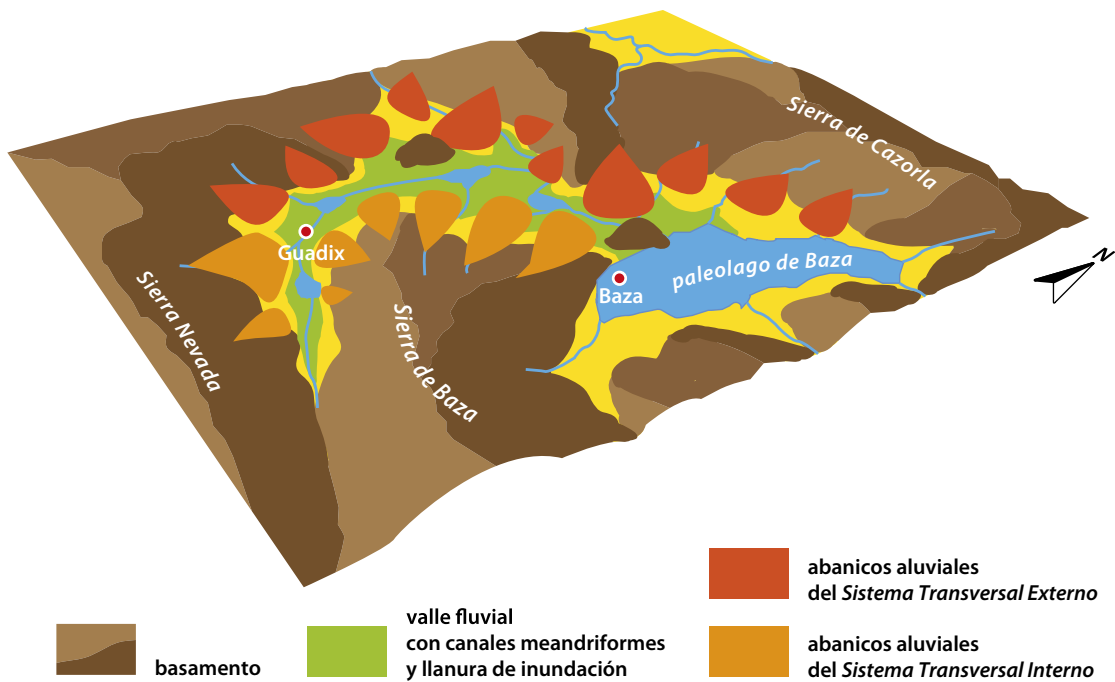


Figura 1. Reconstrucción esquemática de la paleogeografía de la etapa de relleno continental de la cuenca de Guadix Baza, con un gran lago desarrollado en el sector oriental y varios sistemas fluviales en el sector occidental. El sistema principal, fluvio-lacustre, recorría el eje longitudinal de la cuenca (río paleo Fardes). Otros dos sistemas eran afluentes transversales constituidos por abanicos aluviales procedentes de los relieves de las zonas Interna y Externa de la Cordillera Bética.

Los ríos y abanicos fluviales del sector occidental

A lo largo de más de cinco millones de años, el río paleo Fardes (también llamado Axial por recorrer aproximadamente el eje de la antigua cuenca de Guadix-Baza), recorría más de 50 km desde el pie de Sierra Nevada hasta el paleolago de Baza. Durante este largo periodo de tiempo se produjeron diferentes situaciones climáticas. Así, en momentos de clima cálido y húmedo, en las proximidades del gran lago oriental y en las zonas llanas (llanura de inundación) aledañas al río Axial se desarrolló un paisaje de sabana similar al que hoy es visible en el valle del Rift (Este de África).

El relleno sedimentario de la etapa continental es complejo y con importantes variaciones en el espacio y en el tiempo. Hay que tener en cuenta que, durante el desarrollo de la cuenca continental, se están formando las grandes estructuras antiformes de Sierra Nevada y Sierra de Filabres, cuya tectónica activa, sumada a las variaciones en el volumen de aportes que entraba a la cuenca por los frecuentes cambios climáticos, imprimen cambios muy importantes y muy rápidos a la distribución de ambientes sedimentarios.

En el sector occidental (sector de Guadix), más próximo al gran relieve suministrador de sedimento (Sierra Nevada), la paleogeografía fue más compleja (Fig. 1). Un sistema fluvio-lacustre, el referido Sistema Axial (río paleo Fardes), quedaba confinado al valle central y fluía casi paralelo al eje paleogeográfico de la cuenca, desarrollando un patrón de canal meandriforme (río que sigue un trazado sinuoso), evolucionando a una red de canales anastomosados o entrelazados hacia zonas más distales (Fig. 2). En momentos de máxima humedad, gran parte de la llanura de inundación axial permanecía encharcada, desarrollando extensos humedales o lagos de carácter efímero donde dominó la sedimentación palustre (Fig. 3). El Sistema fluvial Axial recibía también aportes de dos sistemas de abanicos aluviales transversales que procedían de la erosión de los relieves de los márgenes sur (Zona Interna) y norte (Zona Externa) (de ahí que hayan sido referidos en la literatura como Sistema Transversal Interno y Externo), entre los cuales se pueden establecer unas pautas morfológicas y de dinámica sedimentaria diferentes.



Figura 2. Sedimentos arenosos depositados en un canal del Sistema Axial. **A:** La geometría de las capas y la sucesión de estructuras sedimentarias permite reconocer que estos sedimentos corresponden a canales meandriformes.

B: Detalle de los sedimentos fluviales.

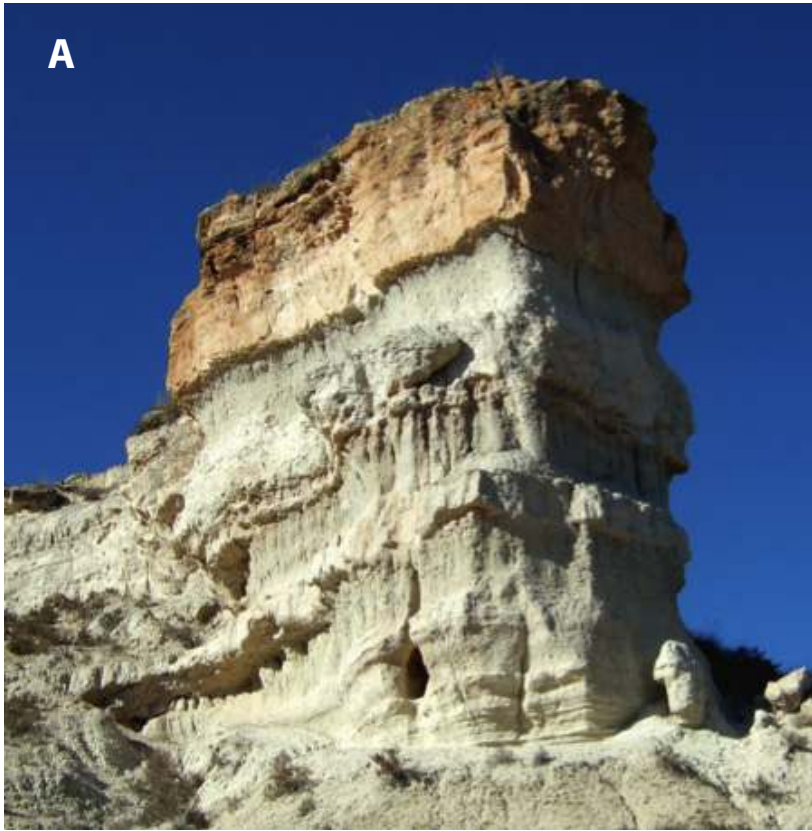


Figura 3. **A.** Alternancia de calizas y margocalizas palustres desarrolladas en los lagos efímeros del sector occidental de la cuenca.

B. Detalle de las calizas palustres que muestran su característica textura nodulosa.

El Sistema Transversal Interno estuvo formado por una serie de abanicos aluviales depositados por una red de canales de baja sinuosidad (ríos trenzados) que se unían lateralmente para formar un sistema de bajada, es decir, una pendiente uniforme que hundía hacia el norte. Con frecuencia su radio (10-11 km) superaba ampliamente la mitad del ancho de la cuenca (localmente de 15 km) debido al gran volumen de aportes procedentes de los relieves situados al sur (Fig. 4).



Figura 4. **A.** Aspecto de campo de los materiales del Sistema Transversal Interno. Las capas más resistentes corresponden a sedimento de canal y el resto a los depósitos finos acumulados en la llanura de inundación.

B. Detalle de los conglomerados acumulados en los canales. La litología de los clastos y las estructuras sedimentarias indican que este sistema fluvial transcurría hacia el norte desde el pie de Sierra de Baza.

Los abanicos del Sistema Transversal Externo, procedentes principalmente de Sierra Arana y El Mencil, se caracterizaron por un menor volumen de aportes. Así formaron cuerpos sedimentarios más pequeños (radio inferior a 4 km), de planta semicircular, apareciendo frecuentemente aislados unos de otros (Fig. 5).



Figura 5. Vista de campo de los sedimentos del Sistema Transversal Externo en su conexión con un lago efímero situado en el Sistema Axial. Alternan niveles de grava, correspondientes a los canales del abanico aluvial y arcilla, depositada en la llanura lutítica marginal del lago somero.

De un modo cíclico los abanicos del Sistema Transversal Interno progradaban o se superponían sobre el valle axial de tal manera que llegaban a bloquear el drenaje axial, desencadenando el desarrollo de humedales palustres y lagos efímeros en el eje de la cuenca (Fig. 3).

¿SABÍAS QUE...?

A diferencia de la parte occidental, en la que el predominio de sedimentos fluviales le confiere un color rojizo al territorio, en la parte oriental de la cuenca de Guadix-Baza el color predominante es el blaquécino. Los tonos blancos se deben al color típico de los sedimentos lacustres, entre los que abundan los yesos, las calizas y las margas.



El paleolago del sector oriental

Los sedimentos lacustres del sector oriental se formaron en el paleolago de Baza y abarcan un rango temporal de más de 6 millones de años, desde el Plioceno hasta el Pleistoceno Medio. En algunos sectores su espesor supera los 400 metros, lo que representa un registro estratigráfico excepcional sobre todo para el periodo Cuaternario. El paleolago de Baza era un lago poco profundo en el que sus sedimentos presentan numerosos ciclos sedimentarios controlados principalmente por cambios climáticos, que originan una alternancia entre arcillas, margas, calizas y yesos. Su extensión era variable a lo largo del tiempo. En momentos de máxima expansión (etapas húmedas) se depositaron en su fondo margocalizas con una proporción de sedimento detrítico variable en función del volumen de detritos fluviales (Fig. 6), e incluso se formó carbón en los humedales marginales al lago (Fig. 7). En etapas de mayor aridez, la alta tasa de evaporación condujo a la precipitación de sales (principalmente yeso) (Fig. 8). Sacudidas sísmicas ligadas a la tectónica activa durante el tiempo de sedimentación dieron lugar a la deformación de los sedimentos, formando *sismitas* que se describen en el capítulo 5 (Fig. 9).



Figura 6. Margocalizas depositadas en el lago por precipitación química en etapas de alta humedad. Cañada Gallego (Baza).



Figura 7. Nivel de carbón entre los sedimentos lacustres del Paleolago de Baza. Sector Cortes de Baza.



Figura 8. Alternancia entre margas y yesos. En etapas de mayor aridez en el lago se producía precipitación de yeso.



Figura 9. Deformación en los sedimentos producida por terremotos (*sismitas*) en los sedimentos del lago oriental.

En las zonas marginales del lago se observan alternancias de margas, limos y arenas, con algunos niveles de grandes cristales de yeso lenticular y maclas en punta de flecha. En las partes centrales del lago (proximidades de Benamaurel) disminuye la cantidad de arenas y limos, y los sedimentos son mayoritariamente margas y yesos. La situación de las diferentes litologías —arenas, limos, margas, calizas y yesos— quedaron por tanto distribuidas en función de su posición respecto al centro u orillas del lago.

Aunque el principal ambiente sedimentario del sector oriental es el lacustre, también existían sistemas fluviales procedentes de las montañas del norte y del este que desembocaban directamente en el paleolago de Baza. Algunos lugares donde observar estos sedimentos fluviales son las inmediaciones de Caniles, Cúllar, o los valles de los ríos Guardal y Castril.

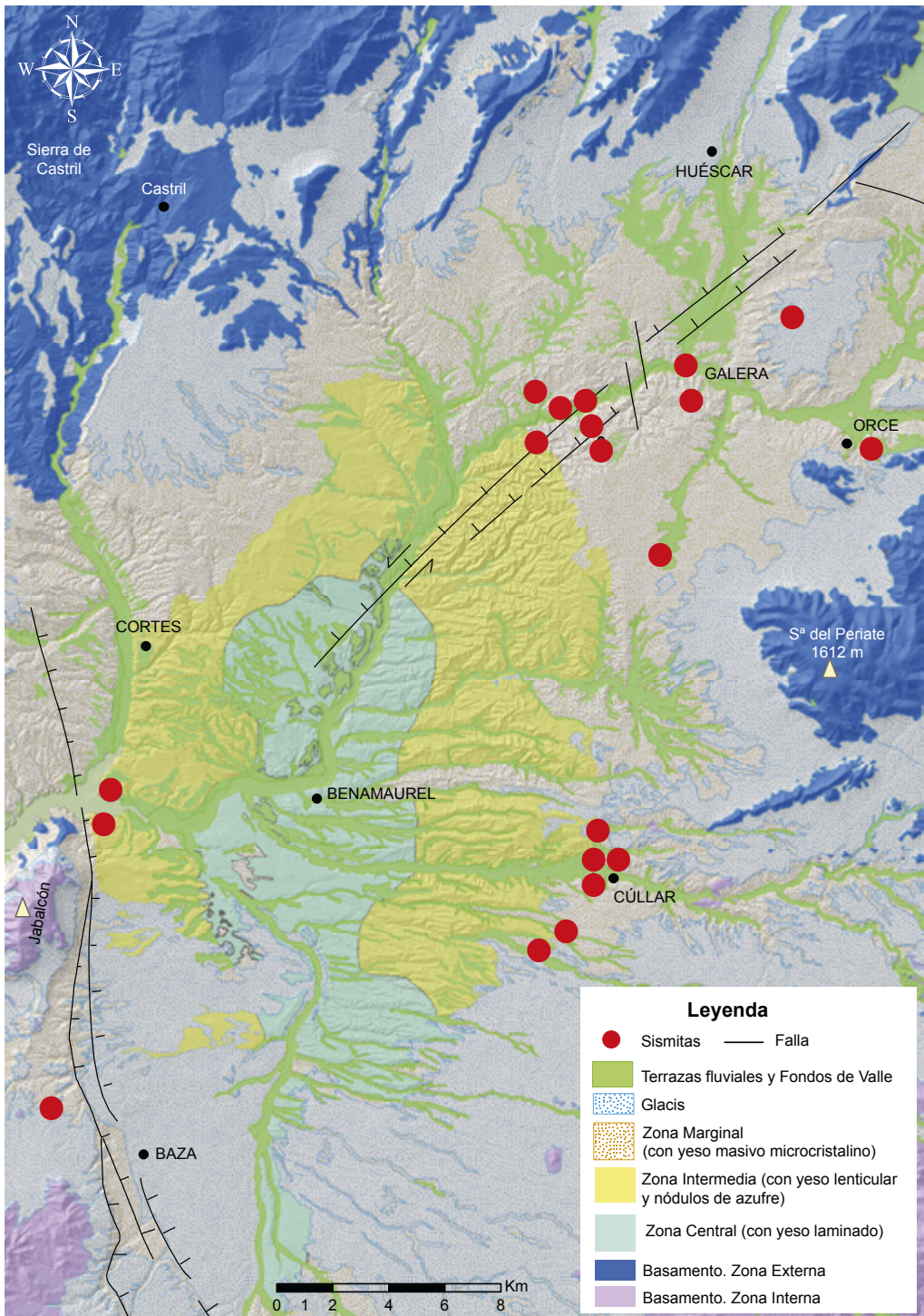


Figura 7. Mapa geológico de la Cuenca de Baza, mostrando los depósitos correspondientes al paleoalago de Baza.

¿SABÍAS QUE...?

Los cambios en la profundidad y extensión del lago pueden reconocerse en la zona de la desembocadura del paleo Fardes, en el LIG 39 (transición entre las formaciones Guadix y Baza). Lo que vemos en este LIG es simplemente la alternancia en la vertical entre sedimentos fluviales rojos y sedimentos lacustres de color blanco. Cuando el lago se expandía, los sedimentos lacustres se depositaban sobre los fluviales; cuando descendía el nivel del lago, ocurría lo contrario.



Cola del Embalse del Negratín en las proximidades de los Baños de Zújar.

Durante esta etapa de sedimentación continental de la cuenca, las condiciones endorreicas permitieron el desarrollo de una amplia llanura (una superficie de *glacis*), que se mantuvo activa hasta el momento en el que la cuenca pasó a ser exorreica, es decir, cuando los ríos tuvieron salida hacia el mar. Esta gran superficie (*glacis*) que aún se preserva entre las faldas de las montañas que rodean el Geoparque y el centro de la cuenca, representa el último vestigio de la etapa endorreica de la misma. Aquella gran llanura rodearía al paleolago de Baza y se continuaría por todo el sector occidental, donde estaría surcada por los sistemas fluviales antes descritos.

Observando los restos de la superficie de glacis podemos imaginarnos un paisaje tipo sabana africana, con los grandes mamíferos que vivieron en el territorio del Geoparque, a los que se les dedica el capítulo 6. Aquellos grandes mamíferos vivieron en las orillas de los ríos y lagos que existieron durante la etapa endorreica y precisamente el carácter endorreico del territorio, que generaba la acumulación de gran cantidad de sedimentos en lugar de erosionarlos como ocurre ahora, facilitó el enterramiento y fosilización de los restos de estos grandes vertebrados que vivieron en el territorio del Geoparque de Granada.



Figura 10. Panorámica del glacis en los Llanos de Arana (Huélago) con la sierra de Baza al fondo.

EL CAMBIO DE CUENCA MARINA A CUENCA CONTINENTAL: EL CERRO DE LA LANCHA

LIG 27

Uno de aspectos más interesantes en la historia de la cuenca de Guadix-Baza es el cambio de sedimentación marina a continental. Este cambio puede reconocerse en varios sitios donde están en contacto las calcarenitas de

la tercera etapa marina y las arcillas de la etapa continental, por ejemplo, Forruchu y Negratín, que han sido descritos en el capítulo anterior, u otros localizados en las proximidades de Dehesas de Guadix.

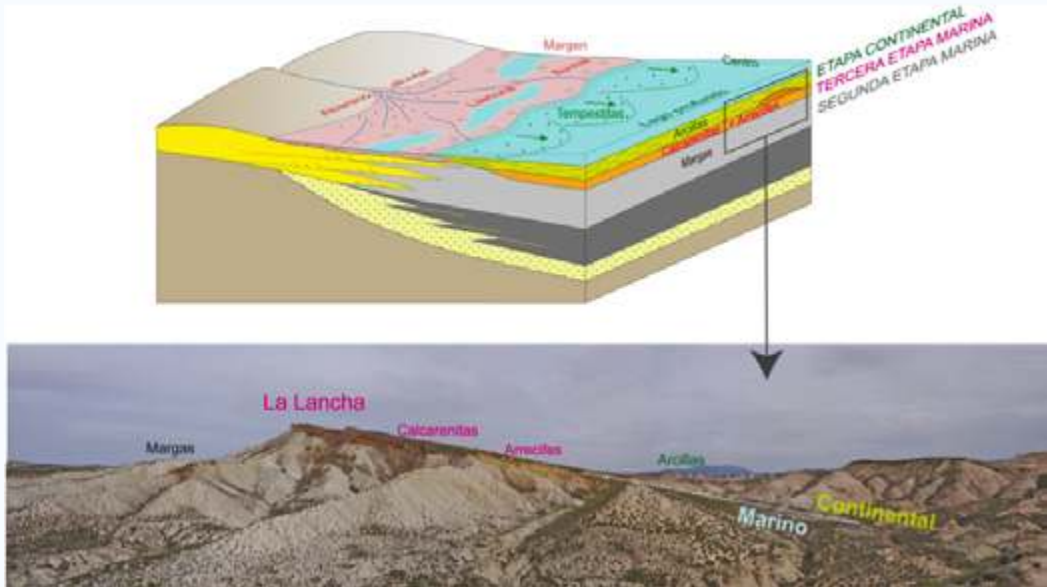


Figura 1. Posición del cambio marino-continental en el afloramiento de La Lancha.

Otro de los ejemplos más destacados, que lo convierten en un lugar de interés geológico del Geoparque es el **Cerro de la Lancha** (LIG 27). Este lugar

destaca tanto por su valor paisajístico como por las buenas condiciones para analizar con detalle la serie estratigráfica (Figs. 1 y 2).



Figura 2. Panorámica complementaria a la Figura 1 donde se observa con más detalle la posición estratigráfica del tránsito marino-continental.

La serie estratigráfica completa de La Lancha consta de cuatro unidades (Fig. 3), que de base a techo son:

- **Margas** grises masivas con foraminíferos de la segunda etapa marina. Las especies bentónicas de los foraminíferos indican que la sedimentación tuvo lugar en una cuenca marina profunda. La profundidad de depósito estimada es de 300 metros.
- **Calcarenitas** con briozoos y estratificación cruzada, correspondientes a la tercera etapa marina. En algunos puntos, en vez de calcarenitas aparecen pequeños arrecifes de coral. Tanto en uno como en otro caso se trata de depósitos acumulados en una plataforma marina somera.
- **Conglomerados** con clastos perforados por litóforos, que marcan el tránsito de marino a continental. Las perforaciones de los clastos están producidas por bivalvos que viven

dentro de la roca, y que en actualidad encontramos en las playas de gravas.

- **Arcillas verdes** y **areniscas** con estratificación cruzada ondulada, correspondientes a la etapa continental, que se acumularon en un lago profundo. La estratificación cruzada ondulada es conocida también como estratificación cruzada “hummocky” y es característica de episodios de tormentas que agitaron intensamente las aguas del lago.

En síntesis, el cambio de ambientes marinos a continentales en la cuenca de Guadix-Baza es el resultado final de dos pasos previos de caída del nivel del mar (Fig. 4). El primero ocurre entre la segunda y tercera etapa, desde una cuenca profunda hasta una plataforma marina somera. El segundo tiene lugar entre la tercera etapa y el nivel de tránsito, desde plataforma a playa. Tras el tránsito se inicia la etapa continental.

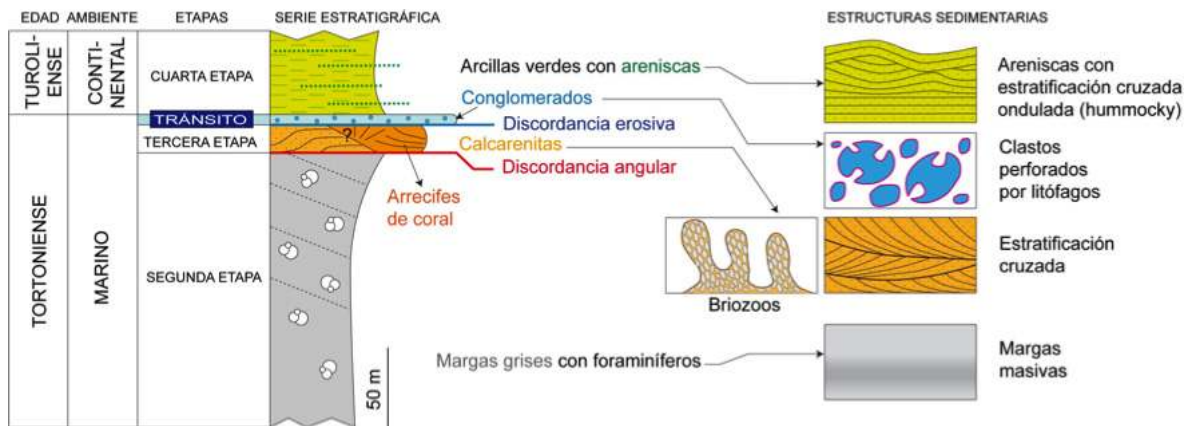


Figura 3. Serie estratigráfica de La Lancha.

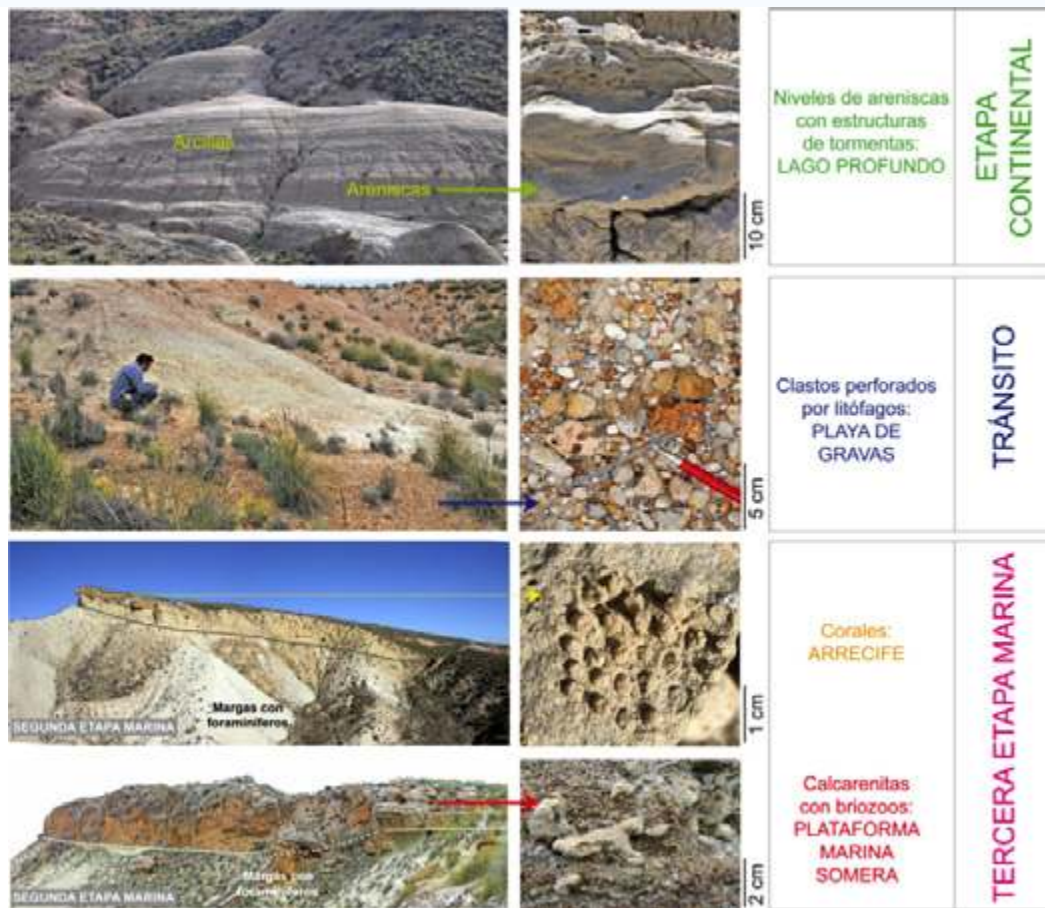


Figura 4. Cambios que se producen en la cuenca de Guadix-Baza durante su transformación de marina a continental.

¿SABÍAS QUE...?

El cambio de marino a continental en la cuenca de Guadix-Baza provocó el cierre de uno de los pasillos marinos que comunicaban el océano Atlántico con el Mar Mediterráneo (ver figura 5).

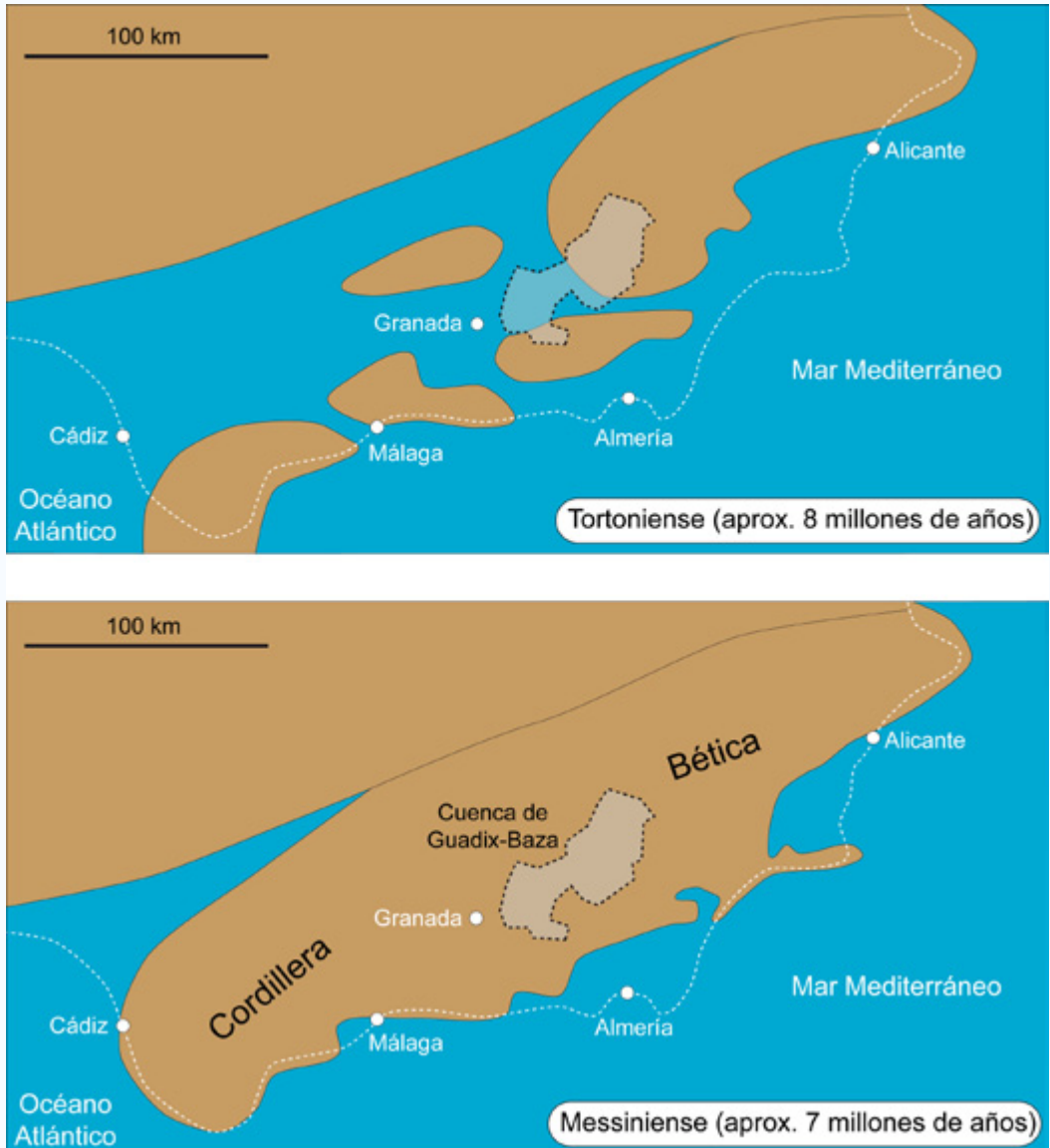


Figura 5. Evolución del relieve emergido y sumergido en la Cordillera Bética durante los últimos millones de años. Modificado de García-Veigas *et al* (2019).

Cerro de La Lancha

Transición marino-continental

N

AVISO IMPORTANTE

Desde el punto rojo indicado en el código QR, el afloramiento queda a unos 3 km aproximadamente hacia el este.

ACCESO



A Dehesas de Guadix

LA DINÁMICA DE LOS SISTEMAS FLUVIALES DURANTE LA ETAPA DE SEDIMENTACIÓN CONTINENTAL

LIG 25

Durante la etapa de relleno continental de la cuenca, los sedimentos procedentes de la erosión de la Sierra de Baza eran transportados hacia el norte a través del llamado Sistema Transversal Interno. Este sistema estuvo formado por una serie de ríos poco profundos, en el interior de cuyos canales se acumulaba grava y arena formando cuerpos alargados según la corriente (*barras fluviales*) (Fig. 1). Los canales se entrelazaban alrededor de las barras, dando lugar a una morfología que asemeja una trenza, de ahí que reciban el nombre de *ríos trenzados*.

A ambos lados del sistema de canales trenzados existían amplias zonas casi planas denominadas *llanura de inundación*, que recibían esporádicamente agua cargada de arcilla y limo desde los ca-

nales en los momentos en los que éstos se desbordaban. La llanura de inundación permanecía seca la mayor parte del tiempo y era colonizada por vegetación (Figs. 1 y 2).

Después de una gran crecida el canal podía cambiar de posición (fenómeno conocido como *avulsión*), instalándose sobre su antigua llanura de inundación. De este modo, en una misma vertical pueden aparecer acumulados varios episodios de relleno de canal y de llanura de inundación. Los canales se reconocerán por tener a la base una superficie irregular erosiva sobre la que se acumula grava y arena, mientras que en las capas de la llanura de inundación domina el sedimento fino (limo y arcilla) con indicios de haber sido removilizado por la acción de raíces (Figs. 3 y 4).



Figura 1. Análogo actual de un sistema fluvial trenzado (Oued Laou, Marruecos).

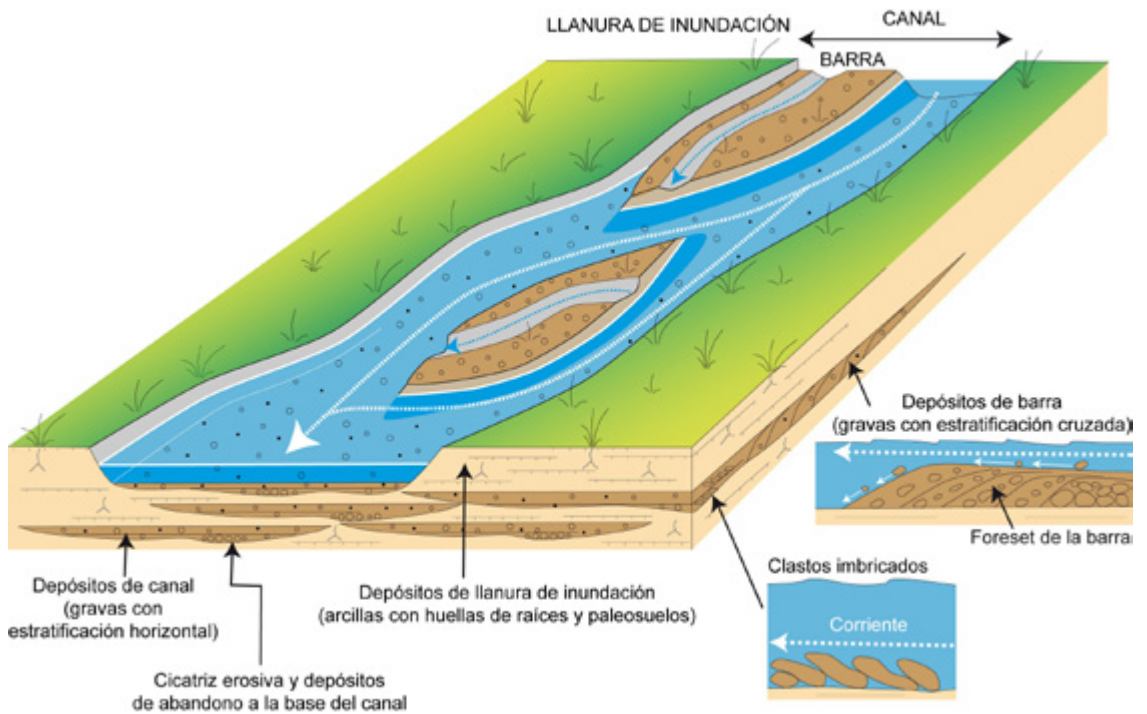


Figura 2. Componentes principales de un sistema fluvial trenzado

Cuando, después de una crecida, la corriente fluvial empezaba a perder fuerza, los cantos de mayor tamaño se acumulaban en las partes más profundas del canal (*depósitos de abandono*). Una vez rellena esta irregularidad del fondo, las gravas de menor tamaño se depositaban encima en capas horizontales (Figs. 2 y 3). En el proceso de rodadura por el fondo del canal, cuando un canto de forma no esférica caía sobre el fondo, con su cara plana ligeramente inclinada aguas arriba, resultaba muy difícil de poner en movimiento de nuevo. Así, las gravas no esféricas con frecuencia aparecen orien-

tadas de este modo, dando lugar a una estructura sedimentaria denominada *imbricación* de cantos (Figs. 2 y 5).

En el momento de la crecida, el agua hacía rodar la grava sobre la superficie de la barra para caer al fondo del canal por su cara situada aguas abajo. Se forman así unas capas de grava inclinadas corriente abajo (*estratificación cruzada*) (Figs. 2 y 3), que corresponden al frente de avance de la barra (*foreset*). Las barras, al desplazarse aguas abajo, podían alcanzar zonas del canal donde existiesen depósitos previos, superponiéndose a estos.



Figura 3. Trinchera de la carretera que muestra los depósitos de ríos trenzados del Sistema Transversal Interno procedente de Sierra de Baza. Se observan varios episodios de relleno de canal y de llanura de inundación.



Figura 4. Concreciones de carbonato (flechas) alrededor de las raíces de las plantas que removilizaban el limo y la arcilla de la llanura de inundación.

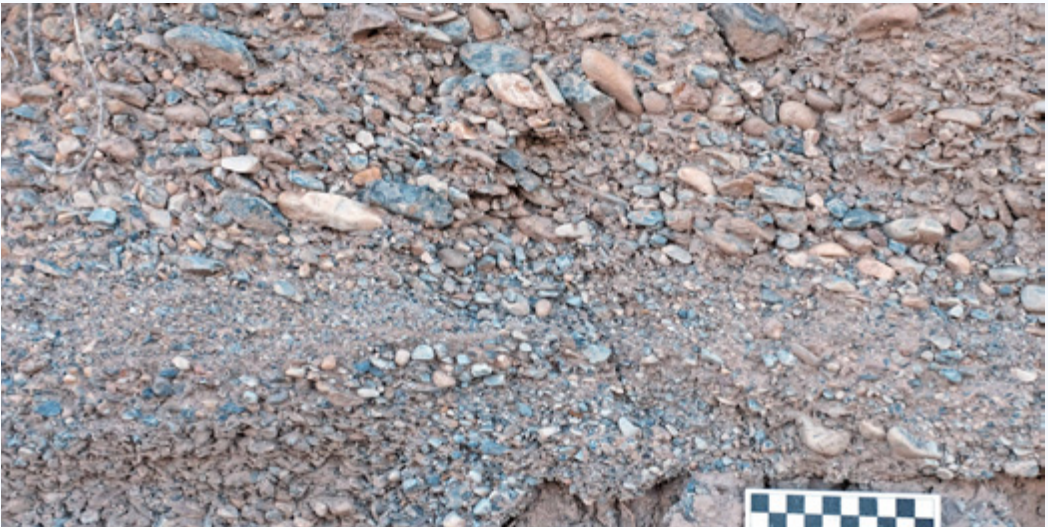


Figura 5. La orientación preferente de los cantos no esféricos (*imbricación*) indica sentido de corriente hacia la izquierda (norte).

¿SABÍAS QUE...?

La estructura con la que quedan depositadas las gravas y arenas en un canal fluvial (orientación de los cantos, inclinación de capas, etc) sirve para reconstruir con precisión la dirección, el sentido y la energía de la corriente que las transportó. Esto tiene una gran utilidad a la hora de reconstruir la trayectoria y la fuerza del agua después de una inundación catastrófica.





Figuras 4 y 5

Figura 3



A N-342





PALEOGEOGRAFÍA DE LA CUENCA CONTINENTAL: EL SIGNIFICADO DE LOS COLORES DEL DESIERTO

LIG 04

En la amplia vista panorámica de los badlands que nos ofrece el mirador de Don Diego (ver capítulo 8), llama la atención la gran diversidad de colores apreciable. El origen de cada color está relacionado con la procedencia del sedimento, es decir con la posición que ocupan en el paisaje los sedimentos de los distintos sistemas fluviales y lacustres que rellenaron la cuenca durante su etapa continental. Es así una expresión paisajística de la antigua geografía, también llamada paleogeografía.

Esta paleogeografía estaba integrada por un gran río que transcurría de sur a norte por la zona central de la cuenca (Sistema Axial), también referido en esta guía como paleo Fardes, a lo largo de unos 50 km desde el pie de Sierra Nevada hasta desembocar en un gran

lago situado en la zona oriental (paleolago de Baza, Fig. 1A). El Sistema Axial contaba con dos sistemas fluviales afluentes, integrados por diversos ríos más cortos que el axial y que aportaban agua y sedimento desde los relieves de las llamadas Zona Externa, situada al norte (Montes Orientales, Mencal, Sierras del Pozo, Castril, Huéscar, Orce y María) y Zona Interna, al sur (Sierra de Baza, Sierra de las Estancias). Se trata de los llamados Sistema Transversal Externo e Interno. El Sistema Axial en algunos momentos recibía tanto sedimento desde los ríos transversales, que su drenaje hacia el norte quedaba parcialmente obstruido. Este represamiento convertía temporalmente parte del valle central en un lago poco profundo.

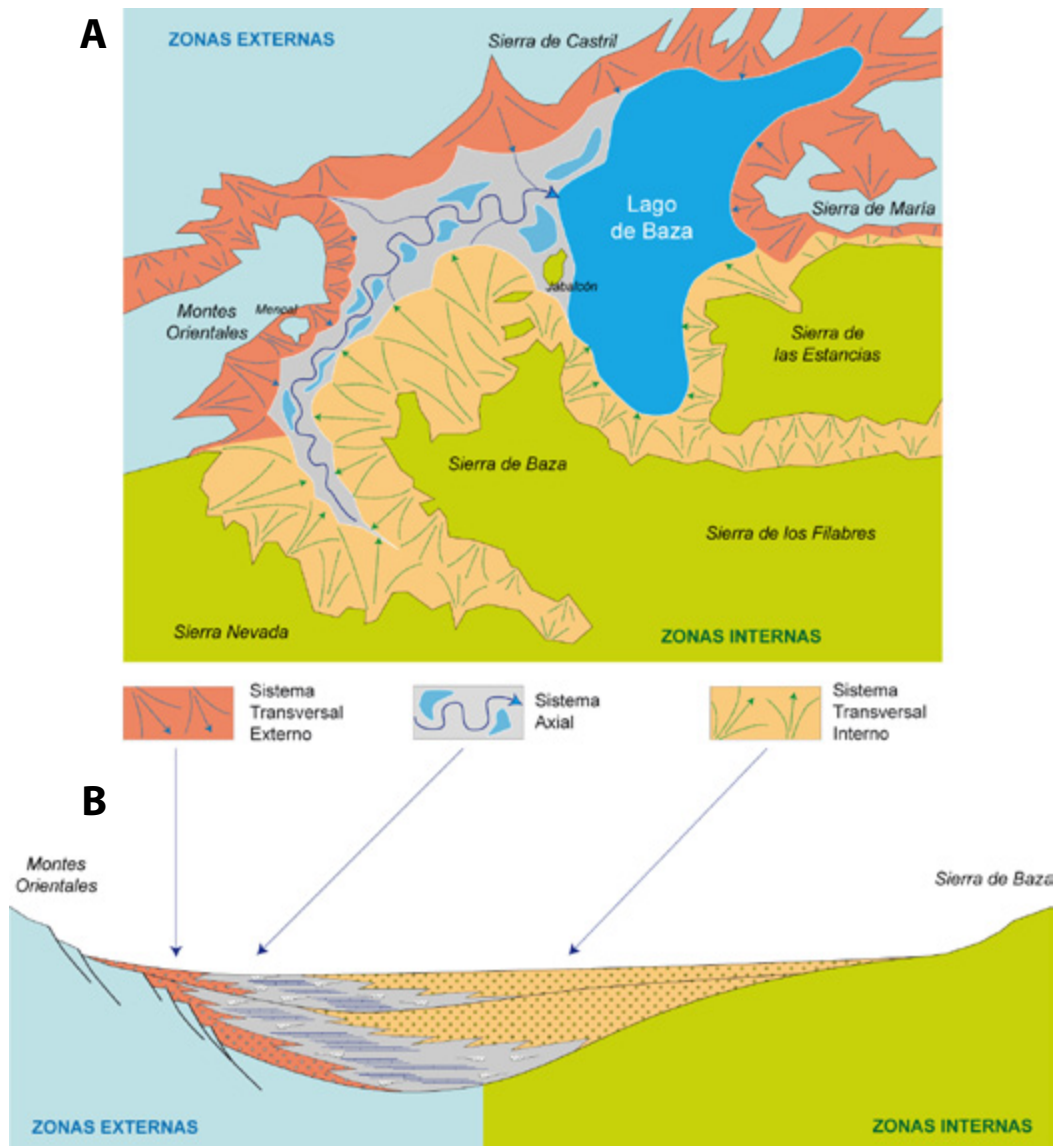


Figura 1. **A.** Mapa esquemático que muestra la distribución aproximada de los sedimentos de los distintos sistemas fluviales que ocupaban la cuenca durante la etapa de sedimentación continental.

B. Sección esquemática noroeste (a la izquierda) – sureste que muestra el progresivo desplazamiento hacia el norte del Sistema Axial.



Figura 2. Vista panorámica hacia el oeste. En la pared occidental del valle del Río Gor (por debajo del Cerro Mencal en la fotografía) se observa que el cambio de color entre marrón y blanco está más hacia el norte (derecha de la imagen) en la parte más alta de la pared.

El Sistema Axial se nutrió principalmente de arena y grava procedente de la erosión de Sierra Nevada, dominando los colores grises. Cuando el drenaje quedaba obstruido y la zona se convertía en lago, se depositaban margas y calizas de color blanco. Así, la zona del paisaje dominada por colores grises y blancos corresponde básicamente a los sedimentos del Sistema Axial cuando era un gran río (gris) o un lago poco profundo (blanco) (Figs. 2 y 3).

Los ríos del Sistema Transversal Externo transportaban sedimentos procedentes de la erosión de los relieves

calizos situados al norte de la cuenca. Estas calizas se destruyen en parte por alteración química mediante un proceso llamado karstificación, que da lugar a un residuo de arcilla de tono rojo intenso (terra rossa). Así, al norte de los colores grises y blancos del Sistema Axial, en el paisaje se aprecian colores rosáceos, que corresponden a las arcillas depositadas por los ríos del Sistema Transversal Externo (Fig. 2).

Los ríos procedentes desde el sureste aportaban material originado por la erosión de los esquistos, flitas y mármoles de Sierra de Baza, que imprimen al se-



Figura 3. Vista panorámica hacia el norte, donde se aprecian en primer término los colores marrones y violáceos del Sistema Transversal Interno, más a lo lejos los sedimentos grises del Sistema Axial y al fondo los tonos rosados del Sistema Transversal Externo.

dimento colores marrones y violáceos. Así, en el paisaje más cercano a la vista (parte sur del panorama) los materiales de estos colores corresponden a los sedimentos del Sistema Transversal Interno.

La posición en el espacio de los tres sistemas de drenaje descritos varió a lo largo de más de 6 millones de años que duró la etapa de relleno continental. Durante este tiempo, los relieves situados al sur (Sierra de Baza), en pleno proceso de levantamiento, fueron haciéndose más altos, mientras que los del norte al final de la etapa continental estaban muy erosionados y podían aportar muy

poco sedimento. Fue aumentando así la desproporción de sedimento aportado por los dos sistemas transversales en favor del procedente del sur, de modo que el Sistema Transversal Interno fue “empujando” progresivamente hacia el norte al Sistema Axial. Es por esto que, si en la panorámica dirigimos la vista hacia el Cerro Mencal (hacia el oeste, Fig. 2), en los materiales que rellenan la cuenca se puede apreciar cómo el cambio de color de marrón (Sistema Transversal Interno) a blanco-gris (Sistema Axial) se sitúa más al norte en sedimentos más altos (que son también más recientes).

N



Mirador de Don Diego



AN-342

PARKING



1 min



LOS YESOS DEL PALEOLAGO DE BAZA

LIG 55, 56, 59, 60, 66, 68

Durante más de 5 millones de años en los que existió el antiguo lago de Baza, en las etapas de mayor aridez, la alta tasa de evaporación favoreció la precipitación de sales, entre las que destacó el **yeso**. También es destacable por su singularidad la presencia de **azufre** asociada al yeso, muy abundante en el entorno de Benamaurel (LIG 55. Minas de azufre de Benamaurel). Un recorrido por la parte oriental del Geoparque

permite observar, entre los sedimentos blanquecinos, el brillo de numerosos cristales de mineral de yeso (conocidos popularmente como espejuelos). En el catálogo de lugares de interés geológico del Geoparque destacan varios por la presencia de yesos: Benamaurel (LIG 56), Badlands de Castilléjar y Galera (LIG 58), Yesos de Galera (LIG 60), Mina de yeso del Castellón Alto (LIG 66) y Rambla de los Pilares (LIG 68).

¿Qué es el yeso?

El yeso es la denominación que se aplica tanto al mineral compuesto por “sulfato cálcico hidratado” ($\text{SO}_4\text{Ca}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$), como a la roca donde domina este mineral. Así, es frecuente hablar tanto de cristales de yeso como de roca de yeso. La presencia de dos moléculas de agua

por cada molécula de sulfato hace que este mineral sea muy blando; de hecho se puede rayar fácilmente con la uña. Si el yeso pierde el agua se transforma en otro mineral conocido como *anhidrita* (SO_4Ca), de mayor dureza y que se diferencia por no rayarse con la uña.

¿Dónde se forma el yeso?

La formación del yeso tiene lugar tanto en aguas marinas como lacustres. En el mar, el agua tiene suficiente contenido en sulfatos para originar yeso cuando hay una saturación en estas sales. En lagos, como ocurre en el Geoparque, los sulfatos proceden de otras rocas más antiguas ricas en yeso que bordean el paleolago de Baza. La principal roca que aporta estos sulfatos al lago son yesos

del Triásico, que afloran en numerosos puntos del basamento de la cuenca de Guadix-Baza.

En el paleolago de Baza el yeso precipitó prácticamente en toda su extensión, desde las zonas marginales o más someras hasta las zonas centrales o más profundas. En cada una de estas zonas el yeso aparece con diferentes tipos, tal y como se observa en la figura 1.

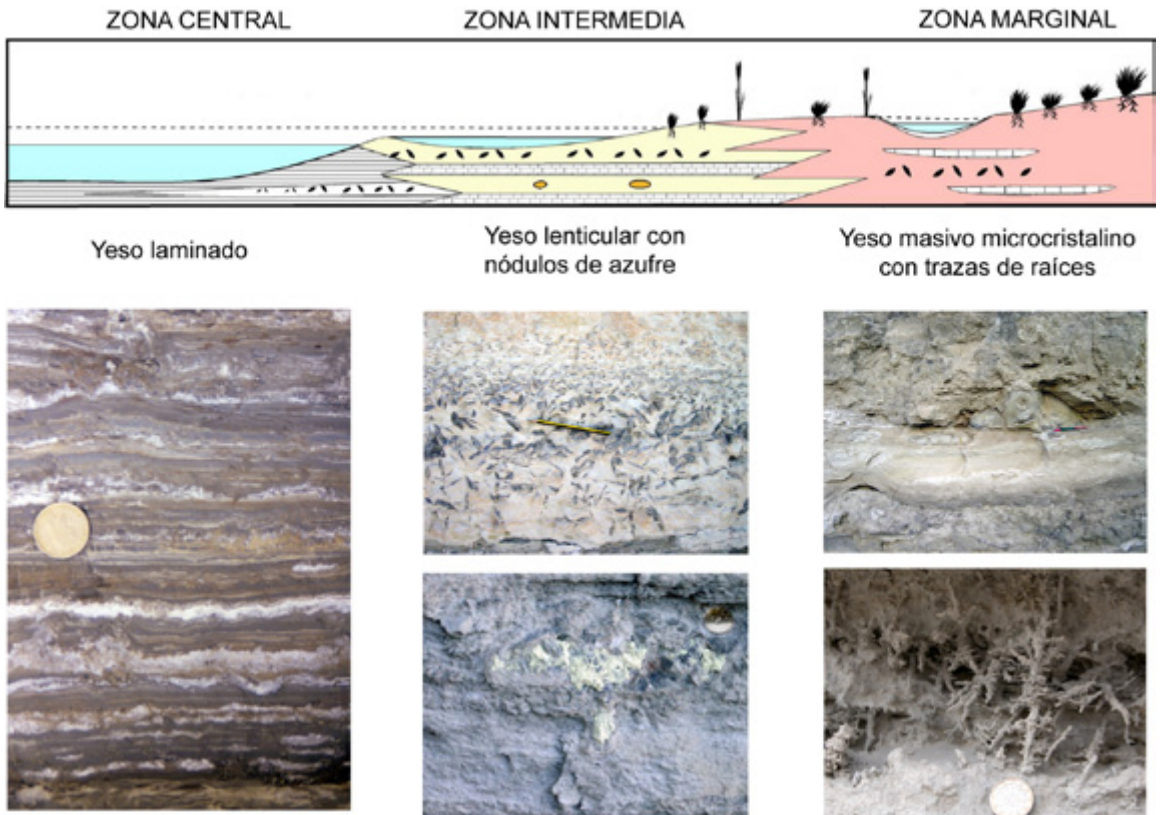


Figura 1. Modelo sedimentario para el paleolago de Baza donde se indican los diferentes tipos de yeso que hay en cada zona del lago.

Tipos de yeso

El yeso aparece en el Geoparque con diversas formas:

YESO MASIVO MICROCRISTALINO constituido por pequeños cristales (habitualmente de menos de un milímetro) que para observarlos se necesita una lupa o un microscopio. Estos cristales milimétricos precipitan rápidamente, sin que haya tiempo para que su tamaño crezca. Se observan frecuentes trazas de raíces, lo que permite deducir que se formaron en zonas marginales del lago con abundante vegetación. Este tipo yeso se reconoce en numerosas minas del entorno de Galera (Fig. 2).



Figura 2. Minas del Alcázar. Excavación minera en Galera para la explotación del yeso masivo.

YESO LENTICULAR que se presentan como cristales aislados o agrupaciones de cristales (rosetas de yeso o rosas del desierto, Fig. 3). Su tamaño puede ser de varios centímetros. Cristalizan en el interior del sedimento del fondo del lago, originalmente compuesto por

fangos de carbonato, margas o arcillas. El agua que impregna estos fangos está cargada de sulfatos, que al saturarse permite la precipitación y crecimiento de las lentes de yeso.



Figura 3. Agrupación de cristales lenticulares de yeso.

YESO LAMINADO (Fig. 4), dispuestos en estratos muy delgados o láminas (de varios milímetros de espesor). Estas láminas presentan una morfología suavemente ondulada, o intensamente arrugada (pliegues muy irregulares). Las sucesivas láminas que se van apilando representan episodios individuales de saturación del agua y precipitación del yeso.



Figura 4. Afloramiento de yeso laminado en las proximidades de Baza.

YESO FIBROSO que rellenan fracturas o venas (Fig. 5). Se denomina *fibroso* por la forma alargada en la que crecen los cristales de yeso. Su génesis está relacionada con la circulación de agua mineralizada muy rica en sulfatos a través de las fracturas. Estos sulfatos proceden de la disolución del yeso anteriormente formado en el paleolago de Baza. Al igual que en los casos antes descritos, la precipitación del yeso fibroso requiere la saturación del agua, en este caso en el interior de las fracturas.

Figura 5. Venas rellenas de yeso fibroso

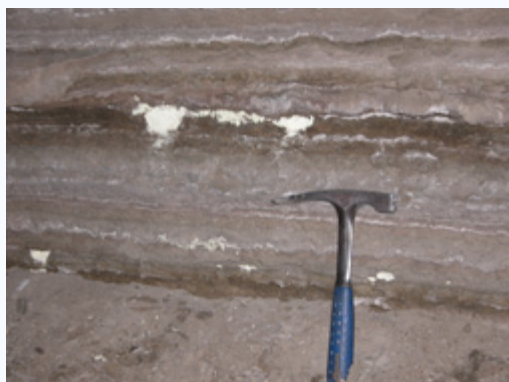


Azufre en el paleolago

Una singularidad del paleolago de Baza es la formación de **azufre nativo** (Fig. 6) en determinados momentos de su evolución geológica. Este elemento químico ha sido aprovechado económicamente, para lo cual se han labrado en tiempos históricos numerosas pequeñas minas en el entorno de Benamaurel. El azufre aparece como nódulos o cuerpos lenticulares, que superan 10 cm de tamaño, dentro de estratos de yeso o de margas. Su génesis está en relación con la actividad de bacterias que vivieron en el fondo del lago. Se ha explotado en galerías subterráneas, como son las Minas de Azufre de Benamaurel (LIG 55) (Fig. 7).

Figura 6. Nódulos y niveles de azufre nativo en las Minas de Benamaurel.

Figura 7. Mina de azufre de Benamaurel.



¿SABÍAS QUE...?

El yeso es un mineral de enorme interés económico. Su aplicación principal es como **material de construcción** (escayola y otros productos comerciales derivados). Recordemos que en la mayoría de nuestras casas está presente el yeso, sea en las paredes de las habitaciones, en las placas de los techos, o en las estanterías de obra. Si visitamos la Alhambra, observaremos en el interior de los palacios nazaríes la belleza de los mocárabes modelados con yeso.



La Ruta del Espejuelo. Yeso y tradición

En los alrededores de Benamaurel, Castelléjar y Galera podemos encontrar una gran variedad de yeso. La que pasa más desapercibida es la de yesos laminados como los de Benamaurel, y también los yesos masivos microcristalinos, que pueden formar estratos de

hasta varios metros de espesor. Estas capas más gruesas se han explotado, por ejemplo, en la localidad de Galera, en las minas del Castellón Alto (Fig. 8) y El Alcázar, así como en pequeñas canteras a cielo abierto. En el caso de Castelléjar se ha explotado fundamentalmente el yeso en *espejuelos* (grandes cristales lenticulares de yeso) como los que encontramos en la Cueva de los Amos (Fig. 9).

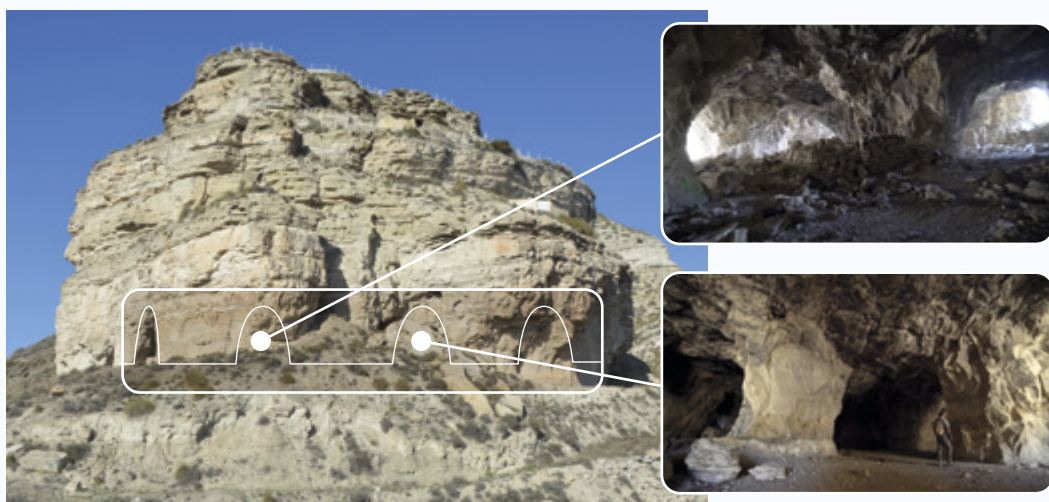
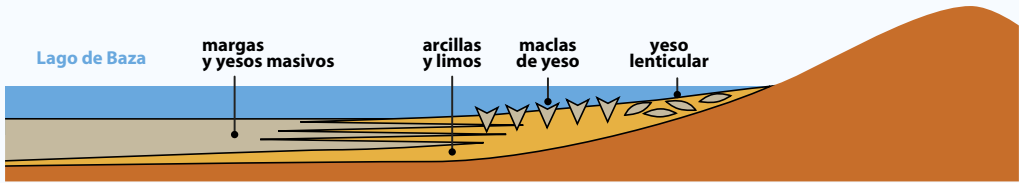
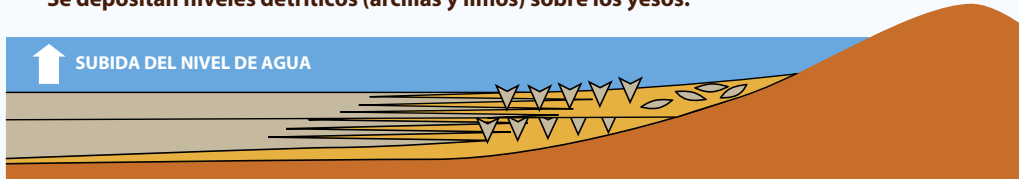


Figura 8. Mina de yeso en la base del Castellón Alto (Galera). Interior de las galerías realizadas para la explotación del yeso.

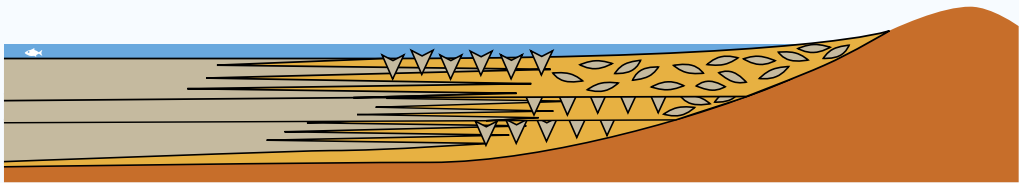
1 Varios tipos de yeso se depositan al evaporarse lentamente las aguas poco profundas



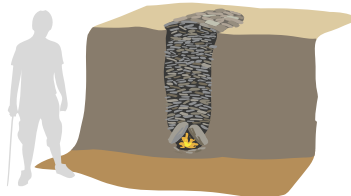
2 La cristalización del yeso se interrumpe temporalmente cuando asciende el nivel de agua. Se depositan niveles detríticos (arcillas y limos) sobre los yesos.



3 Las siguientes oscilaciones en el nivel de aguas someras y saturadas en sales minerales repiten el proceso de formación de yesos en nuevos estratos. La alternancia entre yesos, arcillas y limos originan la superposición que se puede observar en las paredes de la Cueva de los Amos.



1 Recogida de grandes cristales de yeso (denominados espejuelos) y suficiente cantidad de esparto y matorral seco de los alrededores para ser usado como combustible



2 La quema del yeso en el horno producía su calcinación hasta eliminar parte del agua contenida en el mineral. El proceso podía durar hasta día y medio manteniendo la combustión.



3 Molienda y cribado del yeso una vez cocido hasta obtener una fracción fina apta para ser usada en construcción y revestimiento de fachadas.

Figura 9. En la Cueva de los Amos podemos comprender el proceso sedimentario que da lugar a los yesos del sector oriental del Geoparque. Superior: Proceso de formación del yeso por evaporación en el paleolago de Baza. Inferior: Obtención tradicional de yeso a partir de *espejuelos*.



Figura 10. Interior de la Cueva de los Amos. Se observan los niveles de yeso alternando con lutitas y margas.



Venas de yeso: la rambla de los Pilares

Como se ha comentado antes, una de las formas en la que el yeso aparece en la parte oriental del territorio es rellenando fracturas que reciben el nombre científico de *venas*. Estas venas se pueden contemplar en muchos lugares del Geoparque, pero destacan por su espectacularidad y su gran belleza las de la rambla de los Pilares (Fig. 11) (ver capítulo 5).

Figura 11. Detalle de venas rellenas de yeso fibroso.

Cueva de los Amos

LIG 58



Mirador



Cueva de los Amos



A Galera

A sismitas

PARKING



1 min



La Rambla de los Pilares

LIG 68



Rambla de los Pilares

Venas de yeso

Falla de Galera

Sismitas

AVISO IMPORTANTE

Para acceder al punto de parking hay que circular por un camino de tierra y vadear un pequeño río. Aunque es fácilmente accesible con cualquier tipo de vehículo, es recomendable no acceder durante o tras días lluviosos.



PARKING



45 min



A Castelléjar



Ruta Castelléjar - Galera



INICIO

PARADA 1

PARADA 2

PARADA 3

PARADA 4



1. Mirador
Cueva de los Amos



Galera

4. Castellón Alto

3. Mirador del
valle del río Galera

2. Sismitas

Castilléjar



Panorámica de la Falla de Baza, límite natural entre los sectores occidental y oriental del Geoparque de Granada.



5

**TECTÓNICA
RECIENTE
EN EL GEOPARQUE
DE GRANADA
INFLUENCIA
EN EL RELIEVE
ACTUAL**

El rasgo más característico del relieve del Geoparque de Granada es su altitud media próxima a los 1000 m sobre el nivel del mar que, entre otros aspectos, condiciona sus características climáticas y paisajísticas. Dentro de él se diferencian zonas más elevadas, como la gran llanura denominada geológicamente *glacis*, con altitudes medias próximas a los 1000 m, y otras más bajas, en las que se ha desarrollado el paisaje de badlands. En conjunto ambas zonas son conocidas como las *Hoyas de Guadix y Baza*. El Geoparque está rodeado por montañas que superan los 2000 m de altitud, entre las que destacan Sierra Nevada (3478 m), Sierra de los Filabres (2168 m), Sierra de Baza (2260 m), Sierra de María (2045 m), Sierra de La Sagra (2381 m), Sierra Seca (2136 m), Sierra de Castril (2106 m), Sierra del Pozo (2026 m), Sierra Mágina (2187 m) y Sierra Arana (2027 m). De hecho, desde un punto de vista geológico, el Geoparque de Granada se sitúa en la cuenca sedimentaria de Guadix-Baza, que es la cuenca *intramontañosa* (que significa “entre montañas”) más grande de la Cordillera Bética y en uno de los sectores de mayor altitud media de toda la península Ibérica (Fig. 1).

Estas singularidades del relieve del Geoparque tienen su origen en la interacción de dos grandes placas tectónicas, la placa de Nubia (África) y la placa Euroasiática, con la participación destacada de otra más pequeña, la placa de Alborán, situada entre ambas.

Hace algo más de 20 millones de años, en el Mioceno Inferior, la placa de Alborán comenzó a colisionar con Iberia, situada en el extremo sur de la placa Euroasiática (Fig. 2). Por aquel entonces, en el sur de Iberia había una extensa plataforma marina de rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico. Desde entonces y hasta el Mioceno Superior (hasta hace unos 10 millones de años aproximadamente), la colisión entre la placa de Alborán e Iberia deformó intensamente estas rocas marinas formando pliegues y fallas (principalmente cabalgamientos). Como consecuencia de ello, el fondo de ese mar situado al sureste de Iberia comenzó a elevarse de forma progresiva, por lo que algunos

relieves emergieron y fueron creciendo lentamente hasta formar, entre otras, las sierras de María, Cazorla y Arana. Desde un punto de vista geológico, estas rocas situadas originalmente en las plataformas marinas del sureste de Iberia se incluyen en el dominio de la Zona Externa de la Cordillera Bética. Evidencias de estos pliegues y cabalgamientos son la Peña de Castril o la discordancia de Gorafe, descritos con detalle en el capítulo 2, y el cabalgamiento de La Sagra, descrito en este capítulo.

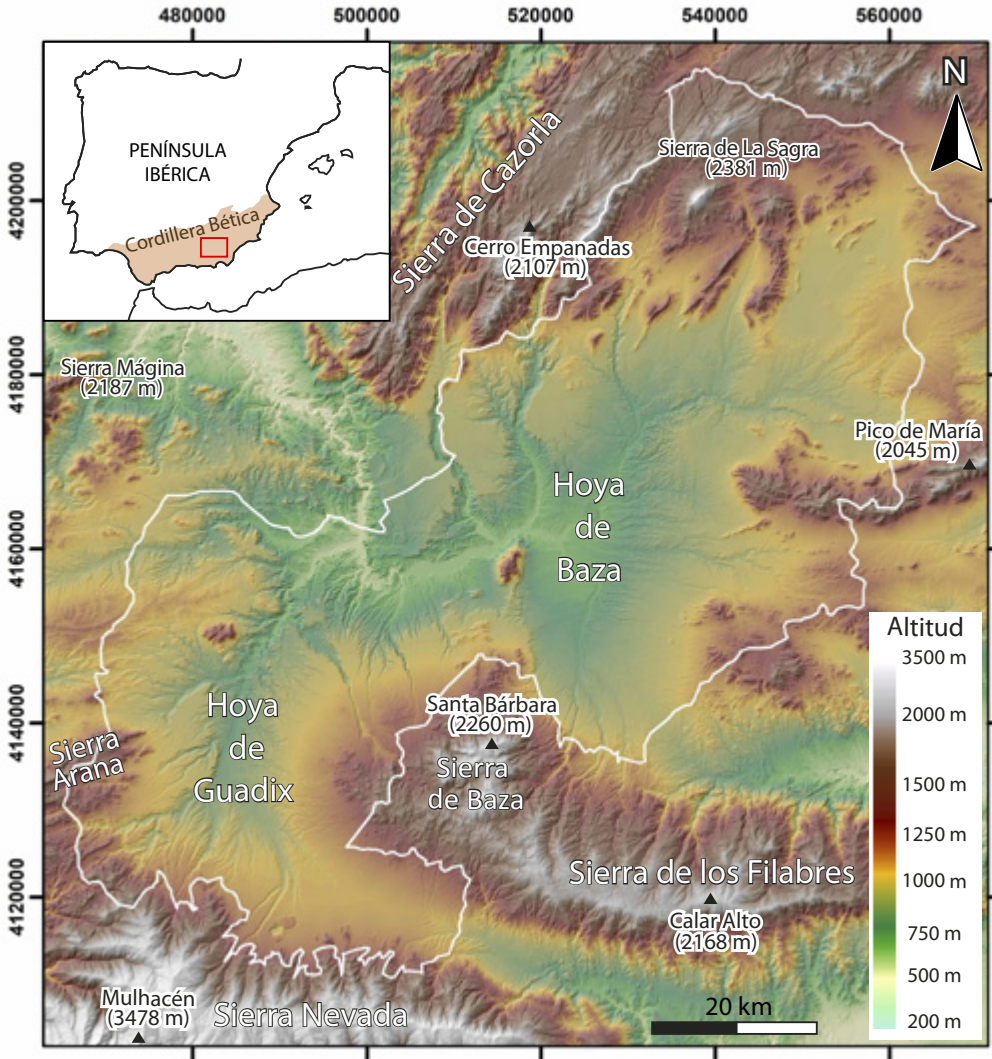


Figura 1. Principales rasgos del relieve del Geoparque de Granada, con la localización de las hoyas de Baza y de Guadix y las principales sierras que lo rodean.

La colisión entre placas también provocó la deformación de las rocas de la placa de Alborán. En este caso se generaron pliegues de mayor tamaño cuyo levantamiento formó relieves como Sierra Nevada, la sierra de los Filabres o la sierra de Baza. Estas rocas pertenecientes originalmente a la placa de Alborán constituyen la Zona Interna de la Cordillera Bética (Fig. 3).

Sin embargo, los eventos geológicos que más han influido en la configuración actual del Geoparque son los que han acontecido con posterioridad a la colisión entre Iberia y Alborán, es decir, durante los últimos 10 millones de años. Durante esta última etapa, el relieve del sector central de la Cordillera

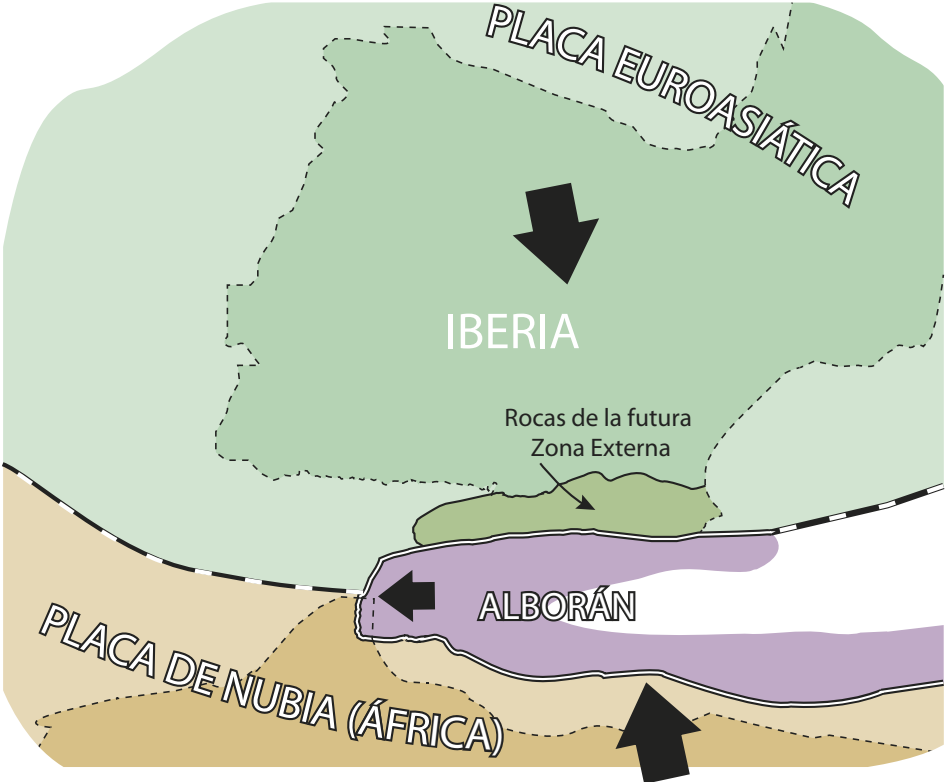


Figura 2. Mapa con las tres placas responsables de la formación de la cordillera Bética y del relieve del Geoparque: la placa Euroasiática al norte, la placa de Nubia (África) al sur, y la pequeña placa de Alborán entre ambas.

Bética, donde se sitúa el Geoparque, ha estado condicionado por dos procesos tectónicos que han deformado la corteza terrestre. Estos procesos, que han actuado simultáneamente durante los últimos millones de años y que lo siguen haciendo en la actualidad, son:

- **Acortamiento** producido por el acercamiento entre las placas de Nubia (África) y de Eurasia, que da lugar a una elevación regional del relieve.
- **Extensión** de la corteza, que ha influido en la formación de la cuenca de Guadix-Baza.

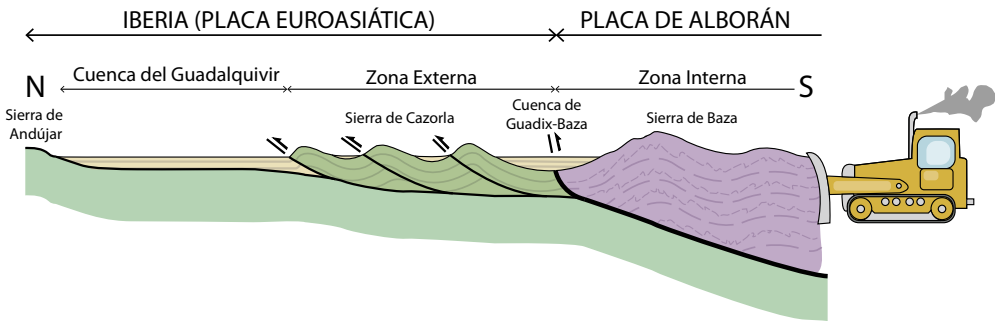


Figura 3. Corte geológico esquemático que muestra la deformación (acortamiento) de las rocas de la Zona Externa e Interna y la formación de la Cordillera Bética. La cuenca de Guadix-Baza (Geoparque de Granada) se sitúa sobre el antiguo límite de placas entre Eurasia y Alborán.

¿SABÍAS QUE...?

Bajo los sedimentos más recientes que rellenan la cuenca se encuentra un **LÍMITE DE PLACAS** que fue activo hasta hace unos pocos millones de años. Este antiguo límite de placas separa dos basamentos o sustratos muy diferentes. Al norte predominan las rocas sedimentarias de la Zona Externa, y al sur las rocas principalmente metamórficas de la Zona Interna. Esta actividad tectónica antigua ha enriquecido notablemente la geodiversidad del Geoparque.



Acortamiento debido al acercamiento de Nubia (África) y Eurasia: elevación regional

Hace unos 10 millones de años el territorio del Geoparque estaba ocupado por el mar. En lo que actualmente ocupan los territorios de Andalucía, Murcia y Alicante, había por aquel entonces pequeñas islas con estrechos pasillos o corredores marinos entre ellas. La cuenca de Guadix-Baza se situaba en uno de los principales corredores que conectaban el océano Atlántico con el mar Mediterráneo (Fig. 4).

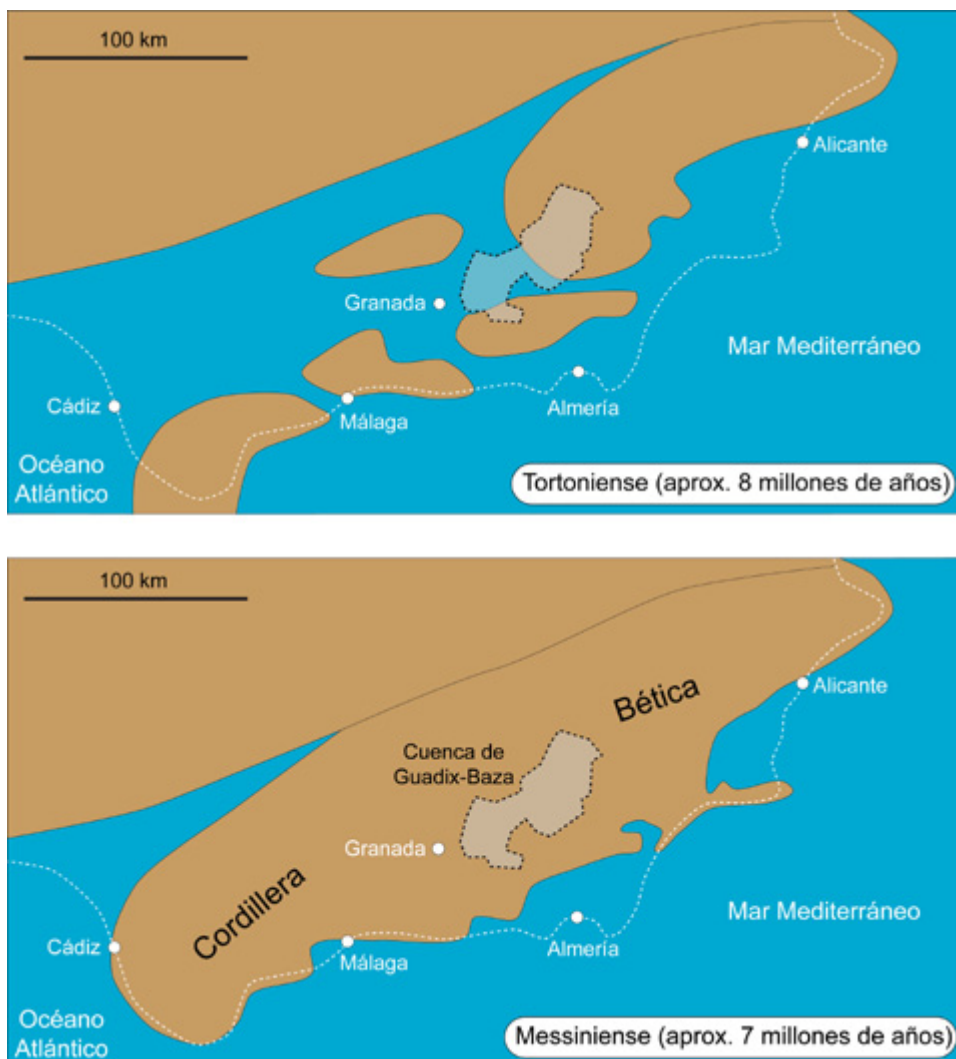


Figura 4. Evolución del relieve emergido y sumergido en la Cordillera Bética durante los últimos millones de años. Modificado de García-Veigas *et al* (2019).

Desde entonces, el acercamiento entre las placas de Nubia (África) y Eurasia, ha producido un acortamiento regional en la Cordillera Bética. Este acortamiento ha dado lugar a un engrosamiento continuado de la corteza terrestre, lo que ha elevado progresivamente el relieve. En la figura 5 se ha representado la altitud a la que se encuentran en la actualidad rocas que hace unos 10 millones de años estaban bajo el mar. Es decir, esta imagen nos da una idea de cuánto se ha elevado cada zona por encima del nivel del mar en los últimos millones de años. En ella se puede observar que el territorio del Geoparque ha sufrido una de las mayores elevaciones regionales de toda la Cordillera Bética.

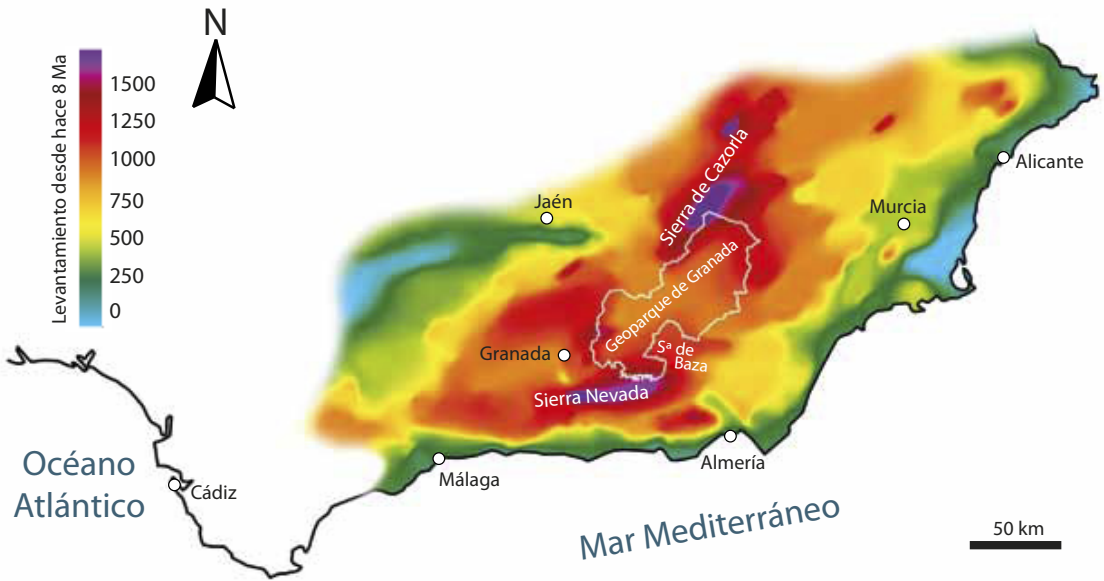


Figura 5. Levantamiento del relieve de la Cordillera Bética desde el Mioceno Superior.

Este proceso ha aumentado progresivamente la altitud media de las montañas y de las cuencas, como la de Guadix-Baza, favoreciendo la emersión progresiva de nuevas zonas. En los mapas de las figuras 4 y 5 se puede observar cómo las zonas emergidas han aumentado su extensión progresivamente desde hace unos 10 millones de años hasta la actualidad. Esta elevación continúa en el presente, de manera que en el futuro próximo continuarán emergiendo nuevos sectores al sur y sureste de la Cordillera Bética.

Si nos centramos en el territorio del Geoparque, en la cuenca sedimentaria de Guadix-Baza, la elevación continuada del relieve desde hace unos 10 millones de años ha tenido dos grandes consecuencias. La primera fue la desconexión con el mar hace aproximadamente 7 millones de años, cuando la altitud de la cuenca superó a la del nivel del mar. En ese momento la cuenca quedó emergida y rodeada de montañas, convirtiéndose en una cuenca aislada y cerrada (cuenca endorreica).

La segunda consecuencia es que esta elevación continuada del relieve, todavía activa, aceleró el proceso de erosión remontante (aguas arriba) de un afluente del río Guadalquivir que se convertiría más tarde en el río Guadiana Menor. Esta intensa erosión alcanzó la cuenca de Guadix-Baza hace algo más de medio millón de años. Entonces, el río capturó la red de drenaje de la cuenca, desviando sus aguas hacia el valle del Guadalquivir y, por tanto, hacia el océano Atlántico. A partir de este momento, la cuenca dejó de estar aislada (inicio de la etapa de cuenca exorreica) y comenzó la erosión producida por los ríos del territorio del Geoparque, los cuales comenzaron a encajarse formando el espectacular relieve erosivo de badlands (capítulo 7).

En resumen, el que la cuenca tenga esta altitud media tan elevada y el que se formase la gran llanura primero y luego se desarrollase el paisaje de badlands, está condicionado por el acercamiento entre las placas de Nubia (África) y Eurasia.

¿SABÍAS QUE...?

En el territorio del Geoparque se encuentran evidencias del acortamiento producido por la aproximación de estas dos grandes placas. Este acortamiento ha dejado su impronta en las rocas sedimentarias de edad Mioceno Superior, del Plioceno y del Cuaternario (últimos 10 millones de años), en forma de pliegues y fallas. Los mejores ejemplos de pliegues recientes se encuentran en el sector de Galera (Fig. 6) y el comprendido entre el embalse del Negratín y la población de Hinojares, en la falda sur de la Sierra del Pozo. Además, en este último sector, el acortamiento ha provocado la extrusión de materiales del Triásico (arcillas y yesos principalmente), que han ascendido a lo largo de fracturas hasta alcanzar la superficie (estructuras diapíricas como las descritas en el capítulo 2), creando un paisaje donde dominan unos característicos tonos rojizos (Fig.3 del capítulo 2).





Figura 6. Pliegues activos en Galera que afectan a sedimentos pleistocenos. Talud de la carretera A-330, km 21.

Extensión en el sector central de la Cordillera Bética: influencia en la sedimentación fluvial y lacustre

De forma simultánea al acortamiento provocado por el acercamiento entre Nubia (África) y Eurasia, también se está produciendo en los últimos millones de años un estiramiento (extensión) de la corteza en una dirección perpendicular (Fig. 7).

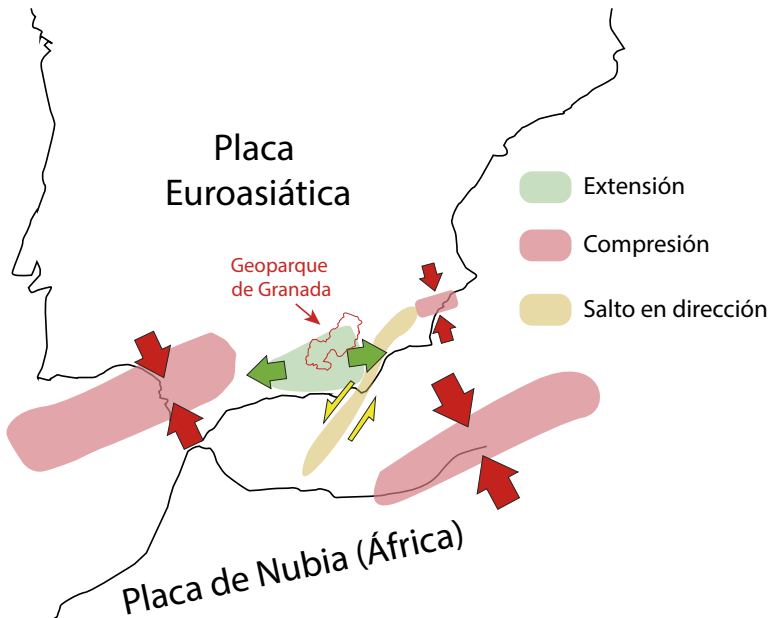
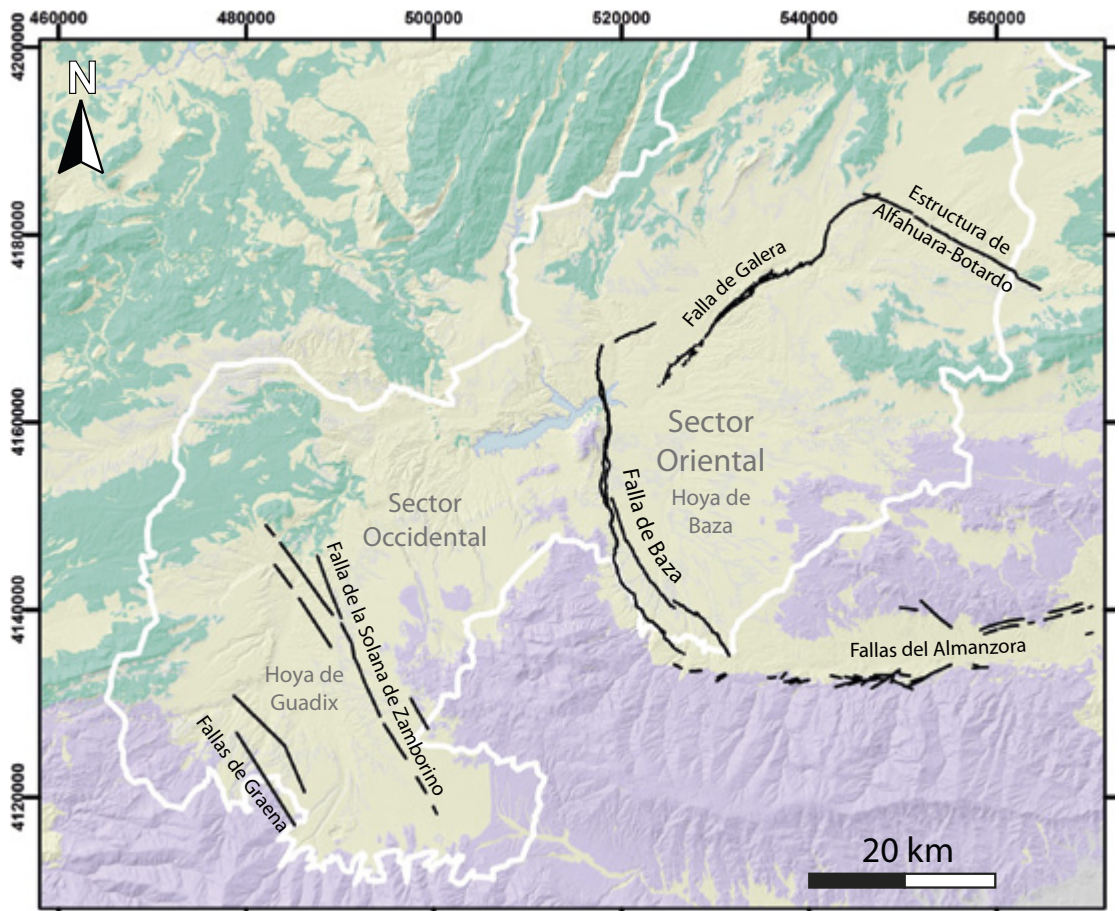
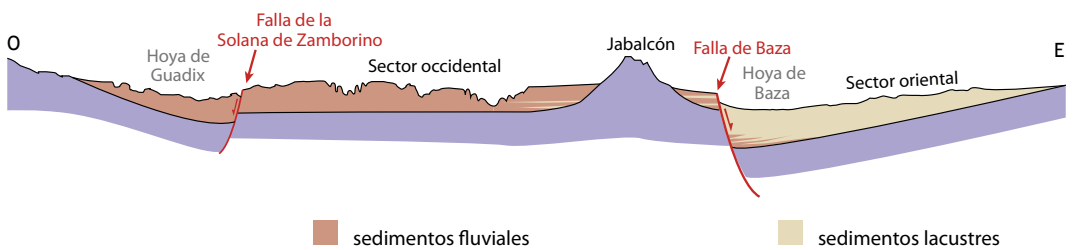


Figura 7. Actualmente, el Geoparque se encuentra próximo a un límite de placas en el que Eurasia y Nubia (África) se están aproximando unos 5 milímetros al año, pero la actividad tectónica que domina dentro del Geoparque es la extensión generada por la falla de Baza y otras fallas más pequeñas situadas en las inmediaciones de Guadix.



Basamento de la Zona Interna
 Basamento de la Zona Externa
 Relleno sedimentario Mioceno a Cuaternario



sedimentos fluviales
 sedimentos lacustres

Figura 8. Mapa geológico del Geoparque en el que se han representado las principales fallas activas. En la parte inferior se muestra una sección geológica que atraviesa el Geoparque de suroeste a noreste.

En el territorio del Geoparque de Granada, la extensión de la corteza tiene como consecuencia la formación de varias fallas normales, como las de Graena o Zamborino y, muy especialmente, la falla de Baza (descrita con detalle en este mismo capítulo). Todas estas grandes fracturas elevan y hundén grandes bloques de terreno, generando un relieve escalonado que, entre otras características, es responsable de las diferencias de altitud del glacis en diferentes zonas del Geoparque, y de grandes diferencias en el espesor de sedimentos (Fig. 8).

Entre estas fallas destaca especialmente la de Baza (Fig. 9), cuya actividad durante el Plioceno y el Pleistoceno (etapa endorreica de la cuenca) dio lugar al límite natural entre los dos grandes sectores del Geoparque. Así, en el sector occidental o de Guadix se desarrollaron paisajes dominados por ríos, mientras que el sector oriental (bloque hundido de la falla) estuvo dominado por el paleolago de Baza.



Figura 9. Panorámica de la falla de Baza, en la cañada de Gallego. En este sector se ha habilitado una ruta geoturística en la que esta fractura es la gran protagonista.

También, asociada a la actividad de la falla de Baza se ha desarrollado la falla de Galera, que produce un desplazamiento principal horizontal entre los bloques situados al norte y al sur de la misma (Figs. 10 y 11). Además de su movimiento horizontal, la falla de Galera tiene un pequeño desplazamiento en la vertical, que eleva el bloque situado al sur de la falla y es responsable del espectacular paisaje de badlands entre Castelléjar y Galera (capítulo 7).

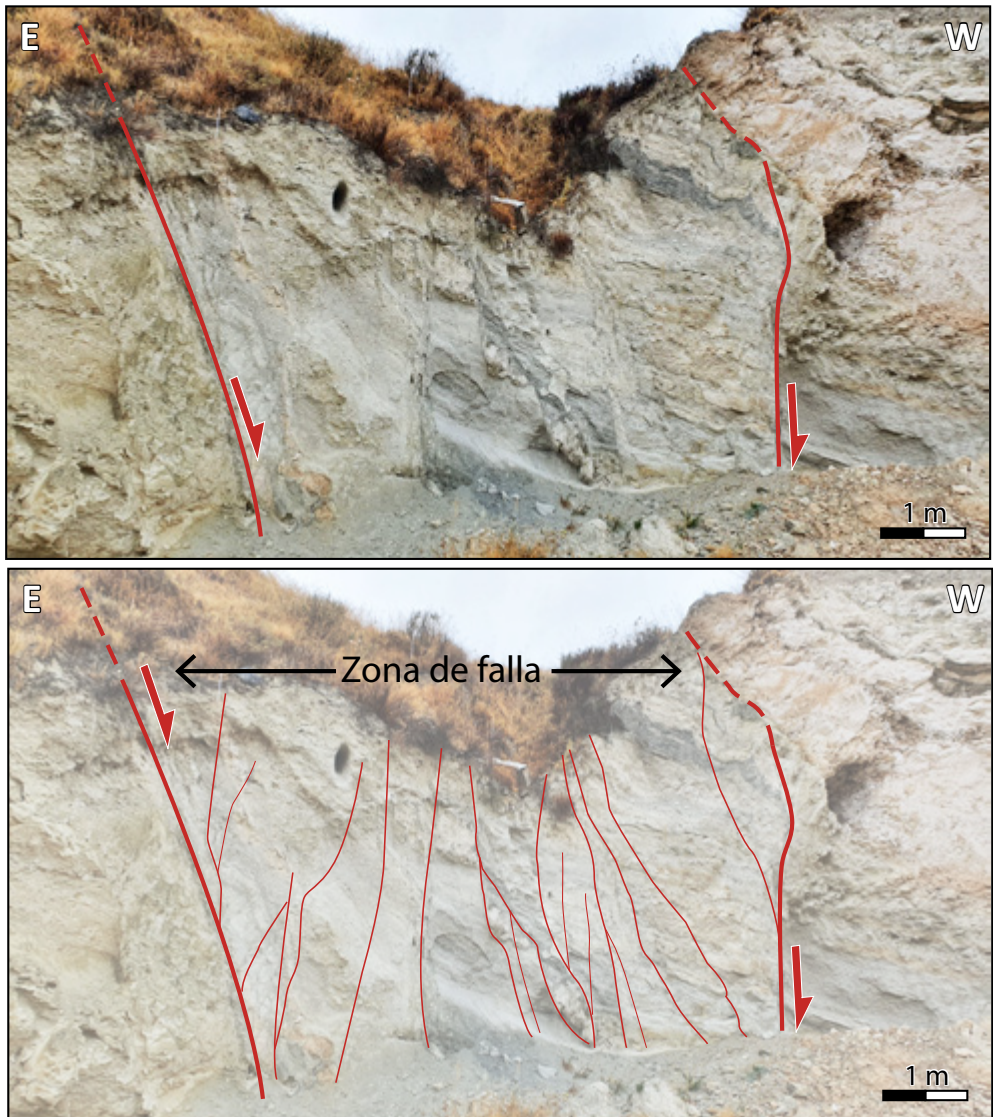


Figura 10. Fotografía de la falla de Galera en un afloramiento situado en las inmediaciones del pueblo.

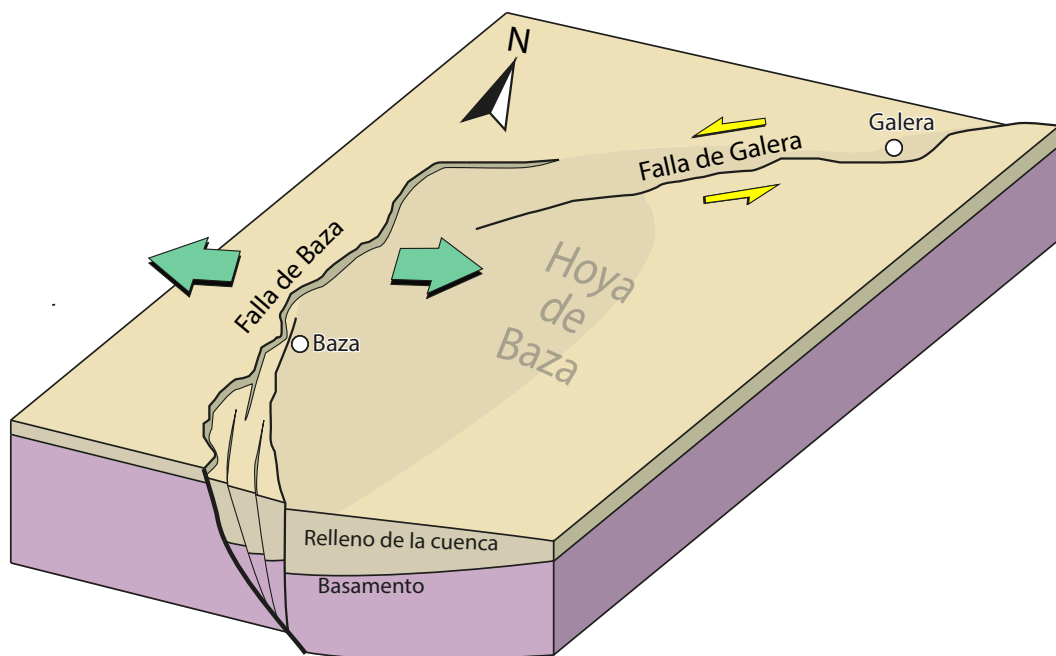


Figura 11. Bloque diagrama donde se muestran las fallas de Baza y de Galera.

¿SABÍAS QUE...?

El relieve del **BASAMENTO** del Geoparque es muy irregular. En algunas partes el relleno sedimentario de los últimos 8 millones de años llega a superar los dos mil metros, mientras que en otros es mucho menor. Incluso en algunos lugares el basamento aflora en superficie formando relieves aislados de rocas antiguas (*montes isla*) rodeados de sedimentos más recientes, como es el caso del Mencil y del Jabalcón. Todas estas diferencias están controladas por la tectónica activa (Fig. 8).

En el sector oriental, en el bloque hundido de la falla de Baza (Hoya de Baza), se tiene constancia de que se han acumulado unos **dos mil metros** de espesor de sedimento desde el Mioceno superior hasta el Pleistoceno Medio.



¿SABÍAS QUE...?

Al atravesar el Geoparque por la autovía A92N puedes adivinar los escalones del relieve producidos por las fallas normales activas. El más acentuado se encuentra en Baza (cuando subes la cuesta entre las salidas de Benamaurel y Zújar, estás pasando del bloque hundido al bloque levantado de la falla de Baza). Otros escalones los encuentras antes de llegar a Guadix, cuando la autovía atraviesa el sector entre Hernán Valle y la unión entre los tramos A92N y A92.



A continuación, se han elegido varios **lugares de interés geológico** del Geoparque que ponen de manifiesto que el gran motor que ha creado este singular relieve es la aproximación entre las placas tectónicas de Nubia (África) y Eurasia durante los últimos 20 millones de años:

- El empuje de África y el **cabalgamiento de La Sagra**.
- La **falla de Baza** evidencia la extensión actual que se está produciendo en el sector central de la Cordillera Bética.
- Las **sismitas de Galera y de Cúllar** son un ejemplo excepcional a nivel internacional de la actividad reciente de estas fallas. Son un vestigio más de un territorio geológicamente vivo.
- Finalmente, en la **rambla de los Pilares** se puede visitar la zona de falla de Galera que, entre otros aspectos, es responsable del paisaje de badlands dentro del cual se encuentra la rambla. Especialmente singulares son las fracturas rellenas de yeso.

EL CABALGAMIENTO DE LA SAGRA

LIG 34

La **Sierra de La Sagra** es la montaña más alta del Geoparque de Granada (2381 m) (Fig. 1) y constituye, junto con el Mencil y el Jabalcón, uno de los puntos de referencia visuales del Geoparque. La Sagra es un macizo montañoso de gran espectacularidad paisajística, que presenta además interés geológico en

diferentes aspectos. La espectacularidad topográfica de esta montaña tiene su origen en el tipo de roca que la constituye (fundamentalmente rocas carbonatadas muy resistentes) y a la tectónica, es decir, al proceso de deformación que dio lugar a esta montaña. Otros aspectos de interés son el geomorfológico y el estratigráfico.

Figura 1. Vista aérea de La Sagra tomada hacia el sur.



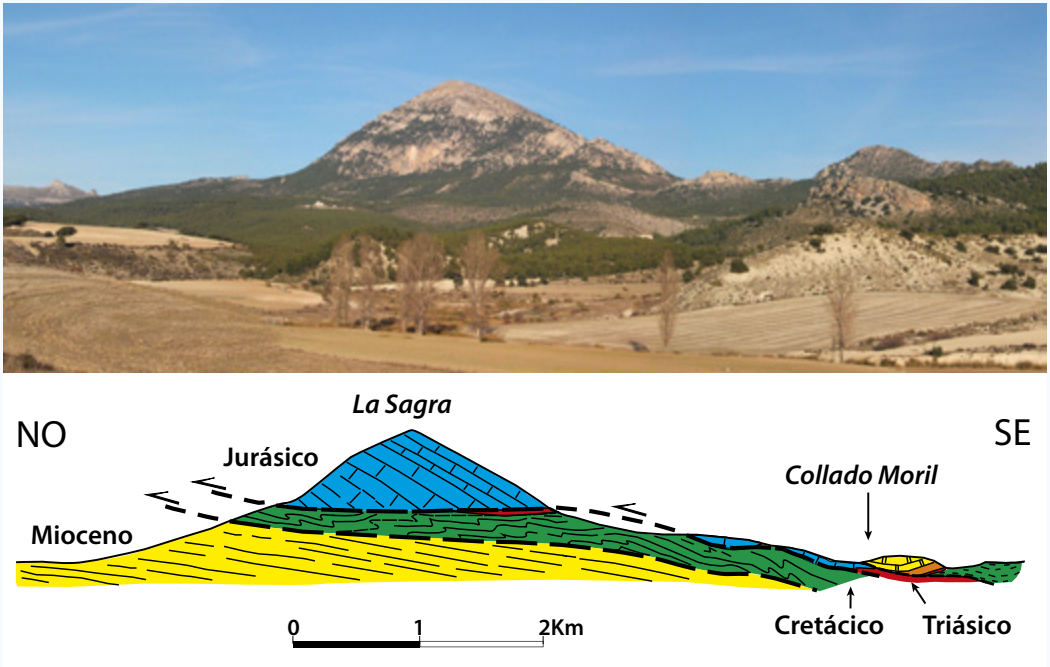


Figura 2. **A:** Panorámica hacia el este de la sierra de La Sagra. **B:** Corte geológico esquemático del cabalgamiento descrito en el texto. Modificado de Foucault, A. (1971).

El cabalgamiento de La Sagra

Desde un punto de vista tectónico, la Sierra de La Sagra se ha formado por la superposición de las rocas del Subbético sobre las rocas del Prebético mediante un cabalgamiento, es decir, una falla inversa que tiene un desplazamiento muy importante (cientos de metros e incluso kilómetros) (Fig. 2). La superficie de cabalgamiento provoca que las rocas del Subbético, que son más antiguas (Jurásico Inferior), se sitúen sobre rocas mucho más jóvenes (Mioceno), pertenecientes al Prebético. El cabalgamiento es claramente visible debido a que los materiales de la mitad inferior de la montaña,

los más jóvenes, son rocas blandas de colores claros, mientras que la mitad superior, los más antiguos, son calizas y dolomías mucho más resistentes, de colores oscuros. Bajo los materiales carbonatados del Jurásico aparecen arcillas y yesos del Triásico. Estos materiales favorecieron el “despegue” de la mole carbonatada y su avance sobre los materiales más jóvenes que quedaron por debajo. La edad del cabalgamiento podría alcanzar el Tortonense inferior, ya que en el cabalgamiento están implicadas margas blancas y calizas del Serravaliense.

Este cabalgamiento es el resultado de la convergencia entre la placa de Alborán e Iberia y la formación de las Zonas Interna y Externa de la cordillera. El empuje

de la placa de Alborán hizo que el Subbético “se despegara” de su posición original y lo forzó a situarse sobre la antigua plataforma marina somera del Prebético.

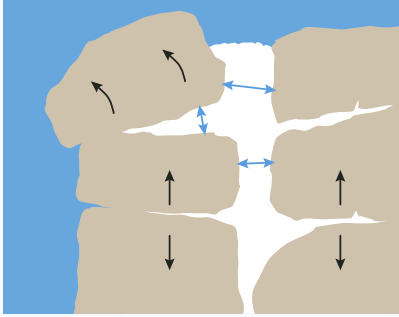


Figura 3. Al congelarse el agua entre las grietas y fracturas de la roca, aumenta de volumen, disgregándola y generando las *pedreras* o *canchales*.

Aspectos geomorfológicos

El macizo montañoso de La Sagra, con su característica forma de “barco invertido” se eleva más de mil metros por encima de los valles que la rodean, que son a su vez la cabecera de algunos de los ríos más importantes del Geoparque y, que aguas abajo, acaban convirtiéndose en el Guadiana Menor.

Su elevada altitud permite que en sus laderas se desarrolle un modelado característico de alta montaña denominado modelado periglacial, que genera las acumulaciones de fragmentos de roca en sus empinadas laderas. A estas acumulaciones de ladera se les denomina *canchales* (Fig. 3). Estos fragmentos de roca se generan por la congelación del agua que entra en las fracturas y grietas de la roca caliza. Ésta acaba rompiéndose

se y acumulándose en las laderas, sobre todo de su cara norte, situada en la umbría y donde las bajas temperaturas se mantienen mucho tiempo a lo largo de todo el año.

En la cara norte se encuentra una zona conocida por su morfología como “el embudo” de La Sagra. Algunos investigadores han sugerido que su formación se debe a la acumulación de nieve en épocas pasadas más frías y húmedas, condiciones que permitieron la formación de un gran nevero que modeló esta parte de la montaña.

Para la observación de La Sagra son muchos los lugares que nos ofrecen vistas espectaculares de la misma y sus diferentes aspectos geológicos. Algunos de ellos están a lo largo de la carretera entre Huéscar y Santiago de la Espada (A-4301). Uno de los mejores lugares es el Puerto de la Losa (ver página siguiente).

Sierra de La Sagra

LIG 34

La Sagra



Mirador del
Puerto de la Losa



A Huéscar y Puebla
de Don Fadrique

A Santiago
de la Espada



LA FALLA DE BAZA

LIG 70

La **falla de Baza** es una gran fractura de 40 km de longitud y 15 km de profundidad que atraviesa, de sur a norte, el territorio del Geoparque de Granada. Esta fractura, que se extiende por los municipios de Caniles, Baza, Benamaurel y Cortes de Baza (Fig. 1), es el límite natural entre los sectores occidental y oriental del Geoparque.

¿CÓMO ES LA FALLA DE BAZA?

Existen distintos tipos de fallas (ver figura 2).

Las fallas rompen y desplazan la corteza terrestre situada a un lado y a otro de la fractura. La falla de Baza es una **falla normal** que levanta el sector

occidental y hunde el sector oriental del Geoparque. En el esquema evolutivo situado en la parte inferior (Fig. 3), puede verse cómo este desplazamiento producido por la falla de Baza ha dado a lugar a que rocas más antiguas (4 millones de años, Ma) estén en contacto con rocas más recientes (1 Ma).

Desde hace aproximadamente 8 Ma, la falla ha producido un desplazamiento vertical de más de 2000 metros. Esto hace que rocas equivalentes a las que forman el Jabalcón (situado en el bloque occidental de la falla), se encuentren enterradas a 2400 metros de profundidad en el sector oriental, bajo la Hoya de Baza (Fig. 4). El desplazamiento producido por la falla es muy lento. Para calcular la velocidad a

la que se mueven las fallas se utilizan GPS de alta precisión. Estos dispositivos son similares a los que tenemos en nuestros teléfonos móviles, pero permiten calcular la posición de un punto

con un error de menos de un milímetro. Los científicos han estimado que la velocidad de movimiento de la falla es de aproximadamente medio milímetro al año.

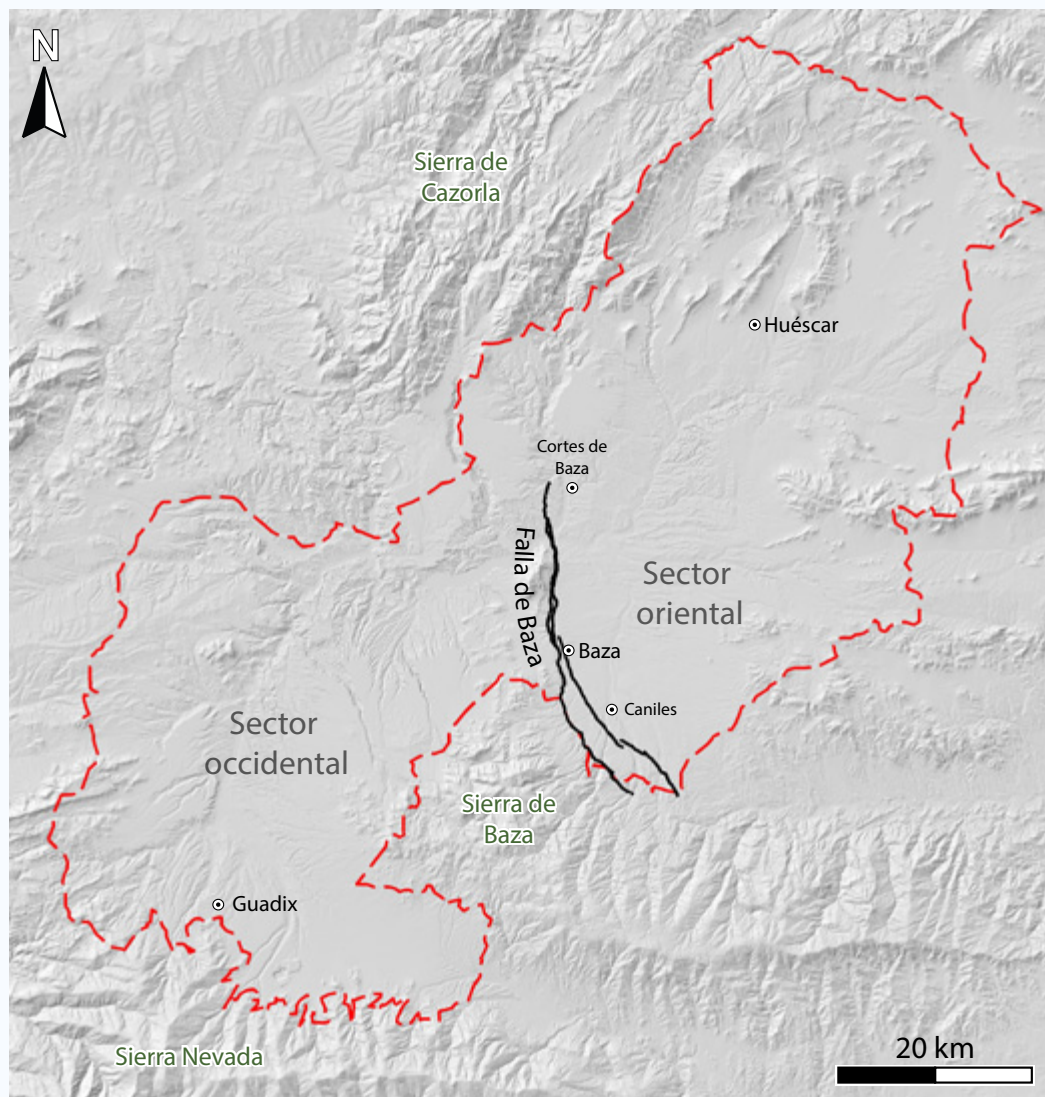


Figura 1. La falla de Baza (línea negra) en el Geoparque de Granada (línea roja).

La falla se extiende desde el sur de Caniles hasta Cortes de Baza, pasando por la ciudad de Baza.

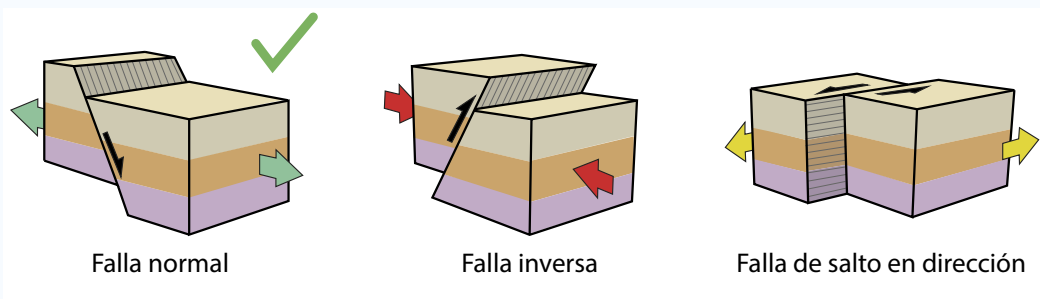


Figura 2. Tipos de fallas existentes en función del tipo de desplazamiento entre los bloques. La falla de Baza es una falla normal (bloque izquierdo).

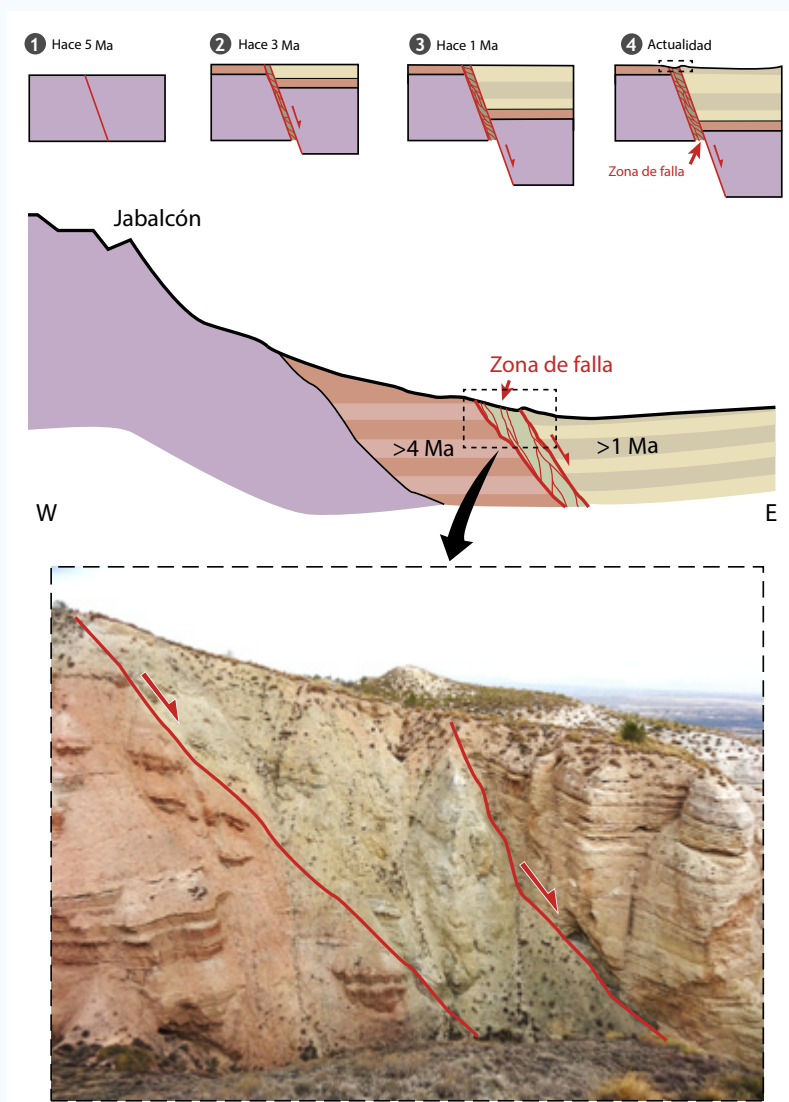


Figura 3. El desplazamiento de la falla a lo largo del tiempo ha puesto en contacto rocas de diferentes edades.

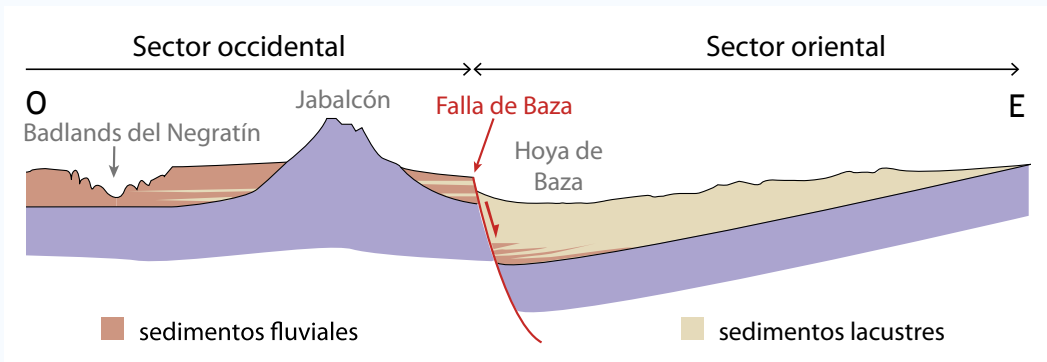


Figura 4. La falla de Baza es el límite natural entre los sectores occidental y oriental del Geoparque de Granada.

La falla de Baza ha representado un papel clave en la historia geológica de la cuenca de Guadix-Baza. Durante el Plioceno y el Pleistoceno (entre 5 y 0,5 millones de años), el área situada al oeste de la falla se elevaba poco a poco, por lo que el agua de escorrentía fluía a través de un sistema fluvial hacia el este (sector hundido por la falla) donde se acumuló formando un gran lago, el paleolago de Baza (Fig. 5). Los sedimentos fluviales tienen por lo general tonos rojizos, mientras que los sedimentos lacustres presentan tonos blanquecinos. Esto explica el contraste observado en el paisaje del Geoparque entre los sectores occidental de Guadix (sedimentos fluviales rojizos) y oriental de Baza (sedimentos lacustres blancos) (Fig. 3).

Las fallas normales como la de Baza suelen tener una importante expresión

en el paisaje, ya que su desplazamiento da lugar a grandes escalones topográficos. Sin embargo, el escalón generado por la falla de Baza parece, a simple vista, más pequeño de lo que cabría esperar. Esto se debe a que durante la etapa endorreica de la cuenca de Guadix-Baza (capítulo 4), a la vez que la falla se desplazaba se depositaban sedimentos sobre ella. Estos se depositaban a igual o mayor velocidad que la del movimiento de la falla, por lo que el escalón generado quedaba inmediatamente tapado (Fig. 6, pasos 1 y 2). Sin embargo, durante la etapa exorreica, la sedimentación se detuvo, por lo que a partir de ese momento comenzó a crecer el escalón que podemos ver actualmente con unos 100 metros de altura (Fig. 6, pasos 3 y 4).

Las fallas son el resultado de la deformación de la corteza terrestre. En el

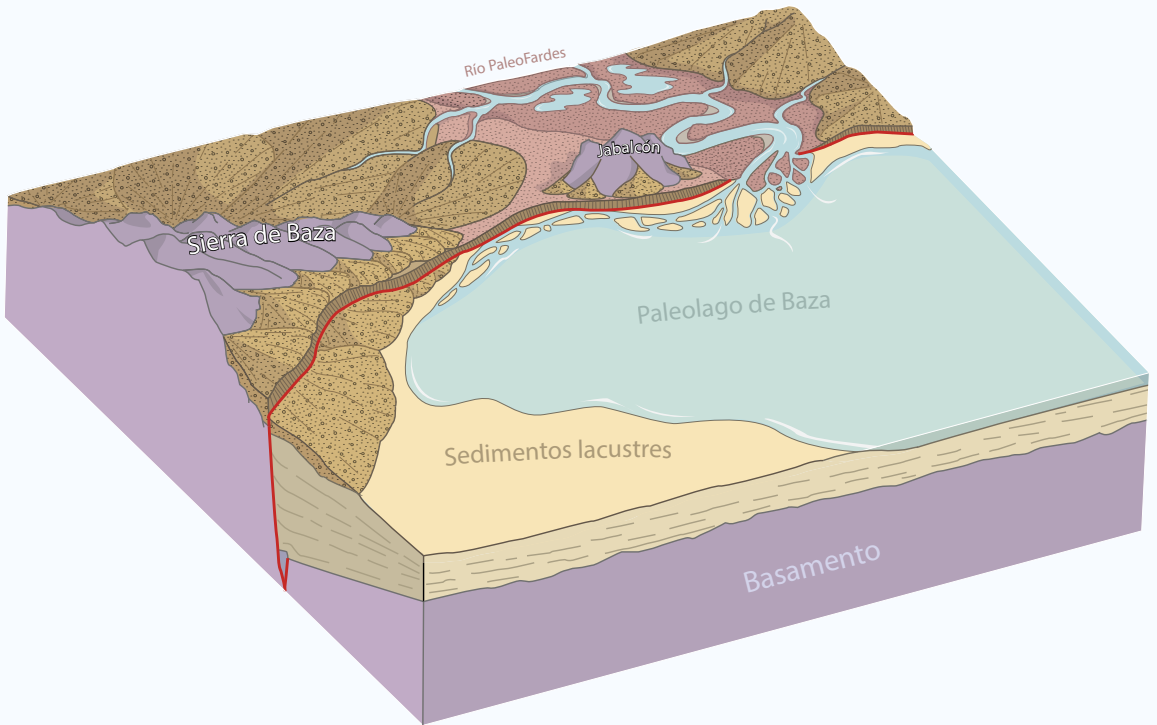


Figura 5. Representación de la falla de Baza durante el Plioceno y el Pleistoceno. El desplazamiento de la falla permitió que en el sector oriental del Geoparque, que se hundía respecto al occidental, se desarrollara un gran lago.

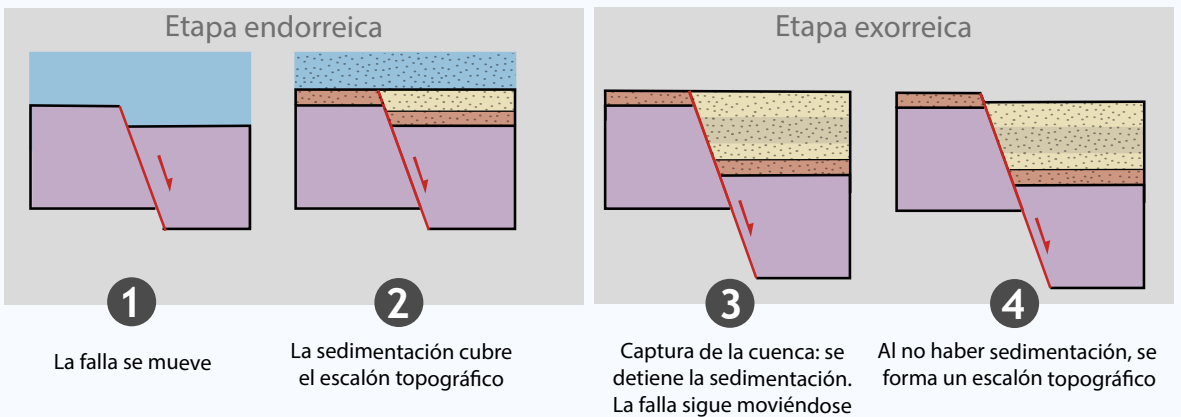


Figura 6. El escarpe de la falla de Baza no comenzó a formarse hasta que se inició la etapa exorreica (capítulo 7), ya que durante la etapa endorreica era cubierto por los sedimentos.

sector central de la Cordillera Bética se produce desde hace unos 8 millones de años un estiramiento este-oeste (Fig. 7), que ha dado lugar a la aparición de

numerosas fallas normales. La falla de Baza es la más relevante de estas estructuras, ya que es la que acumula la mayor parte de ese estiramiento.

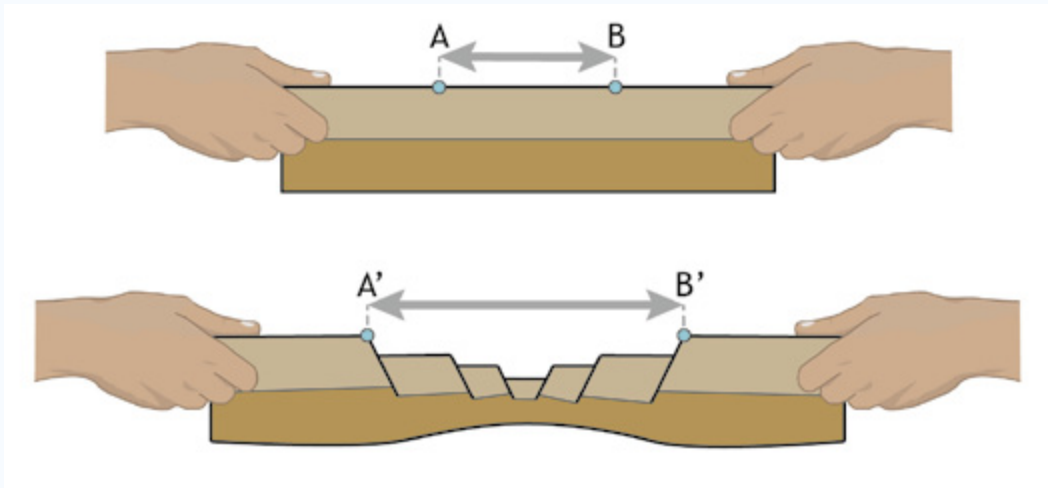


Figura 7. Esquema simplificado del estiramiento de la corteza terrestre y de la formación de fallas normales. La extensión que está sufriendo actualmente el sector central de la Cordillera Bética está siendo acomodada principalmente por la falla de Baza y el sistema de fallas de Granada.

¿SABÍAS QUE...?

La falla de Baza presenta varias peculiaridades que la hacen única. La mayoría de las fallas normales del Mundo separan rocas resistentes a un lado de rocas más blandas al otro. En el caso de la falla de Baza separa materiales blandos a ambos lados, dando lugar a una banda de **roca deformada** (Figura 8) con unas características peculiares que despiertan el interés de la comunidad científica internacional.



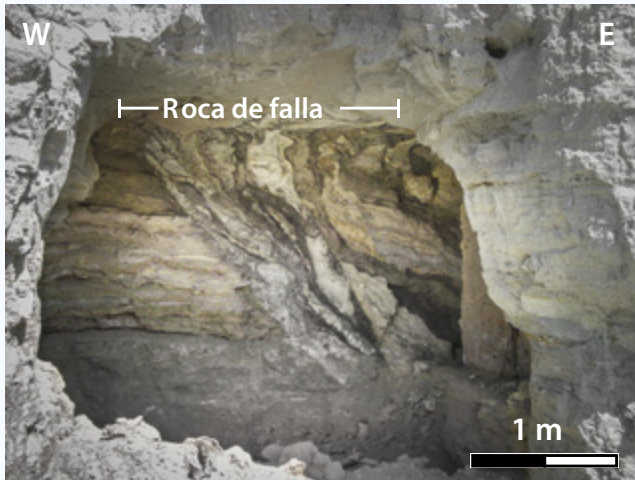
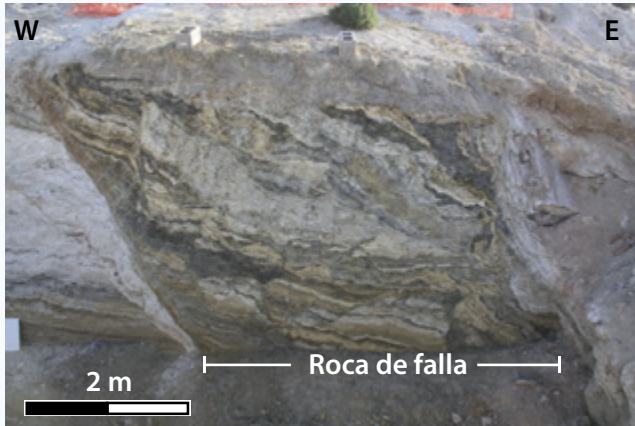
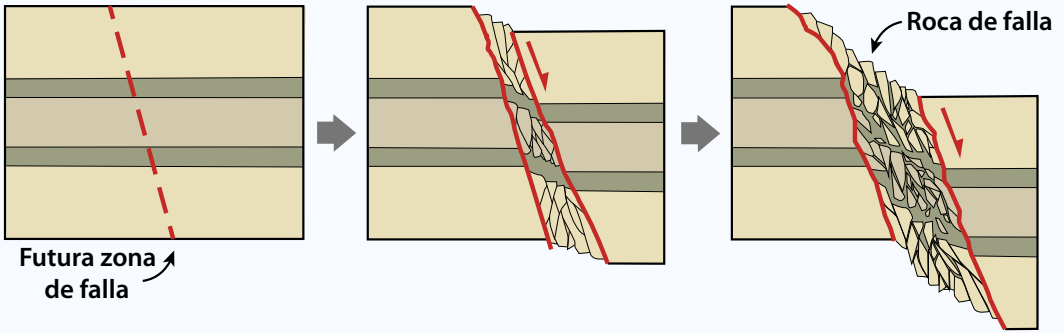


Figura 8. Esquema simplificado que muestra la formación de una roca de falla.

Foto superior: Al norte de Baza (Arroyo del Carrizal) se han realizado excavaciones donde se observan bandas de roca de falla de gran interés científico.

Foto inferior: al suroeste de Cortes de Baza (cerca del Cortijo de la Cuesta) es posible observar la roca de falla en el interior de algunas antiguas casas cueva.

Falla de Baza (ruta completa)

LIG 70



CAÑADA GALLEGO

PARKING

3h



TERREMOTOS FOSILIZADOS: LAS SISMITAS DE GALERA Y CÚLLAR

LIG 29, 68, 69

Los terremotos, a partir de una cierta magnitud, pueden dejar huella en los sedimentos. La vibración producida por las ondas sísmicas, si se dan las condiciones necesarias, transforman el sedimento durante unos instantes en una especie de “arena movediza”. El agua que hay en los poros del sedimento es expulsada, separa los granos y convierte el material en un fluido viscoso. A este proceso se le conoce como **licuefacción**. (Fig. 1).

Cuando esto ocurre, el sedimento se deforma con gran rapidez. En la literatura científica se ha extendido el uso del término **sismita** para denominar a las estructuras sedimentarias de deformación producidas por terremotos (Fig. 2 a 6).

Para que se formen sismitas son necesarias las siguientes condiciones en el sedimento:

- No debe haber comenzado a transformarse en una roca. Debe ser un sedimento poco o nada compactado y sin cementación.
- Debe estar saturado en agua (nivel freático muy superficial).
- Tiene que ser capaz de deformarse. La deformación se favorece cuando el sedimento tiene una capa superior más densa (sedimento más grueso) y otra inferior menos densa (sedimento más fino).

Estos requisitos se cumplen en muchos lugares del planeta, pero especialmente en los sedimentos depositados en los lagos, como el que hubo en la parte oriental del Geoparque durante el Plioceno y gran parte del Cuaternario.

Además, deben producirse terremotos con una magnitud moderada o alta. Los terremotos de pequeña magnitud (menos de 4.5) no tienen energía suficiente para deformar el sedimento.



Figura 1. Para que se generen sismitas el sedimento debe estar en condiciones inestables. Una de estas situaciones es cuando una capa de sedimento más denso (más grueso) se encuentra sobre una capa de sedimento menos denso (más fino).

Cuando se produce la licuefacción, el más denso se hunde y el menos denso asciende provocando el plegamiento de las láminas y la formación de sismitas.



Figura 2. Nivel de sismitas (Cúllar).

La estratificación permanece horizontal tanto por encima como por debajo del nivel deformado, donde se produjo la licuefacción del sedimento.



Figura 3. Nivel de sismitas (Galera).

Las sismitas de Galera son únicas a nivel mundial por diferentes razones: sus grandes dimensiones; su continuidad lateral, pudiéndose continuar el nivel licuefactado, en ocasiones, hasta centenares de metros; la posibilidad de poderse ver en tres dimensiones.

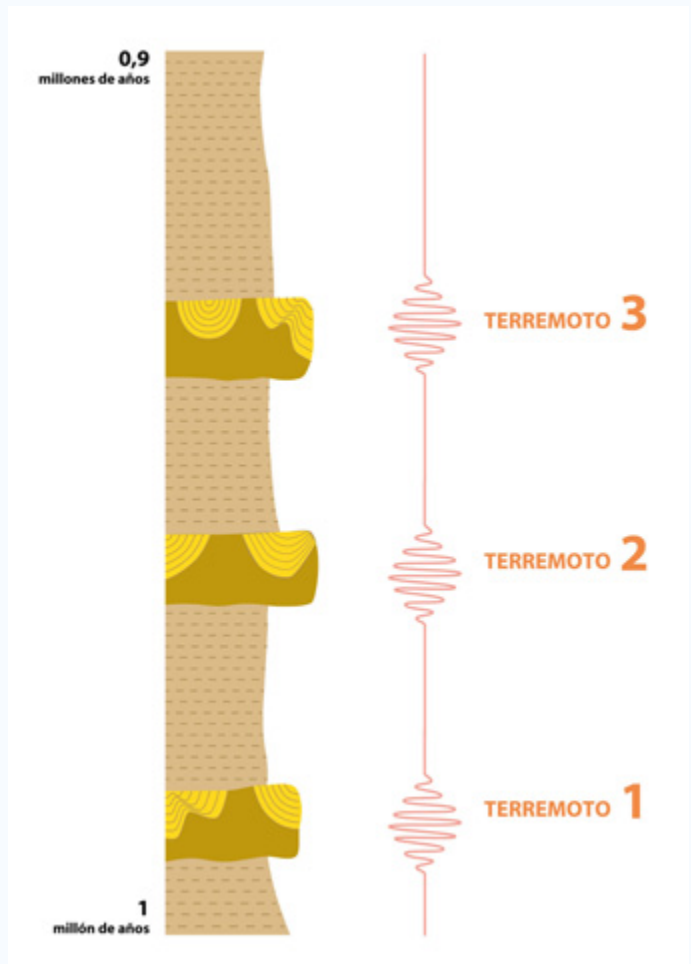


Figura 4. En el Geoparque de Granada los científicos han identificado varios niveles de sismitas superpuestos que permiten conocer la existencia de paleoterremotos durante el Cuaternario en el paleolago de Baza.

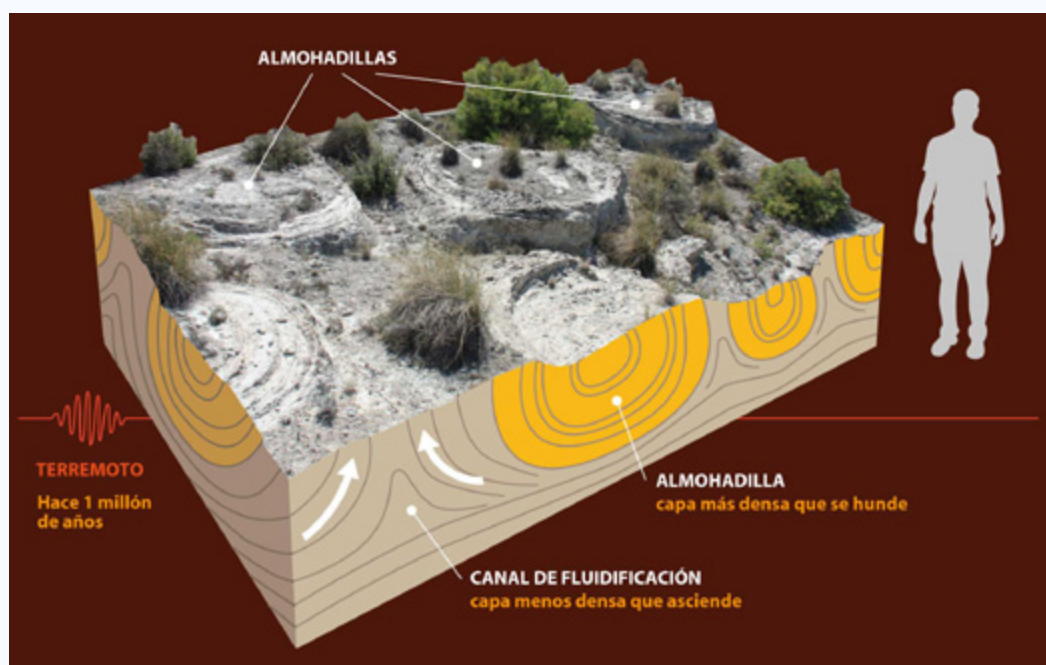


Figura 5. Panorámica de la **Ruta de las sismitas** de Galera. A lo largo del recorrido podremos observar varios afloramientos de sismitas de grandes dimensiones. Entre las almohadillas de gran tamaño observamos los canales por donde ascendió el sedimento licuefactado.



Figura 6. El aspecto de las sismitas depende principalmente del tipo de sedimento. La alternancia de sedimentos de diferente tamaño de grano y color ofrece algunos afloramientos de sismitas de gran espectacularidad en la población de Cúllar.

TE SUGERIMOS ...

Existen vídeos de corta duración donde es posible visionar cómo un terremoto licuefacta el sedimento y lo deforma. Además, cada vez son más numerosas las grabaciones del fenómeno de la licuefacción durante terremotos recientes (y es de prever un aumento espectacular en los próximos años debido a la abundancia de

teléfonos móviles, con millones de reporteros repartidos por el territorio). Te recomendamos que utilices plataformas como *YouTube* con palabras clave como *liquefaction* o *seismic liquefaction*; también puedes añadir el nombre del terremoto o alguna referencia geográfica (p. ej. *Japón, Nueva Zelanda, Emilia Romagna, Italia...*).

Sismitas de Galera

LIG 69



A Galera



PARKING

30 min





LA RAMBLA DE LOS PILARES

GEODIVERSIDAD

EN EL PALEO LAGO DE BAZA

LIG 68

Entre las poblaciones de Castelléjar y Galera se localiza la **Rambla de los Pilares** (Fig. 1). A lo largo de su trazado, y concentrados en muy poco espacio, se encuentran varios de los lugares de interés geológico más relevantes

del sector oriental del Geoparque de Granada: la zona de falla de Galera, afloramientos de sismitas en tres dimensiones, fracturas rellenas de yeso y espectaculares paisajes de badlands (capítulo 7).

¿SABÍAS QUE...?

En la Rambla de los Pilares existe un afloramiento donde se pueden observar **sismitas en tres dimensiones**. En unos pocos metros cuadrados se encuentran varios ejemplares en el fondo de la rambla con una vista "en planta" que permite reconocer su característica morfología. Estas morfologías en forma de cuenco o "pilar" permanecen rellenas de agua durante algún tiempo después de los episodios de lluvia, lo que ha dado nombre a la rambla.





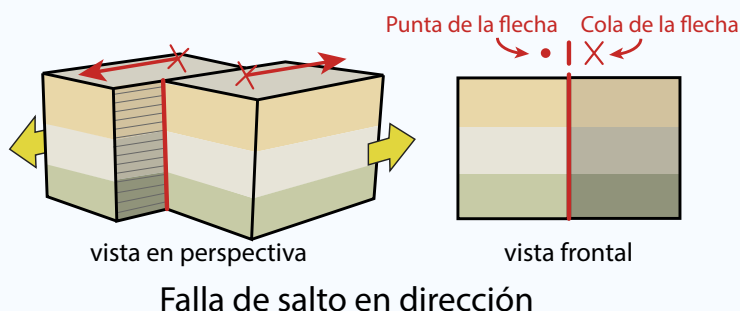
Figura 1. Sismitas en la Rambla de los Pilares.

La falla de Galera y su influencia en el relieve del Geoparque

La falla de Galera es una fractura de unos 30 km de largo. Se trata de una falla de salto en dirección, es decir, que produce un desplazamiento lateral. La figura 2 muestra este desplazamiento horizontal de la falla de Galera y como su actividad se encuentra estrechamente ligada a la de la falla de Baza. En la Rambla de los Pilares pueden observarse varias evidencias de esta falla.

Esta falla corta y desplaza mayoritariamente rocas del Pleistoceno inferior (entre 2,5 y 0,7 Ma), pero también hay evidencias de deformación en las terrazas fluviales más recientes del Holoceno (de los últimos 10000 años), que demuestran que es una falla activa.

Los estudios GPS permiten calcular que la falla se desplaza lateralmente alrededor de medio milímetro al año. Además



Falla de salto en dirección

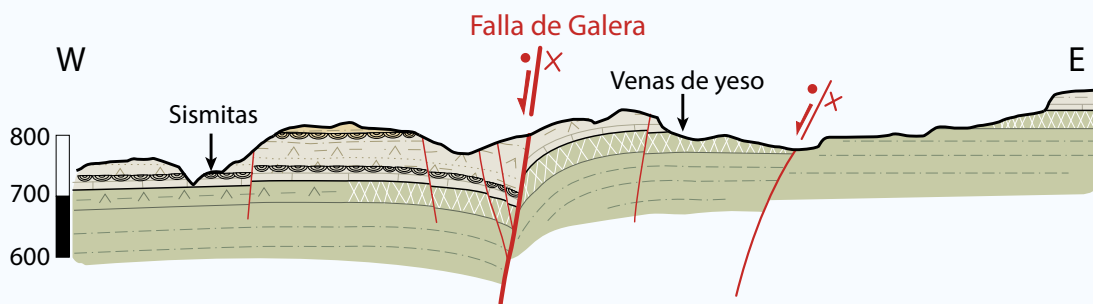
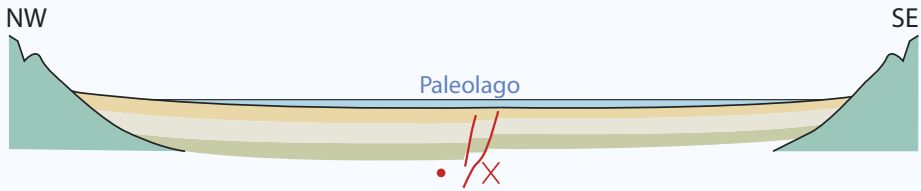


Figura 2. La falla de Galera es una fractura con un desplazamiento mayoritariamente lateral. En la Rambla de los Pilares se reconoce una de sus ramas, que destaca por el cambio repentino de materiales, la presencia abundante de fracturas rellenas de yeso, y por la inclinación de las capas.

de su desplazamiento horizontal, también tiene un pequeño desplazamiento vertical que eleva el bloque situado al sur. Aunque este desplazamiento vertical es mucho más pequeño que el horizontal (apenas se desplaza entre 0.02 y 0.05 mm/año), es responsable del trazado de los ríos Galera y Guardal, que fluyen paralelos a este bloque levantado y a la zona de falla (Fig. 3). Pero lo más importante es que la elevación vertical del bloque sur, aunque sea muy pequeña, es la causa del desarrollo del espectacular

paisaje de badlands de Castelléjar y Galera. Este levantamiento tectónico permite que haya una mayor erosión en el bloque al sur de la falla, formándose así barrancos más profundos y dando lugar a una densa red de barrancos y cárcavas en rocas sedimentarias que son fáciles de erosionar (Fig. 3). Las condiciones semiáridas del clima favorecen también este intenso proceso de erosión que ha dominado este sector del Geoparque durante, al menos, el último medio millón de años.

1) Durante la etapa endorreica (aproximadamente hace 2 Ma):
sedimentación > levantamiento tectónico = no se forma relieve, no hay erosión



2) Durante la etapa exorreica (500.000 años - actualidad):
sedimentación < levantamiento tectónico = se forma relieve

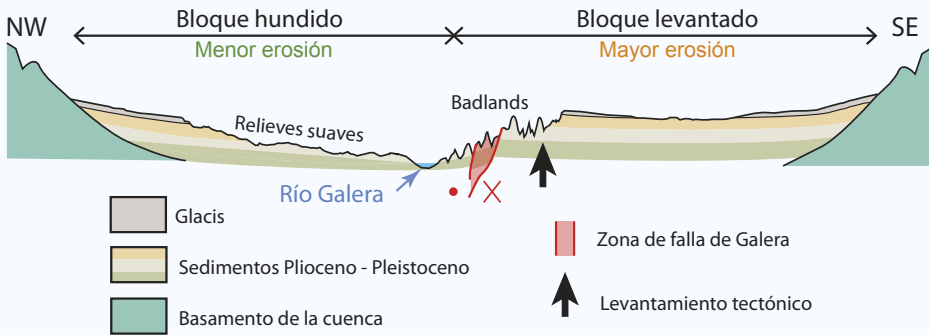


Figura 3. La falla de Galera también tiene un pequeño desplazamiento vertical que es responsable del relieve de badlands de Castelléjar y Galera.

Paleoterremotos o terremotos fosilizados

En zonas del planeta con fallas lentas (velocidades de movimiento inferiores a un milímetro al año) como la cuenca de Guadix-Baza, los grandes terremotos se repiten con intervalos de miles de años. La historia sísmica reciente de las fallas del Geoparque, como la **falla de Baza o la de Galera**, se remonta a los últimos 500 años desde que existe documentación histórica y, con algo más de precisión, a los últimos 100 años, desde que disponemos en nuestro país de una red de sismógrafos. Por tanto, nuestro registro de grandes terremotos es incompleto y poco preciso.

Para mejorar el conocimiento de cómo funcionan las fallas activas del territorio, cuál es la magnitud máxima de los terremotos que pueden producirse y cada cuánto tiempo se repiten estos grandes eventos sísmicos, los científicos tratan de identificar **paleoterremotos o terremotos fosilizados** en el registro geológico.

En las fallas de Baza y de Galera, los científicos han realizado estudios con el propósito de completar su historia sísmica identificando estos antiguos

terremotos. Para ello, **buscan lugares en los que la falla está cubierta por depósitos muy recientes**, de unos cuantos miles de años. En estos puntos excavan zanjas y analizan si la falla ha sido capaz de romper, de cortar, estos sedimentos jóvenes (Fig. 4). En caso de hacerlo, se sabe que se ha producido por un terremoto. A partir de análisis radiométricos, se datan con precisión esos sedimentos y se puede conocer la edad de estos paleoterremotos.

En la falla de Baza se han identificado 9 paleoterremotos en los últimos 45.000 años que permiten calcular un periodo de recurrencia o repetición de estos grandes eventos cada 5000 años aproximadamente. Es necesario aclarar que esta cifra representa un valor mínimo, porque es probable que haya otros paleoterremotos que no se han quedado registrados en estas zanjas. Recientemente, los científicos han excavado varias zanjas en la falla de Galera (Fig. 4), en las proximidades de Castelléjar y de la Rambla de los Pilares, en las que se ha comprobado la existencia de varios paleoterremotos.



Figura 4. Interior de una zanja de paleosismicidad realizada en la falla de Galera para la identificación de paleoterremotos.

Fracturas rellenas de yeso

Uno de los sedimentos más abundantes que se depositaron en el paleolago de Baza fueron los yesos (capítulo 4). En la zona de falla de Galera alternan numerosas capas de yeso con areniscas y margas de edad Plioceno y Cuaternario.

Durante la etapa endorreica la falla de Galera estaba cubierta por el paleolago de Baza, de forma que el agua subterránea se filtraba por las numerosas fracturas que había en la zona de falla. Se trataba de un agua mineralizada muy rica en sulfatos. En estas condiciones,

el yeso cristalizaba en las fracturas formando yesos secundarios, que son muy abundantes en las zonas de falla de Baza y de Galera.

En la Rambla de los Pilares, en la zona de falla de Galera, se encuentra un afloramiento de **fracturas rellenas de yeso** de gran espectacularidad que ha despertado el interés de los científicos. Estas fracturas rellenas de mineral de yeso reciben el nombre técnico de *venas*. El yeso crece dentro de la fractura formando cristales fibrosos (Fig. 5).

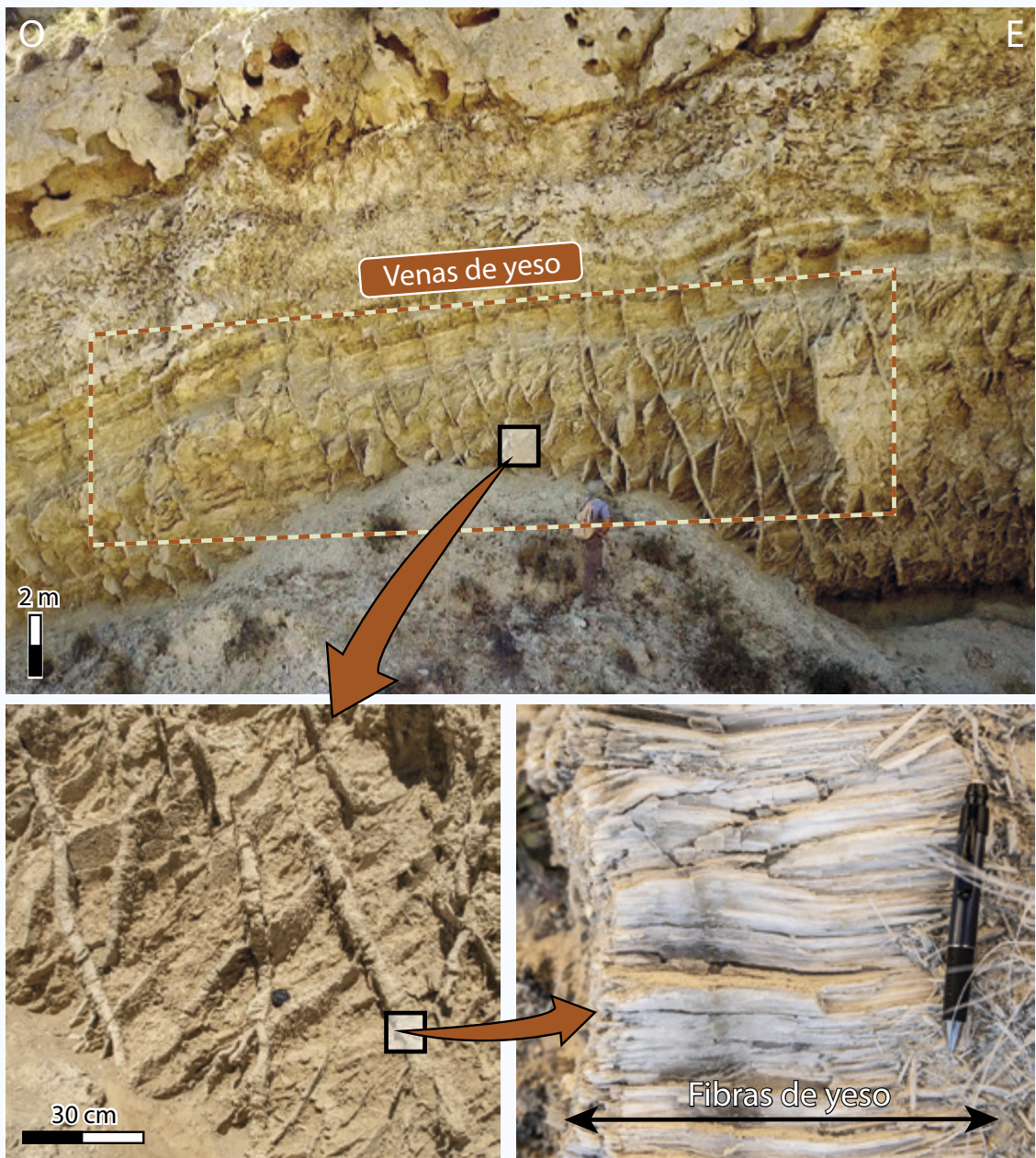


Figura 5. En la rambla de los Pilares existen afloramientos espectaculares de fracturas rellenas de yeso fibroso, que forman un enrejado mineral de gran belleza.

La Rambla de los Pilares

LIG 68



Rambla de los Pilares

Venas de yeso

Falla de Galera

Sismitas

AVISO IMPORTANTE

Para acceder al punto de parking hay que circular por un camino de tierra y vadear un pequeño río. Aunque es fácilmente accesible con cualquier tipo de vehículo, es recomendable no acceder durante o tras días lluviosos.



PARKING



45 min



A Castelléjar





Interior de la Estación Paleontológica Valle del Río Fardes.
Yacimiento paleontológico de Fonelas P-1.

A photograph of a museum exhibit featuring several large, grey, textured replicas of fossilized mammals. In the foreground, a large rhinoceros replica stands on a raised, sandy platform. To its left, a large, spotted canine-like animal replica stands on a similar platform. In the background, a smaller, horned animal replica is visible on a higher level. The exhibit is housed in a large, modern building with a white metal frame and glass panels. The lighting is bright and even.

**LOS GRANDES
MAMÍFEROS FÓSILES
DEL GEOPARQUE
DE GRANADA**

Un gran tesoro: el patrimonio paleontológico del Geoparque

El Geoparque de Granada, que engloba la totalidad de la cuenca geológica de Guadix-Baza, tiene un excepcional registro fósil, casi continuo, sobre la evolución de los mamíferos terrestres entre los 5 millones de años (Plioceno) y el medio millón de años (Pleistoceno medio) de antigüedad.

La Paleontología es la ciencia geológica que se encarga de su estudio, a través del análisis de los huesos y dientes fosilizados. Este tipo de registro es muy escaso en el planeta, y forma parte (cuando es altamente significativo) del patrimonio paleontológico y geológico. Dada su escasez y fragilidad frente al expolio (está prohibida la colecta de fósiles de cualquier naturaleza en todo el territorio Geoparque), los yacimientos paleontológicos tienen localizaciones confidenciales, excepto aquellos protegidos físicamente y puestos en valor para uso y disfrute, docente y cultural, por parte de la sociedad.

En el Geoparque de Granada se han localizado cerca de 200 yacimientos paleontológicos de vertebrados durante algo más de un siglo de investigaciones, y han participado en ellas decenas de paleontólogos. Algunos de estos yacimientos, por la calidad y singularidad de su información y contenido fósil, han sido inventariados como parte del patrimonio geológico y están incluidos en el catálogo de Lugares de Interés Geológico (LIG) del Geoparque de Granada. Siete de ellos incluso llegan a tener relevancia internacional, y adquieren la categoría de Geosite (**Ley de Patrimonio Natural y Biodiversidad, 42/2007**).

Entre todos los investigadores que han estudiado la paleontología de grandes mamíferos en este territorio destaca por su visión, dedicación incansable y calidad humana, el Dr. Josep Gibert y Clois (Vals, 1941-Tarrasa, 2007). Gibert, junto con algunos de los profesionales que convergieron en su equipo de trabajo en las décadas de 1980 y 1990, han situado en los mapas de la ciencia y del patrimonio geológico internacional algunos de los registros fósiles más singulares del Geoparque de Granada.

Hitos de la historia de la vida del Geoparque de Granada a través de sus yacimientos paleontológicos

El Geoparque de Granada tiene yacimientos muy significativos de edad Plioceno, pero es el Pleistoceno inferior (entre 2,58 y 0,78 M.a.) el intervalo de tiempo mejor representado por extensas unidades fosilíferas que cuentan historias únicas sobre la evolución de la Tierra y de la vida.

A continuación, se presentan (de más antiguo a más moderno, Fig. 1) los yacimientos o registros paleontológicos de mamíferos más significativos del Geoparque de Granada (con interés no sólo científico sino también patrimonial), comenzando por la transición de los antiguos mares (cuenca marina) a la cuenca continental endorreica, a través de un delta, cuando finaliza el Mioceno.

◆ CONJUNTO PALEONTOLÓGICO NEGRATÍN-DELFI

LIG 13; Cuevas del Campo, localización confidencial

Se trata de un conjunto de unidades sedimentarias que representan a un antiguo delta en su unión con el mar, y cuya edad es Mio-Plioceno. Abundan capas de areniscas de la zona intermareal con numerosos fósiles de braquiópodos, balanos y bivalvos (pectínidos y ostréidos entre otros); intercaladas con unidades mixtas continentales/supramareales con huesos fósiles de vertebrados. Se reconocen vertebrados tanto terrestres (bóvidos, suidos o el rinoceronte *Dicerorhinus megarhinus*, o *Dihoplus megarhinus*), como marinos con vértebras y restos mandibulares de delfines. Los fósiles de huesos se encuentran muy erosionados —y redondeados— por acción del oleaje en las zonas supra e intermareal. El conjunto representa un periodo climático con condiciones tropicales (balánidos de gran talla). Se trata de un conjunto en proceso de investigación inicial.

◆ BAZA-1

LIG 43; Baza, localización confidencial a la espera de su puesta en valor

El yacimiento se formó en un antiguo margen de pantano, de edad Plioceno inferior (Rusciniense; aproximadamente 4,5 millones de años de antigüedad) se han encontrado, entre otros, fósiles que indican la coexistencia de dos proboscídeos del grupo de los mastodontes: *Anancus arvernensis* y *Mamut*

borsoni (o *Zygodon borsoni*). Algunos de los ejemplares se encuentran expuestos en el Museo Arqueológico Municipal de Baza.

◆ YACIMIENTO KÁRSTICO DE DARRO

LIG 12; Darro, localización confidencial

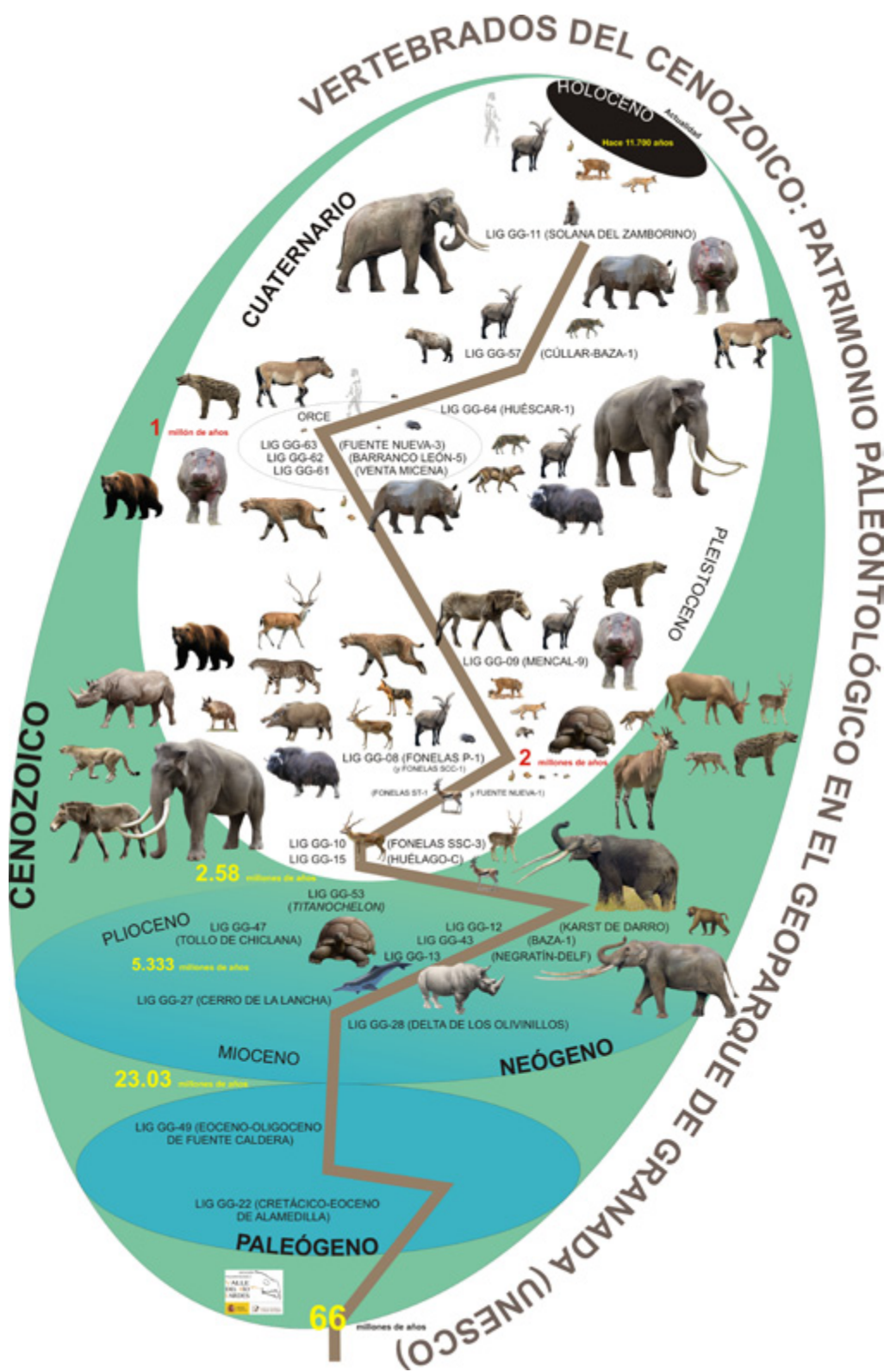
Este yacimiento paleontológico, de edad Plioceno superior (3,5-3,2 Ma), se ha desarrollado en un relleno kárstico. Contiene abundantes restos de micromamíferos (fundamentalmente huesos y dientes de roedores), que aparecen englobados en el seno de una arcilla de intenso color rojo, que corresponde a los restos insolubles de la disolución de rocas calizas. Los microvertebrados fueron capturados y consumidos por aves rapaces e “introducidos” en las grietas del karst por la acumulación de egagrópilas de las mismas en las zonas externas y superficiales del karst. Excepcionalmente aparecen huesos fósiles de pequeñas tortugas terrestres, de varanos (condiciones climáticas subtropicales) y de primates cercopitécidos (*Paradolichopithecus*, animales análogos a los mandriles y papiones africanos actuales), introducidos originalmente en la cavidad por procesos gravitacionales. Algunos ejemplares se encuentran expuestos en la Estación paleontológica Valle del río Fardes del IGME en Fonelas.

◆ CONJUNTO PALEONTOLÓGICO TOLLO DE CHICLANA

LIG 47; Gorafe, localización confidencial

Está constituido por una serie completa de unidades continentales del Plioceno con un extenso (cronológicamente) y diverso (taxonómicamente) registro de micromamíferos continentales (roedores e insectívoros, incluyendo una nueva especie de desmán -topo de agua- primitivo). También es importante este conjunto porque en la serie de yacimientos localizados se detecta un gran cambio en la fauna de roedores ocurrido hace unos 3,5 Ma y que será el origen de las faunas actuales del grupo en Europa. Este cambio supone la sustitución de faunas dominadas por ratones (familia Muridae) y hámsteres (familia Cricetidae, subfamilia Cricetinae) por las ya actuales, en las que predominan topillos y ratas de agua (familia Cricetidae, subfamilia Arvicolinae). El interés primordial del conjunto es esencialmente científico.

Figura 1 (página siguiente). Esquema con la síntesis del patrimonio paleontológico (LIGs) de vertebrados en el Geoparque de Granada. Asimismo, se representan los restantes Lugares de Interés Geológico del Cenozoico (paleontología) inventariados hasta el momento.



◆ HUÉLAGO-C

LIG 15, Huélago, localización confidencial

Es un yacimiento paleontológico del Pleistoceno inferior, con una edad estimada en aproximadamente 2,5 millones de años de antigüedad. Tiene restos fósiles de vertebrados (artiodáctilos, perisodáctilos, carnívoros y proboscídeos), que aparecen en sedimentos detríticos de grano medio-grueso, y unidades palustres reductoras con un interesante registro de gasterópodos dulceacuícolas. Contiene los fósiles de la primera población de cebras conocida en la cuenca (*Equus livenzovensis*), équidos monodáctilos procedentes de Norte América, a través de Asia, que reemplazan definitivamente en los ecosistemas europeos a los équidos primitivos tridáctilos (*Hipparion*).

◆ FONELAS SCC-3

LIG 10; Fonelas, localización confidencial

Este yacimiento paleontológico se encuentra en una etapa de investigación inicial. La unidad fosilífera está constituida por microconglomerados y arenas de origen metamórfico, sedimentadas en las barras de un antiguo canal fluvial. Su edad, establecida por paleomagnetismo, se ha cifrado en 2,5-2,4 Ma de antigüedad (en el inicio del Cuaternario). El yacimiento sólo tiene restos de megafauna: dentición de los últimos mastodontes que habitaron en Europa (*Anancus arvernensis mescalensis*; los representantes más modernos y pequeños en tamaño de esta especie) localizada junto a dentición de los primeros mamuts (*Mammuthus meridionalis*) que llegaron a Iberia (desde Norte América y a través de Asia a Europa). En este yacimiento coexistieron ambos tipos de proboscídeos, mastodontes y mamuts, indicando el fin del linaje de los primeros y el comienzo del éxito evolutivo de los segundos a lo largo del Pleistoceno inferior europeo.

Algunos ejemplares se encuentran expuestos en la Estación paleontológica Valle del río Fardes del IGME en Fonelas.

◆ FUENTE NUEVA-1

Orce, localización confidencial

Pequeño afloramiento continental de rocas sedimentarias detríticas asociadas a pequeños bancos de sílex, con una antigüedad entre 2,5-2,1 millones de años (Cuaternario, Pleistoceno inferior), con un registro paleontológico poco diverso, pero donde hay restos fósiles de cebras (una especie), de antílopes de cuernos espiralados y, fundamentalmente, abundan los restos craneales de una gacela (*Gazella borbonica*), que se extingue en Europa hace 2,1 Ma. En este yacimiento es necesario un conocimiento científico más completo.

Este yacimiento es semejante en cuanto a su asociación faunística, abundancia de cráneos de *Gazella borbonica* y cronología (2,1 Ma de antigüedad como muy reciente o más antiguo de esta cifra), al yacimiento situado en Fonelas denominado como **Fonelas ST-1**.

◆ FONELAS P-1

LIG 08, Geosite VP014 -Ley de Patrimonio Natural y Biodiversidad (Ley 42/2007) Fonelas, Estación paleontológica Valle del río Fardes del IGME, Zona de reserva geológica, Patrimonio del Estado.

El yacimiento paleontológico de Fonelas P-1, de 2 millones de años de antigüedad datado a partir de paleomagnetismo y de su contenido fósil, representa la conservación de un cubil-comedero de hienas gigantes de rostro corto (*Pachycrocuta brevirostris*) desarrollado en la llanura de inundación seca del gran río paleo Fardes (que transportaba en sus canales arenas, limos y arcillas de origen metamórfico). La asociación de Fonelas P-1 está configurada por 24 especies de grandes mamíferos (los équidos -cebras- están representados por una única especie de gran talla) y de un gran reptil, entre otros organismos. Este yacimiento tiene el registro de una mezcla de faunas autóctonas europeas junto con inmigrantes africanos y asiáticos. Asimismo, presenta las siguientes singularidades: distintas especies y subespecies de grandes mamíferos nuevas para la ciencia, la mayor colección conocida de antílopes de cuernos espiralados (*Gazellospira torticornis hispánica*), la primera población europea de lobo (*Canis etruscus*), la primera población peninsular de lince ibérico, la primera población mundial de cabra montés (*Capra baetica*), las únicas poblaciones fuera de África de hiena parda y jabalí de río, la población ibérica más moderna de jiráfidos paleotraguinos (*Paleotragus*) y la última población europea conocida de tortugas terrestres gigantes del género *Titanochelon*. La presencia de esta tortuga en esta

cronología, tan reciente e inesperada para este linaje (se suponía que estaban extintas desde hacía 3,3 Ma), nos dice que en la cuenca de Guadix-Baza todavía existía un clima subtropical, hace dos millones de años, cuando desde hacía 2,5 Ma se estaban desarrollando intensas glaciaciones en el hemisferio norte.

El yacimiento es la localidad tipo de distintas nuevas especies y variedades de mamíferos extintos, y se prolonga hacia el NE varios kilómetros cambiando de denominación técnica a **Fonelas SCC-1**.

En definitiva, este yacimiento representa un ecosistema del Cuaternario (Pleistoceno inferior basal) nunca antes identificado en nuestro continente, ecosistema precursor de la estructura de la comunidad de grandes mamíferos desarrollada en Europa entre 2,0 Ma y 900.000 años de antigüedad. La Estación paleontológica “Valle del río Fardes del IGME” está habilitada para la investigación, divulgación y docencia, permitiendo las visitas guiadas.

◆ MENCAL-9

LIG 09; Villanueva de la Torres, localización confidencial

Es un yacimiento paleontológico de 1,7-1,5 millones de años de antigüedad datado con paleomagnetismo (se encuentra 4 metros por encima del techo del subcron Olduvai) generado en un sistema palustre desecado. El yacimiento de Mencal-9 fue localizado en la campaña de prospección paleontológica sistemática llevada a cabo en el año 2006 por el equipo del Proyecto Fonelas (IGME), y muestreado de manera sistemática por parte de dicho equipo en 2009. Es un yacimiento en el que el proceso de concentración de restos esqueléticos fue gradual (“attritional”), donde el enterramiento de los huesos de los mamíferos se produjo de forma lenta tras décadas de estar a la intemperie y bajo los efectos del sol (altísima meteorización por insolación). Tiene registro fósil de: *Pannonictis nestii*, *Canis etruscus*, *Pachycrocuta brevirostris*, *Capra* sp., *Antilopinae* indet. cf. *Gazellospira* sp., Bovidae gen indet., *Leptobos etruscus*, Cervidae gen. indet., *Hippopotamus* sp., *Equus* cf. *altidens*, *Stephanorhinus etruscus* y *Mammuthus meridionalis*. Este yacimiento tiene la más antigua población conocida de hipopótamos en la península Ibérica. Podría contener indicios indirectos de presencia humana (hipótesis abierta).

Los tres yacimientos de Orce relacionados con la temprana presencia humana en la península Ibérica (Venta Micena, Barranco León-5 y Fuente Nueva-3)

Algunos investigadores han asignado edades de 1,5 Ma para Venta Micena, 1,4 Ma para Barranco León-5 y 1,3 Ma para Fuente Nueva-3. No obstante, existe un debate científico sobre la antigüedad de estos yacimientos.

Los tres yacimientos, en su conjunto, representan desde la perspectiva geológica, contextos y biotopos distintos pero contemporáneos. Estos yacimientos son una fuente de información excepcional para la reconstrucción paleoambiental, las interrelaciones entre los distintos organismos y el paisaje en el que habitaron en una edad, independientemente del debate mencionado, próxima en todo caso a 1,2 Millones de años.

A continuación, se describen algunas de sus características:

◆ VENTA MICENA

LIG 61, Geosite VP015; BIC: Zona Arqueológica

El yacimiento de Venta Micena constituye una enorme acumulación de huesos producida por un clan de las hienas *Pachycrocuta brevirostris* en su cubil y comedero, situado al aire libre en las orillas desecadas de un medio lacustre libre de vegetación (sustrato calcáreo: en origen barro micrítico seco). Tiene una diversa asociación de mamíferos extintos, entre las que destacan lobos evolucionados (*Canis mosbachensis*), hipopótamos, perros salvajes, algunos bóvidos de origen asiático y una única especie de cebra derivada (*Equus altidens granatensis*). En este yacimiento no se han localizado restos líticos relacionados con actividad humana. A partir de la colección científica de este yacimiento se ha establecido el modelo de actividad en la alimentación, paleoetología, de las hienas gigantes de rostro corto, de relevancia internacional.

El yacimiento es la **localidad tipo** de distintas nuevas especies y variedades de mamíferos extintos.

En relación con la primigenia presencia humana en la península Ibérica, en función de los datos actuales, este yacimiento es el referente, por la diversidad

de especies identificadas, para poder conocer el ecosistema en el que dichos homínidos habitaron la península Ibérica en cronologías próximas a 1,2 millones de años de antigüedad. Algunos de sus restos se encuentran en el Centro de Interpretación Primeros Pobladores de Europa Josep Gibert.

◆ BARRANCO LEÓN-5

LIG 62, Geosite VP16; BIC: Zona Arqueológica

Este yacimiento se encuentra emplazado en un antiguo depósito de avenida fluvial (procedente de las cercanas montañas con rocas carbonatadas del Jurásico). Se encuentra sobre una paleosuperficie erosiva desarrollada en un antiguo pantano previamente seco y sus componentes paleontológicos y arqueológicos están resedimentados, excepto los fósiles de hipopótamos. Los huesos fósiles, por haber sido transportados por corrientes de agua antes de sedimentarse sobre la superficie del pantano, inicialmente seco (ruptura sedimentaria), tienen elevados índices de esfericidad, así como un pulido superficial característico. Abundan las industrias líticas en sílex, de tipo Olduvaiense, manufacturadas por homínidos. Este yacimiento es relevante por haber librado dos fósiles humanos (dos dientes de leche, uno de ellos fragmentado) de un individuo infantil de una edad aproximada de 10 años. Presenta fósiles de dos especies de équidos: una cebría evolucionada (*Equus altidens*) y un caballo primitivo (*Equus suessenbornensis*). Algunos de sus restos se encuentran en el Centro de Interpretación Primeros Pobladores de Europa Josep Gibert.

◆ FUENTE NUEVA-3

LIG 63, Geosite VP17; BIC: Zona Arqueológica

Este yacimiento se formó en el margen de un pantano con moderada cubierta vegetal en origen. Su horizonte inferior calcáreo (micrítico) puede ser correlacionado con las capas blancas de Venta Micena (ruptura sedimentaria). Los horizontes superiores están caracterizados por presentar unas intensas deformaciones, posiblemente debidas a bioturbación de megafauna y/o a procesos postdeposicionales relacionados con terremotos. En este yacimiento son abundantes los huesos fosilizados de hipopótamos y mamuts (*Mammuthus meridionalis*). Desde el punto de vista tafonómico, en uno de los niveles superiores de Fuente Nueva-3 se ha recuperado un esqueleto considerablemente completo de este tipo de proboscídeo, con los huesos dispersos, rodeado de coprolitos (heces fósiles) de hiena gigante (*P. brevirostris*) y restos líticos de origen

antrópico (industrias líticas olduvaienses). De este hecho se podría inferir la existencia de una competencia entre hiénidos y homínidos por la explotación del megaherbívoro en la orilla de una zona encharcada. La asociación faunística presenta, de nuevo, la coexistencia de dos équidos: una cebrá evolucionada (*Equus altidens*) y un caballo primitivo (*Equus suessenbornensis*). Algunos de sus restos se encuentran en el Centro de Interpretación Primeros Pobladores de Europa Josep Gibert.

◆ HUÉSCAR-1

LIG 64, Geosite VP018, forma parte del LIG nominado Conjunto paleontológico Barranco de las Cañadas, Barranco de las Quebradas, Cortijo de la Calahorra; Huéscar, localización confidencial

En este yacimiento paleontológico los restos fósiles se encuentran asociados a un sistema de abanicos aluviales que desembocaban en una zona lacustre, incluidos en microconglomerados, arenas y limos carbonatados aluvio-lacustres. Se trata de un conjunto transportado en el que los huesos muestran numerosas huellas de abrasión y arrastre. Los restos, acumulados de forma gradual, aparecen en tres situaciones sedimentológicas: como carga de fondo rellenando paleocanales, bolsas acumuladas en puntos de desembocadura de los canales en el lago, y dispersos esporádicamente en sedimentos carbonatados. La fauna de mamíferos de este yacimiento permite situarlo en el techo del Pleistoceno inferior de la cuenca, con una edad situada en torno a 0,95-0,83 Ma. La lista faunística de este yacimiento (contiene dos especies de équidos: *Equus altidens* y *Equus suessenbornensis*) es análoga a las identificadas en Barranco León-5 y Fuente Nueva-3. Consta en su registro con fósiles de un proboscídeo, identificado hace décadas como *Elephas antiquus* pero que, recientemente, ha sido reasignado a la especie *Mammuthus meridionalis*. Este yacimiento contiene, por tanto, una de las últimas poblaciones de este mamut antes de su desaparición. En este yacimiento se ha citado la presencia de industrias líticas, que se encuentran en estudio.

◆ CÚLLAR-BAZA-1

LIG 57, Geosite VP019; Cúllar, BIC: Zona Arqueológica, localización confidencial

Este yacimiento paleontológico tiene un origen palustre, con una asociación de fósiles de grandes mamíferos ligeramente más moderna que la de Huéscar-1

(posiblemente próxima al final del Pleistoceno inferior, aprox. 0,8-0,7 Ma). El proboscídeo identificado en este caso es *Mammuthus trogontherii*, más moderno que *M. meridionalis*. Presenta de nuevo la coexistencia de los dos équidos anteriores. También se ha citado la presencia esporádica de industrias líticas, que se encuentran en estudio.

◆ SOLANA DEL ZAMBORINO

LIG 11, Geosite VP020; Fonelas, BIC: Zona Arqueológica, localización confidencial

La Solana del Zamborino es un yacimiento generado en un medio lacustre-palustre, que cronológicamente se sitúa en el Pleistoceno medio, ya que toda la fauna de vertebrados identificada en el mismo es característica del Pleistoceno medio europeo; esto es, entre 0,781 y 0,126 Ma. El proboscídeo identificado es *Elephas antiquus*, el équido es *Equus caballus torralbe* y además se han hallado fósiles de macacos. En el yacimiento se han encontrado industrias líticas, pero en este caso de naturaleza Achelense (más modernas y/o sofisticadas que las del Olduvaiense previo), incluido un bifaz en sílex.

En las últimas décadas existe debate científico en relación a su antigüedad y, en consecuencia, a la antigüedad del Achelense en Europa: unos autores establecen para el yacimiento una cronología próxima a 0,76 Ma, mientras que otros asignan al sitio una antigüedad cercana a 0,48-0,30 Ma. Ambos datos, dentro del Pleistoceno medio, en principio y hasta que se revise la taxonomía de los grandes mamíferos descritos en el yacimiento en la década de 1970, son congruentes con la fauna identificada. Actualmente se encuentra en fase de estudio.

Hitos paleontológicos más relevantes en relación con la evolución de los mamíferos registrados en el Geoparque de Granada

- Transición de ecosistema marino a continental (Mio-Plioceno): concentración en playas, sobre un delta, de restos cadavéricos de bóvidos, rinocerontes primitivos y de delfines (LIG 13) en Cuevas del Campo. Éstos fósiles de delfines de río u oceánicos (todavía es una incógnita) son los únicos cetáceos conocidos en la Cuenca de Guadix-Baza.
- Coexistencia de dos especies de mastodontes (*Anancus arvernensis* y *Mamut borsoni*), hace 4,5-4,0 Ma en Baza. (LIG 43).
- Primeros primates cinomorfos habitando en el Geoparque hace 3,5-3,2 Ma (LIG 12) en Darro.
- Nuevas especies de pequeños mamíferos en el Plioceno (LIG 47) en Gorafe y Freila.
- Llegada de las primeras cebras (*Equus livenzovensis*) desde Asia, hace 2,5 Ma (LIG 15) en Huélago.
- Llegada de los primeros mamuts (*Mammuthus meridionalis*) desde Asia, que coexisten con los últimos mastodontes autóctonos europeos (*Anancus arvernensis mescalensis*) hace 2,5-2,4 Ma (LIG 10) en Fonelas. Extinción de los mastodontes.
- Novedoso ecosistema europeo (“punto caliente de biodiversidad”), 2,0 Ma de antigüedad: Fonelas P-1 (LIG 08). Primeros lobos, hienas gigantes, cabras montés y últimas jirafas y tortugas terrestres gigantes en Europa.
- Primera población peninsular de hipopótamos, 1,7-1,5 Ma (LIG 9) en Villanueva de las Torres.
- Poblaciones humanas ancestrales e información sobre el contexto paleoambiental en el que habitaron, aprox. 1,1±0,2 Ma (Venta Micena LIG 61, Barranco León-5 LIG 62 y Fuente Nueva-3 LIG 63) en Orce.

- ¿Llegada? de los primeros caballos en sentido estricto (*Equus suessenbornensis*), también desde Asia, hace aproximadamente 900.000 años (LIG 64) en Huéscar. Esta especie también está registrada en Barranco León-5 y Fuente Nueva-3, en función de sus cronologías definitivas el aspecto aquí indicado puede variar de localidad y/o de cronología.
- Últimos mamuts en el Geoparque, durante el inicio del Pleistoceno medio (LIG 57) en Cúllar.
- Macacos habitando la región (*Macaca sylvanus*) que coexisten con los primeros elefantes *s.s.* durante el Pleistoceno medio (0,78-0,126 Ma) (LIG 11) en Fonelas.

A continuación se describen con más detalle los yacimientos más relevantes del Geoparque, que son visitables en alguno de los centros pertenecientes a la Red de centros de divulgación del patrimonio del Geoparque de Granada: Baza-1, Fonelas P-1 y los tres yacimientos de Orce (Venta Micena, Barranco León-5 y Fuente Nueva-3).

EL YACIMIENTO PALEONTOLÓGICO PLIOCENO DE BAZA-1 LIG 43

El yacimiento paleontológico de Baza-1 es un enclave paleontológico de primer nivel correspondiente al Plioceno inferior, concretamente al Rusciniense, y tiene una edad aproximada de 4,5 millones de años.

Se sitúa en la conocida Cuesta del Francés, a 300 metros del casco urbano de Baza. Geológicamente, se encuentra en el bloque elevado (bloque de muro) de la falla de Baza, (Figura 1).

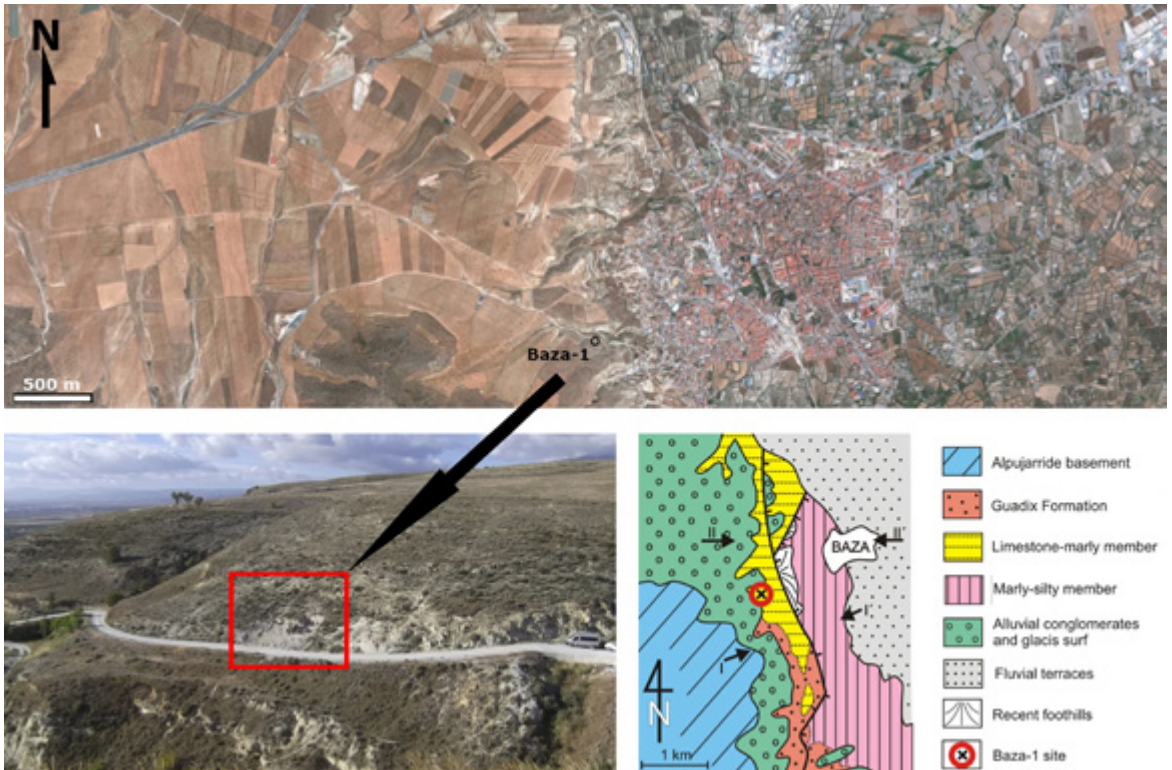


Figura 1. Arriba: situación del yacimiento de Baza-1 a 300 m del casco urbano; abajo izquierda, vista donde se ubica el corte de excavación en la Cuesta del Francés; abajo derecha: mapa geológico donde se aprecia la situación del yacimiento en el bloque levantado occidental de la falla de Baza.



Figura 2. Vista frontal (mirando hacia el sur) del corte de excavación Baza-1 (27/09/2019).

Además de Baza-1, existen otros yacimientos ruscinienses en la cuenca, todos ellos con buenos registros de microvertebrados, especialmente roedores, de los que están representadas 11 especies, entre las que se encuentran algunas de origen africano, que llegaron a la península Ibérica durante el Messiniense, entre 5,3 y 7,2 millones de años, como los correspondientes al género *Paraethomys*. Sin embargo, la singularidad de Baza 1 consiste en ser una de las pocas localidades paleontológicas que, hasta el momento, han suministrado fósiles de grandes mamíferos. En tan sólo 27 metros cuadrados excavados de manera parcial (Fig. 2), se han localizado más de 1000 registros de restos óseos correspondientes a una rica megafauna, donde abundan los mastodontes, representados por dos taxones, *Anancus arvernensis* y *Mammuth borsoni* (Figs. 3, 4 y 5), entre los que se han identificado tres individuos de cada especie. Es por ello que hablamos del cementerio de los mastodontes de Baza.

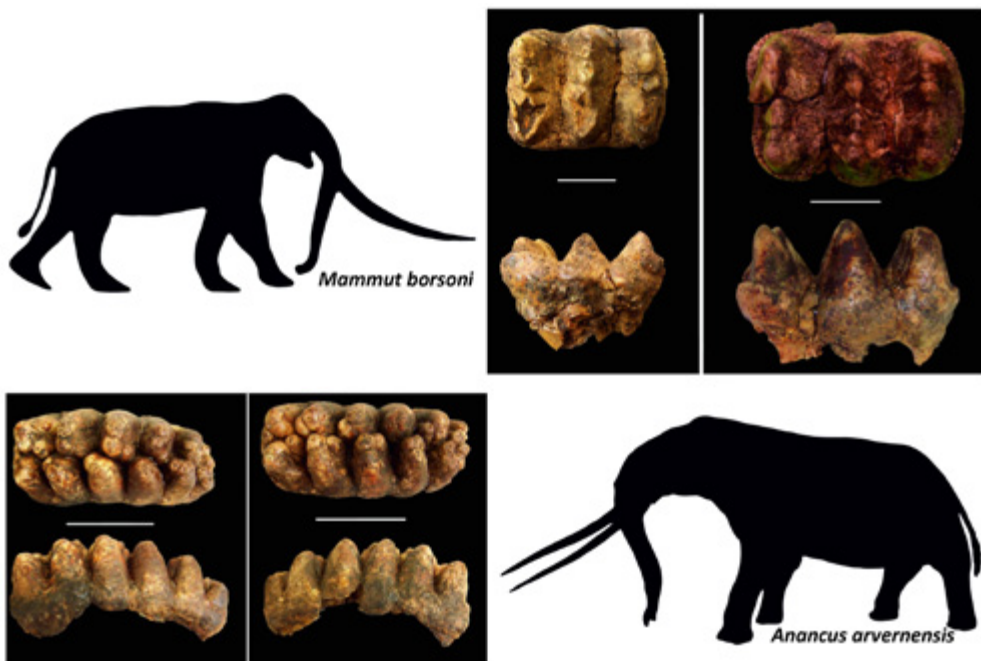


Figura 3. Arriba: primer (izquierda) y segundo (derecha) molares inferiores de *Mammut borsoni* (Escala: 5 cm).
Abajo: terceros molares superiores de *Anancus arvernensis* (Escala: 10 cm).



Figura 4. Restos mandibulares de *Mammut borsoni* *in situ*, localizados durante la campaña de 2015.



Figura 5. Paladar de *Anancus arvernensis* hallado en la campaña de 2018.

Además de mastodontes, han sido localizados restos correspondientes a rinocerontes (*Stephanorhinus* cf. *jeanvireti*) (Fig. 6), caballitos de tres dedos *Hipparion* sp., dos bóvidos folívoros, uno de gran talla, llamado *Alephis* sp., y un antílope de talla media, además de un ciervo de talla media, un pequeño cerdo, y dos especies de carnívoros, conjuntamente con un amplio registro de tortugas. Por otro lado, como complemento, aparecen también restos de plantas, troncos leñosos y hojas fósiles.

El yacimiento de Baza-1 representa un archivo paleobiológico excepcional, pues en tan sólo 27 metros cuadrados excavados parcialmente, hay una densidad de fósiles extraordinaria, con un registro de vertebrados único, que aumentará en los próximos años con nuevas campañas de excavación, incluyendo peces, anfibios, reptiles, aves y mamíferos. A ello hay que sumar el amplio registro florístico allí localizado. Estos hallazgos harán de la localidad paleontológica de Baza uno de los puntos de referencia del Plioceno continental en Europa.



Figura 6. Mandíbula de rinoceronte (*Stephanorhinus cf. jeanvireti*) *in situ*, en proceso de extracción, durante la campaña de 2017.

LA VIDA HACE DOS MILLONES DE AÑOS: EL YACIMIENTO PALEONTOLÓGICO DE FONELAS P-1

LIG 08

Hace mucho, mucho tiempo, el paisaje que nos rodea, aquí en el norte de Granada, era muy distinto. El sector occidental del Geoparque de Granada (la Hoya de Guadix) era una extensa llanura entre montañas surcada por un río, el paleo Fardes. En aquel entonces, la llanura fue habitada por un clan de hienas gigantes de rostro corto. A partir de la concentración de restos esqueléticos de los animales de los cuales se alimentaron (los herbívoros), y de aquellos otros con los que compitieron (los carnívoros), se generó este yacimiento paleontológico, denominado **Fonelas P-1**. Conocemos que todo esto ocurrió hace aproximadamente dos millones de años, durante el Pleistoceno inferior, por el análisis de los fósiles y por los estudios de paleomagnetismo.

¿CUÁLES FUERON LOS PROTAGONISTAS EN ESE ECOSISTEMA PERDIDO?



Vertebrados de Fonelas P-1 (figuras 1, 3 y 4)

Colubridae gen. indet., *Eurotestudo* sp., *Titanochelon* sp., Aves gen. indet., *Mimomys* sp., *Castillomys* sp. cf. *C. rivas*, *Apodemus* sp., *Stephanomys* sp., *Eliomys* sp., *Prolagus* sp. cf. *P. calpensis*, *Oryctolagus* sp., *Erinaceus* sp. cf. *Erinaceus europaeus*, *Meles ibérica* (ex gr. *M. thoralis*), *Vulpes alopecoides*, *Canis accitanus* (ex gr. *C. arnensis*), *Canis etruscus*, *Canis* sp. cf. *C. falconeri*, *Lynx issiodorensis valdarnensis*, *Acinonyx pardinensis*, *Megantereon cultridens roderici*, *Homotherium latidens*, *Hyaena brunnea*, *Pachycrocuta brevirostris*, *Ursus etruscus*, *Croizetoceros ramosus fonelensis*, *Metacervoceros rhenanus philisi*, *Eucladoceros* sp., *Gazellospira torticornis hispanica*, *Leptobos etruscus*, *Praeovibos* nov. sp. aff. *P. priscus*, *Paleotragus* (sin. *Mitilanotherium*) sp., *Potamochoerus magnus*, *Capra baetica*, *Equus major*, *Stephanorhinus etruscus* y *Mammuthus meridionalis*.

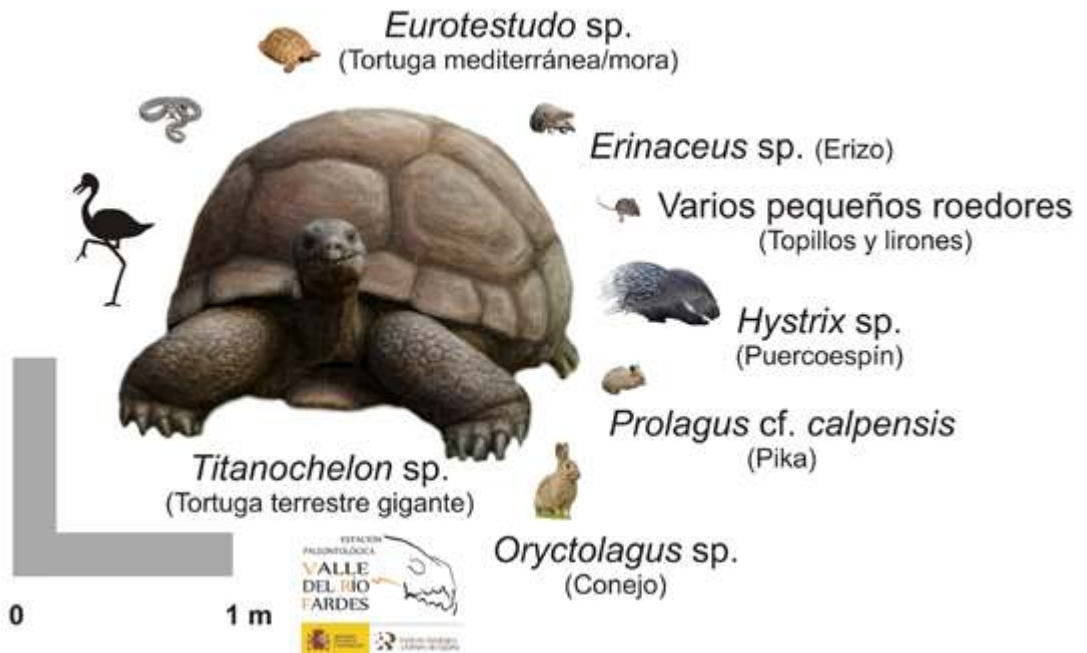


Figura 1. Pequeños mamíferos, reptiles y aves de Fonelas P-1.

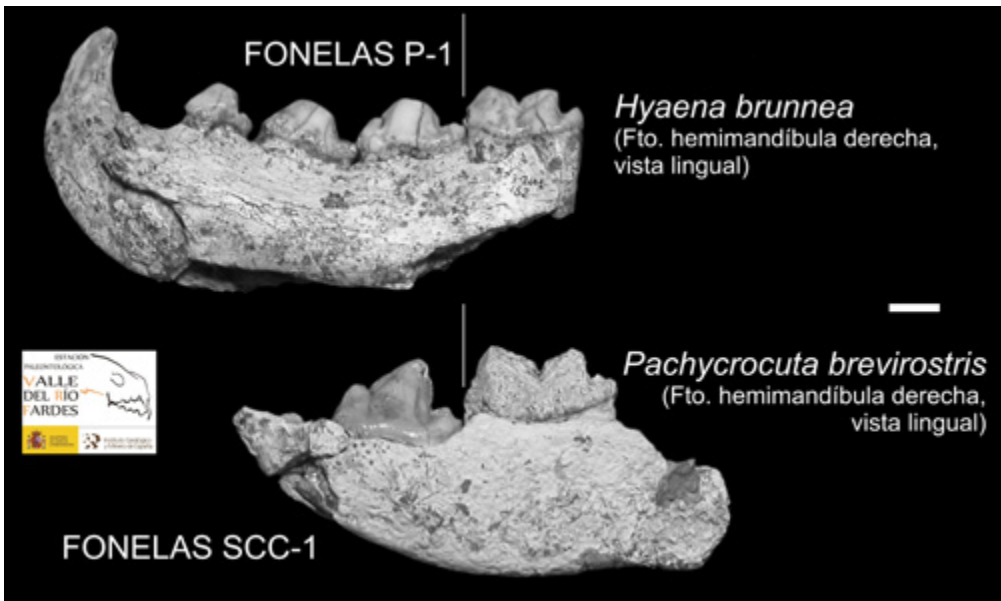


Figura 2. Fósiles de los dos tipos de hienas que coexistieron en el Geoparque de Granada hace dos millones de años (escala gráfica 1 cm).

Estas enormes hienas (*Pachycrocuta brevirostris*), recién llegadas en aquel periodo desde África, se asentaron en lo que hoy es Fonelas, en dos lugares del territorio: en Fonelas P-1 (Estación paleontológica Valle del río Fardes) y en Fonelas SCC-1. Y en ambos lugares coexistieron con otras hienas, también de origen africano, las actuales hienas pardas (*Hyaena brunnea*, ver figura 2).

Gracias al comportamiento en la alimentación de las hienas de rostro corto, carroñeras que consumen restos de cadáveres de muchos animales del ecosistema y concentran sus huesos en sus comederos/cubiles, disponemos de la mejor información posible sobre la vida en este periodo de tiempo; y podemos constatar que la diversidad biológica fue espectacular.

El yacimiento paleontológico de Fonelas P-1 corresponde a la sedimentación en una llanura de inundación situada en las proximidades del canal abandonado de un meandro, dentro de un sistema fluvial. Sobre esta superficie, en la llanura seca, el clan de hienas situó su hogar durante unas pocas generaciones (naciendo, muriendo, alimentándose y concentrando huesos de animales). Se produjo un enterramiento de los miles de huesos (Figura 5) por ellas acarreados, por pisoteo y por lluvia directa que sellaron en yacimiento y, con posterioridad, por la sedimentación en la llanura de inundación de los materiales desbordados desde el canal principal.

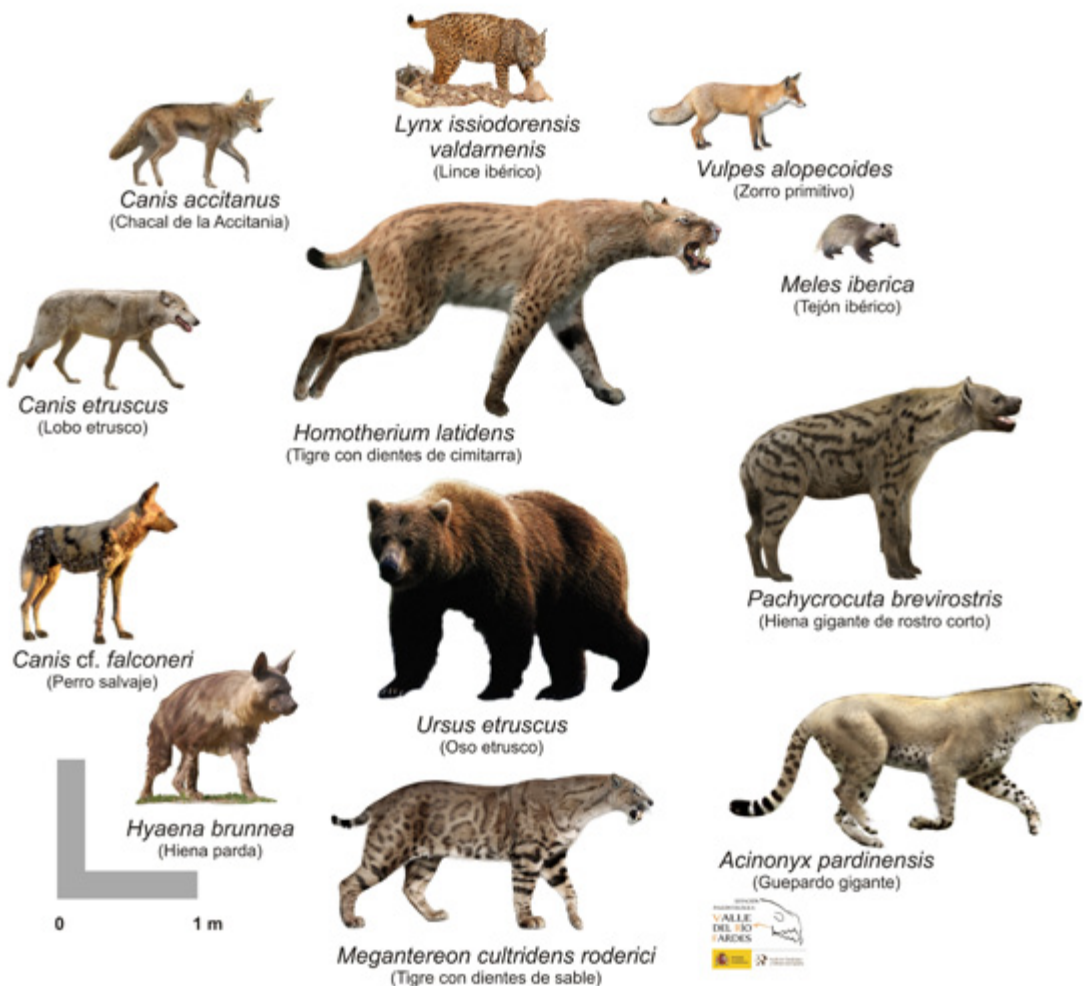


Figura 3. Carnívoros de Fonelas P-1: mustélidos, cánidos, félidos, hienidos y úrsidos.

Gracias a su contenido faunístico (géneros y especies identificados) y al análisis de su distribución en el tiempo y en el espacio, Fonelas P-1 ha permitido agrupar en un único evento de dispersión, situado entre 2,1-2,0 m.a., los movimientos de faunas asiáticas y africanas, que renovaron de forma parcial los ecosistemas europeos al comienzo del Cuaternario. De hecho, la asociación de faunas identificada en este yacimiento indica que numerosos animales colonizaron el occidente del continente europeo antes de lo que se creía, incorporando elementos tanto africanos como asiáticos en este singular evento migratorio.

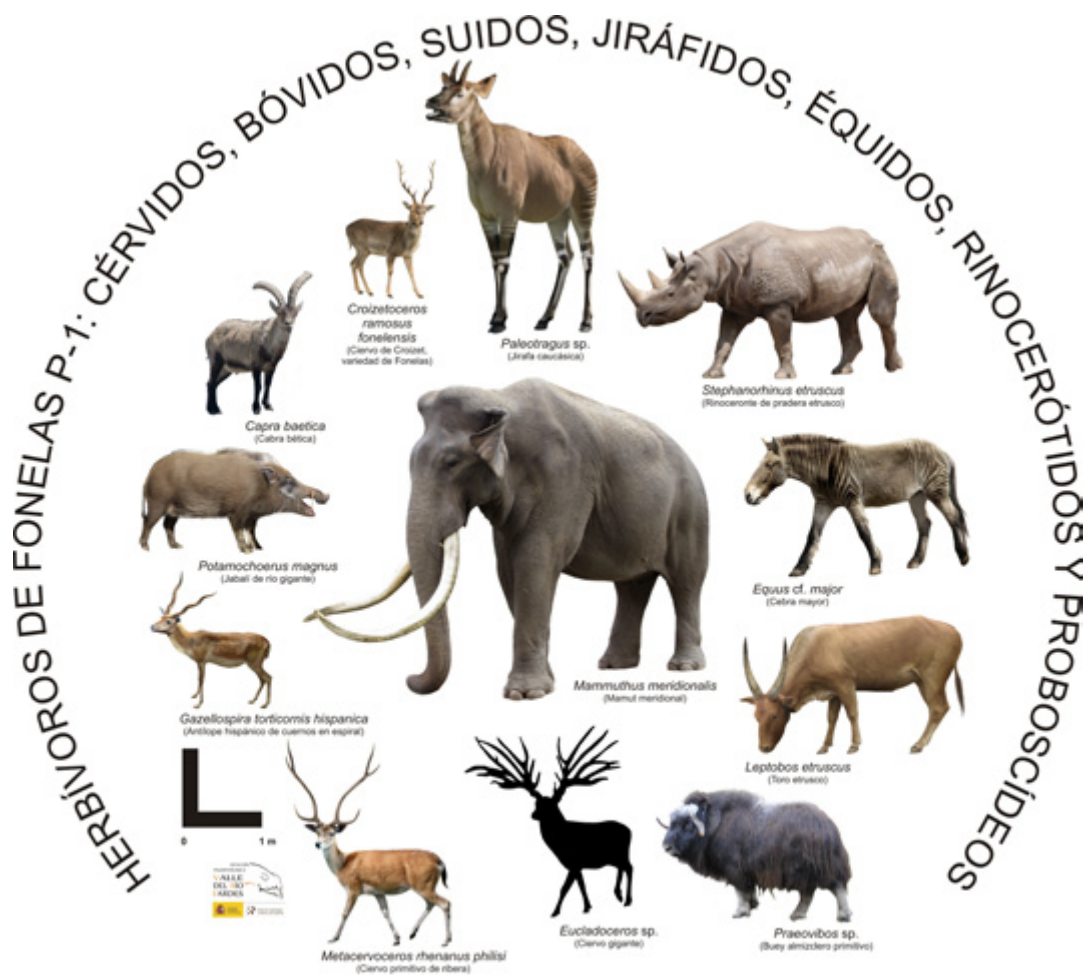


Figura 4. Herbívoros de Foneles P-1: cérvidos, bóvidos, suidos, jiráfidos, équidos, rinocerótidos y proboscídeos.

Foneles P-1 es por tanto, a día de hoy, el referente en la investigación paleontológica del Pleistoceno inferior basal por diversas evidencias científicas: enorme diversidad en carnívoros y herbívoros, conserva la primera población conocida en el planeta de cabras montés (*Capra baetica*), la primera cita en la península Ibérica de *Leptobos etruscus*, los más antiguos registros europeos de *Pachycrocuta brevisrostris* y de *Canis etruscus*, la más moderna cita en Europa occidental del jiráfido *Paleotrachus* (sin. *Mitilanootherium*), las primeras citas fuera de África de *Potamochoerus* y *Hyaena brunnea*, y la presencia de nuevas

especies y variedades de los géneros *Meles*, *Canis*, *Gazellospira*, *Croizetoceros*, *Praeovibos*, *Paleotragus*, *Potamochoerus* y *Capra*.

Por último, destaca la identificación en el yacimiento de un taxon “lázar”, representado por las tortugas terrestres gigantes del género *Titanochelon*. Se supone se habían extinguido en Europa hacía 3,3 Ma por lo que constituyen los últimos supuestos representantes de este tipo de reptiles. Su identificación en 2,0 Ma en Fonelas P-1 da a entender que, en el Pleistoceno inferior, existió todavía una población residente de estos animales ancestrales en el SE de la península, cuyos requisitos ambientales están relacionados con un clima tropical o subtropical, pero en ningún caso con ambientes fríos o periodos glaciales.

Ven a descubrirlo, conócelo. Fonelas P-1 es un yacimiento paleontológico fascinante que forma parte del Patrimonio del Estado, está acondicionado, musealizado y es visitable

ES TUYO, DISFRUTA DE LA NATURALEZA Y DE TU PATRIMONIO



Figura 5. Conjunto característico de huesos fósiles en Fonelas P-1 (cráneos de *Gazellospira* y *Metacervoceros* y huesos largos entre los que destacan aquellos de crías de *Mammuthus*, todos consumidos parcialmente por hienas).

Datos patrimoniales de Fonelas P-1

- Código Geosite [Proyecto Global Geosites; Ley de Patrimonio Natural y Biodiversidad (Ley 42/2007)]: VP014.
Dominio geológico (GEODE): Cuencas del Guadalquivir y neógenas intramontañosas.
Unidad geotectónica 2º orden: Cuencas neógenas intramontañosas.
Contexto Ley 42/2007: Yacimientos de vertebrados del Plio-Pleistoceno español.
Unidad geológica Ley 42/2007: Estructuras y formaciones geológicas de las cuencas cenozoicas continentales y marinas.
- Código LIG (Estrategia andaluza de gestión integrada de la Geodiversidad, Consejería de Medio Ambiente, 2010): AND303.
- Código LIG Geoparque de Granada: **LIG GG-08**.

Propiedad: Instituto Geológico y Minero de España-CSIC, Ministerio de Ciencia (Patrimonio del Estado).

Nombre del conjunto (Unidad IGME): **Estación paleontológica Valle del río Fardes (EPVRF)**.

Extensión/superficie: 25 hectáreas.

Especificidad: Zona de reserva geológica en la Hoya de Guadix.

Utilidad/usuarios: Geoconservación, Investigación + Divulgación + Docencia.

Tipos de patrimonio:

Natural:

- Geológico (paleontológico -40 especies de vertebrados extintos, de las cuales 25 de grandes mamíferos-, estratigráfico, sedimentológico, geomorfológico). Continuidad lateral: Si, a dos kilómetros al NE cambia de denominación a Fonelas SCC-1.
- Biológico: poblaciones de especies botánicas endémicas en "peligro crítico de extinción" (*Clypeola eriocarpa* y *Limonium majus*). Inventario provisional de 480 especies de fauna (de las cuales 404 de invertebrados) y 297 especies de plantas.
- Cultural:
Dólmenes.

Infraestructuras que contiene:

- Centro paleontológico Fonelas P-1 (yacimiento del mismo nombre protegido, monitorizado y musealizado en una superficie de 1.020 m²).
- Módulo divulgativo Historia de la Tierra y de la Vida.
- Ruta geológica de campo EPVRF.
- Pabellón de trabajo en campo y módulo de suministro eléctrico.

Visitable: Si, todo el año.

Gratuito: Si.

Toda la información en: <http://www.igme.es/epvrf/estacion>



Figura 6: Resumen de los datos patrimoniales y técnicos de Fonelas P-1 en la Estación paleontológica Valle del río Fardes.

Yacimiento de Fonelas P-1

LIG 08



Estación Paleontológica
Valle del Río Fardes

AVISO IMPORTANTE

El punto que se indica en el código QR no es el destino. A partir de ese punto (punto rojo) hay que seguir recto en la bifurcación y continuar por la pista en coche durante unos 2.5 km (línea roja discontinua) hasta llegar a la estación paleontológica.

ACCESO



5 min



A Fonelas

LOS YACIMIENTOS ARQUEOPALEONTOLÓGICOS DE ORCE

LIG 61, 62, 63

La localidad de Orce, situada en el noreste de la provincia de Granada, (Fig. 6) atesora uno de los registros arqueopaleontológicos y geológicos más importantes a nivel mundial para el conocimiento de la primera dispersión de los humanos fuera de África y para la reconstrucción del contexto paleoecológico en el que aquella tuvo lugar. Sus yacimientos arqueopaleontológicos constituyen un verdadero archivo documental en el que han quedado preservados diferentes momentos y aspectos de la vida cotidiana de nuestros ancestros. También ofrecen una valiosa información del resto de especies que habitaron la región durante el Pleistoceno Inferior. Esto permite afirmar que la cuenca de Guadix-Baza, en su sector de Orce, que remonta su historia hasta hace un millón y medio de años, incluye los yacimientos con presencia humana más antiguos de Europa Occidental.

En este lejano pasado, la cuenca de Guadix-Baza, y en particular, la Zona Arqueológica 'Cuenca de Orce', presentaba una arrebatadora exuberancia que poco tiene que ver con el actual paisaje, tan agreste como cautivador, fruto de un clima extremadamente continental semiárido. ¿Cuáles han sido las principales razones de esta transformación paisajística? La presencia y la posterior desaparición de un gran lago.

El paleolago de Baza, y sus humedales del sector de Orce, atrajeron y catalizaron una biodiversidad que sorprende hoy día. A lo largo de su extensa historia se fueron acumulando sedimentos que, en algunos lugares marginales, incluían restos de las actividades humanas y/o fósiles de las otras especies que habitaron en el entorno de Orce. Así las cosas, el conjunto de macrovertebrados estaba compuesto por especies que en la actualidad nos pueden resultar exóticas y otras más comunes. Tigres dientes de sable, hienas, hipopótamos, caballos, ciervos, bóvidos, mamuts, rinocerontes, licaones, lobos... y humanos. Algunas eran autóctonas, otras provenían de fuera, de África y de Asia, entre ellas, nuestros antepasados.

El listado de macrovertebrados que se registran en los yacimientos de Venta Micena, Barranco León y Fuente Nueva 3 es el que sigue: *Mammuthus meridionalis*, *Stephanorhinus etruscus*, *Equus altidens*, *Equus sussenbornensis*, *Hippopotamus antiquus*, *Bison* sp., *Hemibos* sp. aff. *Hemibos gracilis*, *Soergelia minor*, *Ammotragus europaeus*, *Praeovibos* sp., *Hemitragus albus*, Bovidae indet. (tamaño muflón), *Praemegaceros* cf. *verticornis*, *Metacervocerus rhenanus*, *Homotherium*

latidens, *Megantereon cultridens*, *Panthera* cf. *gombaszoegensis*, *Lynx* cf. *pardinus*, *Pachycrocuta brevirostris*, *Lycaon lycaonoides*, *Canis mosbachensis*, *Vulpes alopecoides*, *Ursus etruscus*, *Martellictis ardea*, *Meles meles* y *Homo* sp.

No obstante, debió acontecer otro fenómeno geológico para que hoy día podamos acceder al rico patrimonio del sector de Orce: la captura de la cuenca de Guadix-Baza por el río Guadalquivir, a través del Guadiana Menor (capítulo 7). Esta drástica modificación supuso, en estas tierras baldías, la aparición de cárcavas, cañones, cañadas y barrancos que han dejado a la luz estratos que, de otra forma, hubiesen permanecido ocultos e ignotos (Fig. 6).



Figura 6. Vista aérea de una parte de la zona arqueológica del sector de Orce (Llanos de Almailda y Cañada de Vélez).

Son cuatro yacimientos los que descuellan en la Zona Arqueológica de la Cuenca de Guadix-Baza en su sector de Orce: dos contienen evidencias de actividades humanas junto a las de otras especies animales, Barranco León y Fuente Nueva 3; los restantes, Fuente Nueva 1 y Venta Micena, sólo de las segundas.

FUENTE NUEVA 1 presenta una cronología algo más antigua que el resto de localidades (~2 Ma) y destaca por la gran concentración de núcleos óseos (cuernos) de dos especies de gacela, *Gazellospira torticornis* y *Gazella borbónica*.

VENTA MICENA (Fig. 7) es uno de los yacimientos más conocidos en la literatura paleontológica del Pleistoceno Inferior euroasiático, con una edad de 1,5 Ma. A la gran cantidad y variedad taxonómica y de elementos anatómicos, hay que sumar el excelente estado de conservación de la asociación, gracias a las características del denominado Nivel Venta Micena que registra en zonas concretas una densidad superior a los 200 elementos por m². Algunas especies eran autóctonas, pero otras, entre ellas los humanos, provenían de Asia y África. Por otra parte, este yacimiento ha sido fundamental para caracterizar el comportamiento carroñero y fracturador de huesos de la gran hiena de cara corta (*Pachycrocuta brevirostris*).



Figura 7. Acumulación de restos fósiles en el yacimiento de Venta Micena.

BARRANCO LEÓN 5 (Fig. 8) destaca por la presencia de humanos (*Homo* sp.) y, en particular, de un molar deciduo (de leche) perteneciente a un individuo infantil de aproximadamente diez años de edad (Fig. 9).



Figura 8. Yacimiento de Barranco León 5.



Figura 9. Diente decíduo humano proveniente de Barranco León 5.

No se trata de la única evidencia humana; también se registran trazas de las actividades cotidianas de los grupos humanos de hace en torno a 1,4 Ma, básicamente, la talla de la piedra y el procesamiento de los cadáveres de ungulados: piedras para percutir sobre los huesos y obtener la médula ósea y para reducir las rocas tallables a lascas de piedra con filos cortantes para descarnar (Fig. 10).

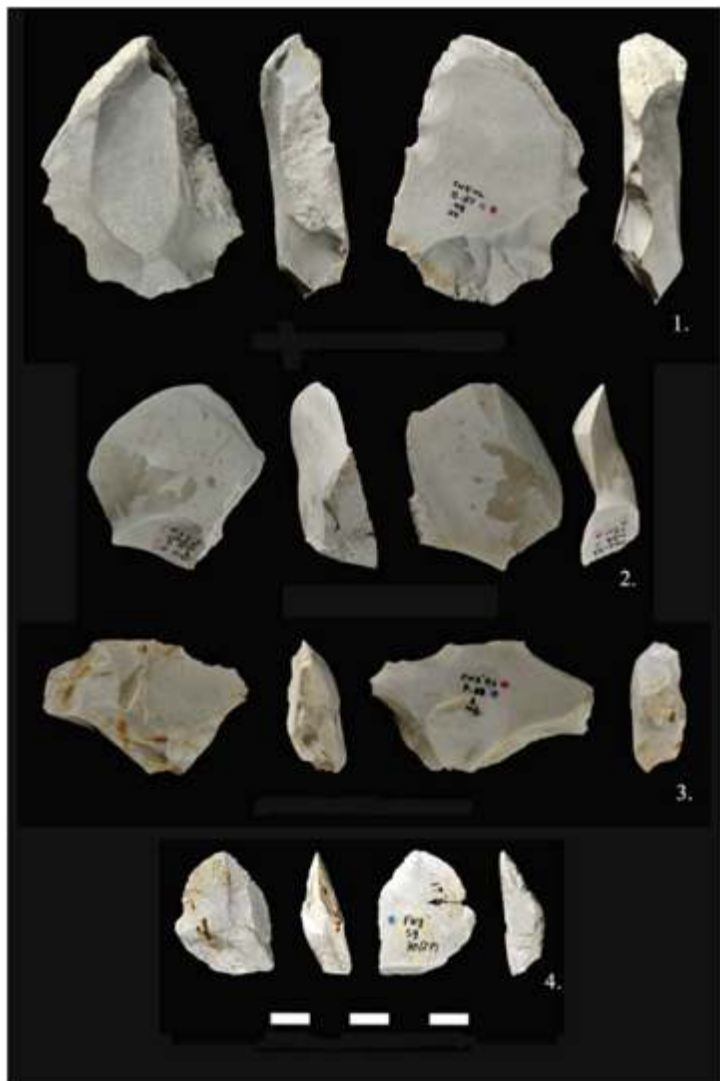


Figura 10. Lascas de piedra tallada provenientes del yacimiento de Fuente Nueva 3. Fuente: Barsky *et al.* (2015).

También encontramos esas piedras talladas futuristas (no vuelven a aparecer en el continente europeo hasta 400.000 años después) denominadas *esferoides* (Fig. 11).



Figura 11. Esferoides hallados en el yacimiento de Barranco León 5. Fuente: Titton *et al.* (2020).

Por último, **FUENTE NUEVA 3**, que presenta una cronología similar al yacimiento anterior, se distingue por la preponderancia de animales de gran talla y, en particular, de mamuts, además de las evidencias humanas en forma de industria lítica. Entre la riqueza patrimonial de este yacimiento sobresalen dos defensas correspondientes a un macho de proboscídeo que miden cuatro metros de longitud (Fig. 12). Este yacimiento debió funcionar como una trampa natural en la que caerían estos gigantes del Pleistoceno y serían aprovechados, con posterioridad, por los humanos y otros carroñeros, principalmente por la ya mencionada *Pachycrocuta*.



Figura 12. Vista desde la parte superior del yacimiento de Fuente Nueva 3 mostrando las defensas del gran mamut conocido como el *Titán del Pleistoceno*.

Además de los espectaculares restos de macrovertebrados estos yacimientos registran una cantidad ingente de microvertebrados, incluidos peces, que son fundamentales para las reconstrucciones climáticas y cronológicas. Así, elementos casi invisibles permiten generar un conocimiento fundamental para entender este remoto pasado. Los anfibios y reptiles nos han permitido estimar las temperaturas (con inviernos mucho más suaves que los actuales) y las precipitaciones (más del doble que hoy día) durante el tiempo en el que se formaron los yacimientos de Barranco León y Fuente Nueva 3. Los roedores, han facilitado que podamos afinar el tiempo en el que vivieron nuestros antepasados en estos dos lugares (1.4 millones de años y 1.2 millones de años, respectivamente).

Otros **vertebrados de los yacimientos de Orce** son los siguientes:

Allophaiomys aff. *lavocati*, *Allophaiomys* sp., *Apodemus flavicollis*, *Apodemus mystacinus*, *Castillomys rivas*, *Hystrix* sp., *Mimomys savini*, *Oryctolagus* cf. *lacosti*, *Prolagus* sp., *Galemys* sp., *Sorex minutus*, *Sorex* sp., *Asoriculus gibberodon*, *Crocidura* sp., *Erinaceus* sp., *Chalcides* sp., *Timon* cf. *lepidus*, *Dopasia* sp., *Malpolon monspessulanus*, *Natrix maura*, *Natrix natrix*, *Rhinechis scalaris*, *Testudo* sp., *Discoglossus* cf. *jeanneae*, *Pelobates cultripes*, *Bufo bufo*, *Bufo calamita*, *Hyla meridionalis*, *Pelophylax* cf. *perezi*, *Squalius* aff. *cephalus*, *Squalius* aff. *pyrenaicus*, *Luciobarbus* aff. *sclateri* y *Luciobarbus* aff. *bocagei*.

Aunque todas estas evidencias arqueopaleontológicas son de capital interés para la historia de la Humanidad, no se pueden omitir otras fuentes de información que están contenidas en los sedimentos, en los huesos y en los dientes que, con su debido tratamiento analítico e interpretativo, aportan elementos de primer orden a las reconstrucciones del pasado.

Orce acumula ya cinco décadas de investigación. Antes, Tomás Serrano, el propietario de estas feraces tierras de Venta Micena, encontraba piedras que se le asemejaban a huesos. En el “Jardín de las Hespérides”, que Estrabón situaba en el sur de la Península Ibérica, crecía el árbol en el que maduraban las manzanas doradas que proporcionaban la inmortalidad. En cierto sentido, después de un millón y medio de años, podemos decir que el patrimonio, de este sector de la cuenca y del Geoparque de Granada en Orce, es inmortal. Pero para que así sea, la investigación debe continuar contribuyendo al conocimiento universal y a la generación de valor para la sociedad que lo sustenta.

Yacimiento de Fuente Nueva-3

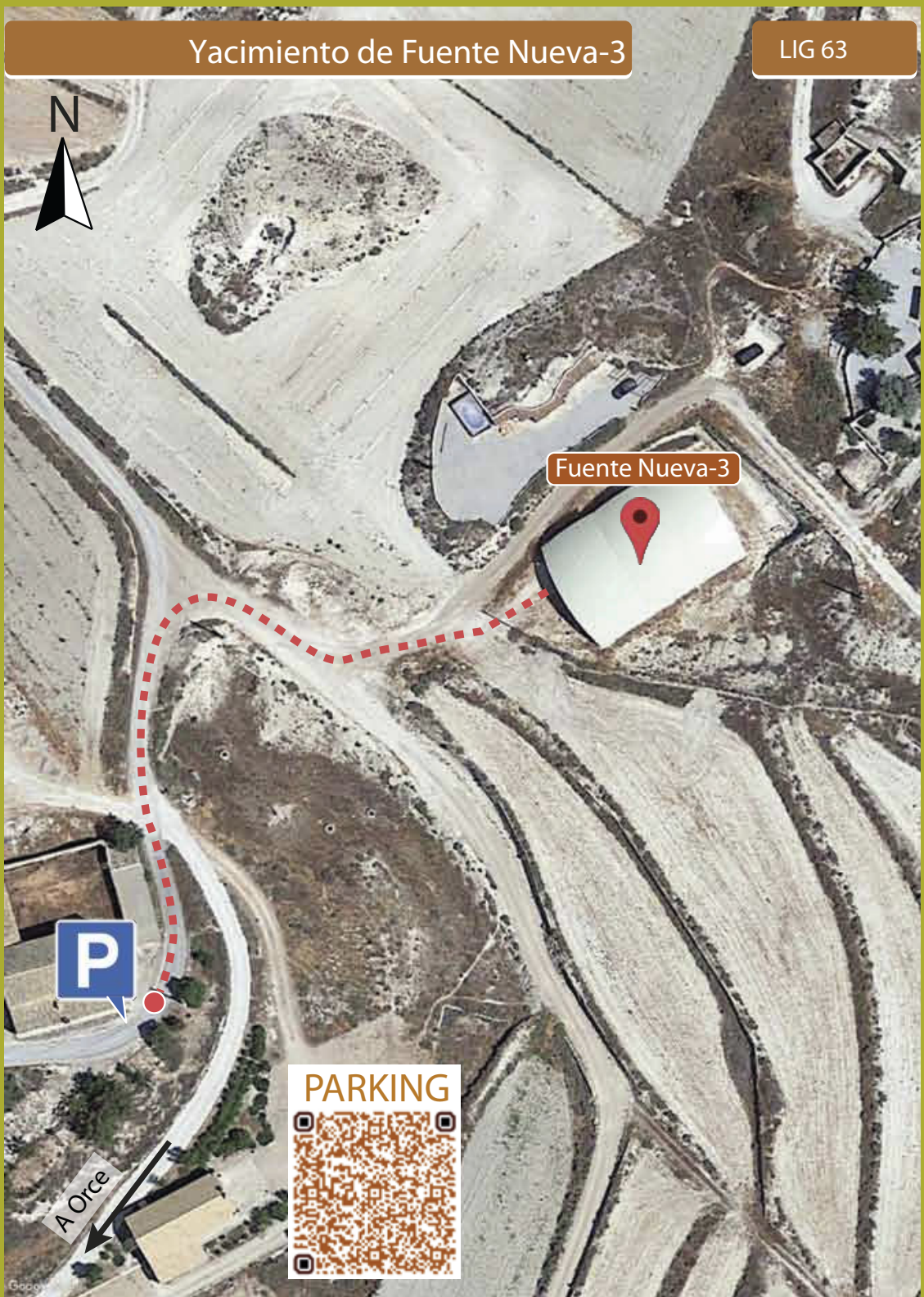
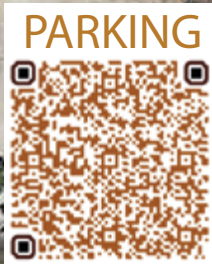
LIG 63



Fuente Nueva-3



A Orce





El Guadiana Menor en las proximidades de la zona de captura de la cuenca.

7

LA CAPTURA DE LA CUENCA Y EL PAISAJE ACTUAL

ALBERTO TAUSTE

Durante la etapa continental endorreica de la cuenca de Guadix-Baza (capítulo 4), en el territorio del Geoparque de Granada, el río principal, el paleo Fardes, y sus afluentes, no tenían salida al mar. En estas condiciones los ríos, en lugar de generar profundos valles o barrancos, fueron rellenando zonas deprimidas y suavizando los relieves existentes. Se desarrolló así una superficie con una pendiente muy suave desde el pie de las montañas hacia el centro de la cuenca, que se conoce como “**glacis**”, y se generó un paisaje similar a la actual sabana africana. Aquel paisaje, caracterizado por una gran llanura surcada por un río principal y sus afluentes, y con un gran lago en la parte oriental del territorio, se mantuvo durante millones de años (Plioceno y buena parte del Cuaternario) (Fig. 1).

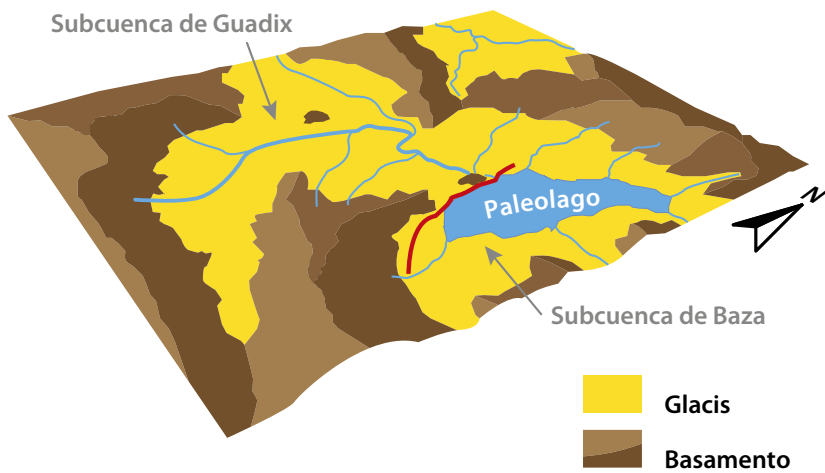
Todo cambió hace aproximadamente medio millón de años, cuando se produjo el evento geológico más importante que ha acontecido en este territorio en los últimos millones de años: la captura de la cuenca de Guadix-Baza por el río Guadiana Menor. En ese momento, los ríos del territorio encontraron salida hacia el océano Atlántico a través del Guadiana Menor. Las consecuencias fueron drásticas, ya que el lago de Baza se vació al poco tiempo, la sedimentación en la cuenca fue desapareciendo, y comenzó una rápida erosión de los sedimentos que se habían estado acumulando durante más de 5 millones de años en este territorio. Esta última etapa de la historia geológica del Geoparque, en la que todavía nos encontramos, se describe con detalle a continuación.

Figura 1 (página siguiente). **A.** Reconstrucción de la antigua cuenca endorreica en la que se ha representado el río paleo Fardes y el paleolago de Baza. Desde la parte final del Mioceno Superior hasta hace aproximadamente medio millón de años, las aguas del río paleo Fardes y sus afluentes no tuvieron salida al mar y desembocaban en el paleolago de Baza.

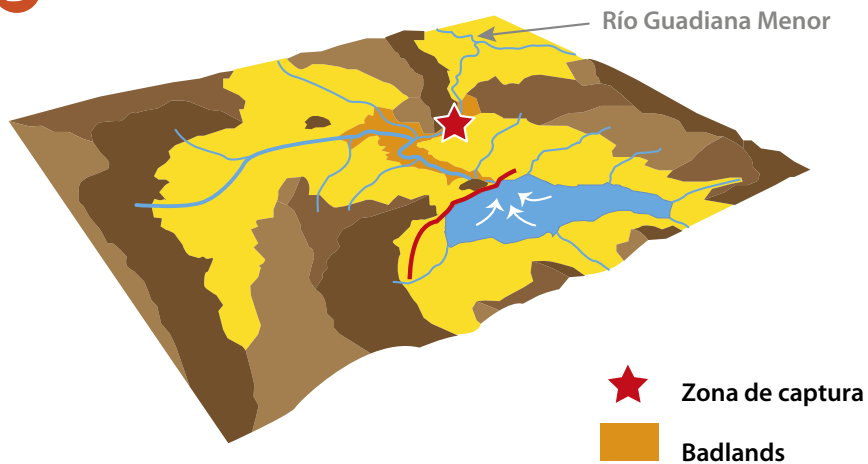
B. Reconstrucción del momento en el que la cuenca fue capturada, hace aproximadamente medio millón de años. Un pequeño afluente del Guadalquivir alcanzó por erosión “remontante” la divisoria de aguas entre las cuencas del Guadalquivir y Guadix-Baza.

C. A partir de ese instante, aquel pequeño afluente se convirtió en el actual Guadiana Menor. La cuenca del Guadalquivir incorporó al territorio del Geoparque, y el drenaje de las aguas (y los sedimentos) se dirigió hacia el océano Atlántico. Por ello, prácticamente todo el territorio del Geoparque de Granada sigue perteneciendo a una sola cuenca hidrográfica, la Cuenca del Guadiana Menor, con una sola salida para las aguas de escorrentía a través de dicho río. Sorprende comprobar como el río Almanzora, con un recorrido mucho más directo hacia el mar Mediterráneo, perdió la batalla en la captura de la cuenca, y aún no ha conseguido atravesar la divisoria de aguas.

A ETAPA ENDORREICA



B CAPTURA DE LA CUENCA



C ETAPA EXORREICA

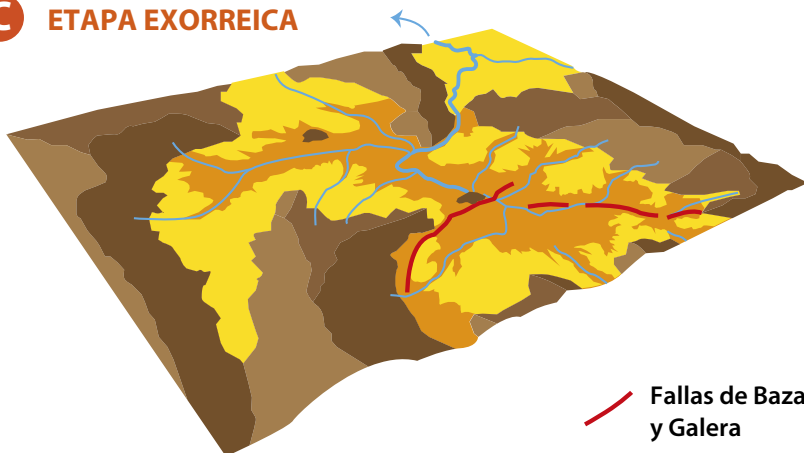




Figura 2. Panorámica de *Google Earth* hacia el sur con los tres principales paisajes del Geoparque de Granada: (1) **montañas** (*basamento*), (2) **glacis**, y (3) **valles fluviales**, que incluyen el relieve de *badlands*.

En la imagen se reconoce gran parte de aquella gran llanura (*glacis*) que todavía se conserva. La superficie de glacis la cruzamos por ejemplo cuando viajamos por la A92-Norte entre Guadix y Baza. Si la observamos en panorámica podemos apreciar que en realidad tiene una pequeña pendiente, con altitudes que van desde aproximadamente los 900 metros en las partes centrales de la cuenca, hasta superar los 1000 metros en las proximidades de los relieves montañosos.

A partir de la captura de la cuenca de Guadix-Baza, en el territorio del Geoparque pasa a dominar la erosión sobre la sedimentación. La cuenca sedimentaria deja de ser activa, transformándose en la actual cuenca hidrográfica del Guadiana Menor (Figs. 1B y 2C). Desde entonces, aquella llanura que dominó el paisaje durante varios millones de años (*glacis*), se está erosionando (Fig. 2). Los vestigios de aquél antiguo paisaje se pueden reconocer todavía en los bordes de la cuenca, entre los relieves montañosos y la parte central del Geoparque. Bajo esta superficie se han desarrollado los valles fluviales del Geoparque de Granada. El principal río, el Guadiana Menor, y sus afluentes (ríos de Baza, Guardal, Fardes, Castril, Guadalentín, etc.), se han encajado erosionando los sedimentos que rellenaron la cuenca, formando el paisaje más característico y espectacular del Geoparque, sus *badlands*.

A partir de la captura, la sedimentación queda restringida a depósitos aluviales próximos a los relieves del borde de la cuenca y a depósitos de fondos de valle, que han ido generando varios niveles de **terrazas fluviales**. Además, la presencia de manantiales de aguas termales ha generado varias plataformas de travertinos sobre algunas de esas terrazas, como las de los **baños de Alicún de las Torres y Zújar**, que junto a los *badlands* y algunos valles tan singulares como los de los **ríos Gor y Guardal**, representan los principales *lugares de interés geológico* (LIG) que se describen a continuación.

Cuándo se produjo la captura de la cuenca y el inicio de la erosión que generará el paisaje característico del Geoparque

A día de hoy no se conoce con precisión el momento en el que se produjo la captura, pero son muchos los datos que apuntan a una edad próxima al medio millón de años.

La superficie de glacis se desarrolla sobre rocas sedimentarias de edades muy diferentes. En algunos puntos de la cuenca se sitúa sobre los sedimentos más recientes que rellenaron la cuenca, pero en otros, como en Baza y Zújar, el glacis enrasa a sedimentos con más de dos millones de años. Por tanto, para conocer la edad de este momento crucial en la historia del Geoparque es necesario tener en cuenta la edad de los sedimentos endorreicos más modernos y los sedimentos exorreicos más antiguos. De esta forma podremos obtener una edad máxima y mínima de la captura, y cuanto más ajustado sea ese intervalo mayor será la precisión.

LOS SEDIMENTOS ENDORREICOS MÁS MODERNOS

En el relleno sedimentario endorreico de la cuenca de Guadix-Baza existen localizados más de **150 yacimientos paleontológicos** de vertebrados fósiles. La mayoría de ellos se conocen desde hace más de 30 años y sus edades han sido revisadas en multitud de artículos científicos. Casi todos los investigadores que los han trabajado coinciden en que los más modernos son los de la Solana del Zamborino, Cúllar-Baza y el conjunto Loma Quemada, Puerto Lobo y

Huéscar 1. Sus edades están comprendidas entre los 750.000 y 500.000 años. Una excepción es el yacimiento de la Solana del Zamborino, al que algunos autores asignan una edad de entre 300.000 y 480.000 años, mientras que otros le asignan una edad más antigua.

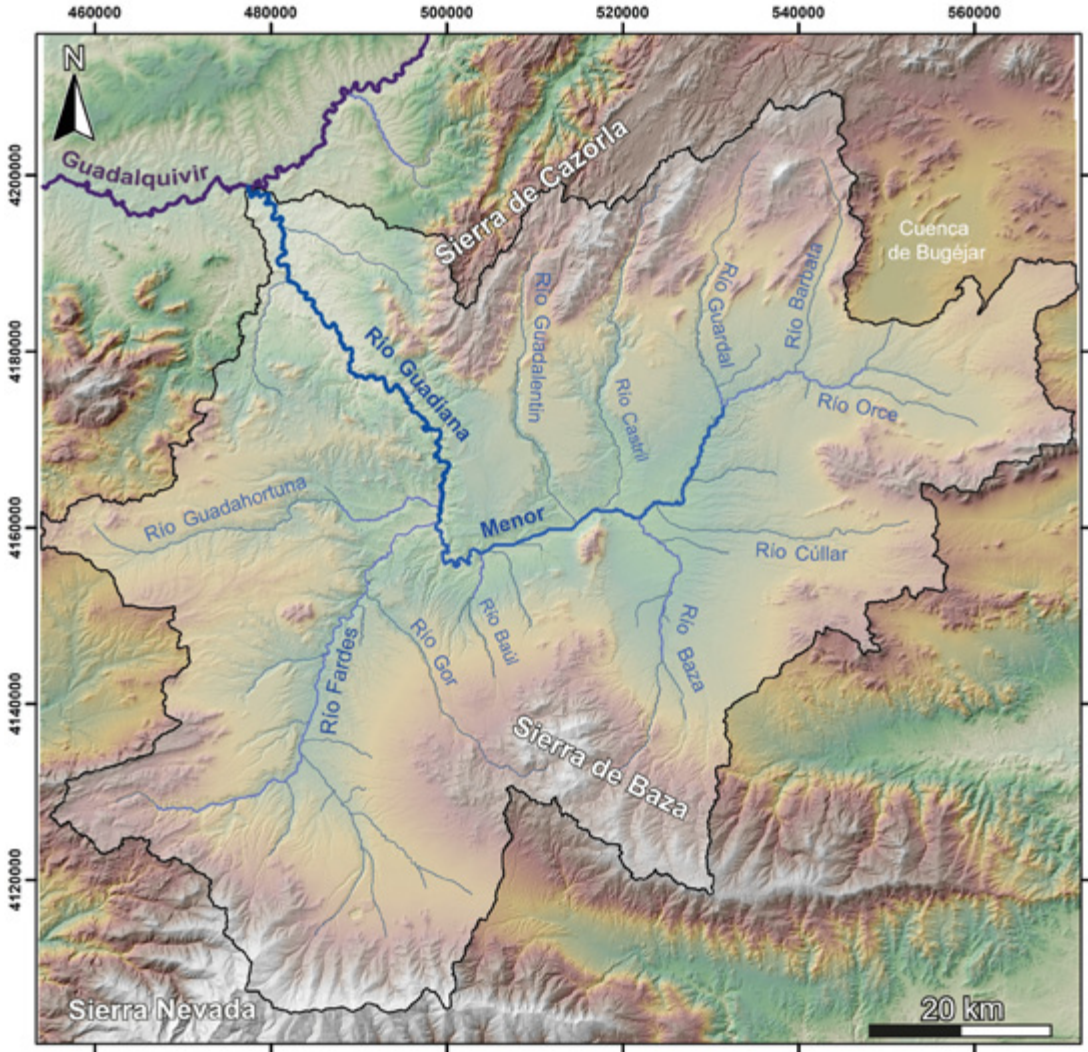


Figura 3. Cuenca hidrográfica del Guadiana Menor.

LOS MATERIALES EXORREICOS MÁS ANTIGUOS

Los materiales exorreicos más antiguos datados hasta el momento son los travertinos de los Baños de Zújar, con 240.000 años. Éstos se apoyan sobre terrazas fluviales y plataformas travertínicas aún más antiguas, que están encajadas más de 250 metros bajo el glacis, dentro del actual valle del Guadiana Menor (ver figura 8B del apartado dedicado a los baños de Alicún de las Torres y Zújar). Esto significa que cuando se formaron, la cuenca llevaba ya mucho tiempo siendo exorreica y sometida a erosión.

Teniendo en cuenta los datos anteriores, **la captura debió producirse hace aproximadamente medio millón de años**. No obstante, aunque hay un momento en el que la cuenca es capturada, sus efectos sobre la sedimentación y sobre el dismantelamiento de la superficie de glacis en sectores distantes a la zona de captura, o en zonas afectadas por fallas activas que generaron pequeñas depresiones con sedimentación, debieron ser diacrónicos. Este podría ser el caso de la Solana del Zamborino, que al encontrarse en el bloque hundido de una falla activa pudo albergar sedimentación una vez producida la captura.

Desde el momento en que se produjo la captura de la cuenca, los sedimentos acumulados en ella durante millones de años son erosionados y transportados por los ríos locales hasta el Guadiana Menor, y después hasta el río Guadalquivir, que los lleva finalmente hasta el océano Atlántico (Fig. 3 y 4).



Figura 4. Recorrido de las aguas y sedimentos desde el Geoparque de Granada hasta el océano Atlántico.



LOS BADLANDS DEL GEOPARQUE DE GRANADA

LIG 01, 02, 03, 04, 05, 44, 52, 58

El **paisaje de *badlands*** es sin duda una de las señas de identidad del territorio del Geoparque de Granada. Situado en la parte central del Geoparque y apartado de las principales vías de comunicación, es un paisaje agreste, constituido por miles de barrancos de diverso tamaño, que se han formado por la erosión del agua durante el último medio millón de años. El visitante puede percibir que en esta región la Geología está viva e imaginar cómo ha evolucionado el relieve en el pasado más reciente y cómo lo hará en los próximos milenios (Fig. 1).

En el planeta existen lugares famosos por este tipo de paisaje. Situados en su mayoría en el Oeste Americano,

atraen a cientos de miles de visitantes cada año. Fue precisamente en esa parte del mundo donde los primeros colonos de aquellas tierras acuñaron el término *badlands* para referirse a un territorio árido, salvaje y adverso para habitarlo, cultivarlo, o simplemente atravesarlo. Sin embargo, lejos de las connotaciones negativas originarias del término, este paisaje despierta cada vez mayor interés, tanto turístico por su belleza, como científico por su biodiversidad y geodiversidad. Aunque el término *badlands* es aceptado por la comunidad científica internacional, en España se utiliza también el término “paisaje de cárcavas”.

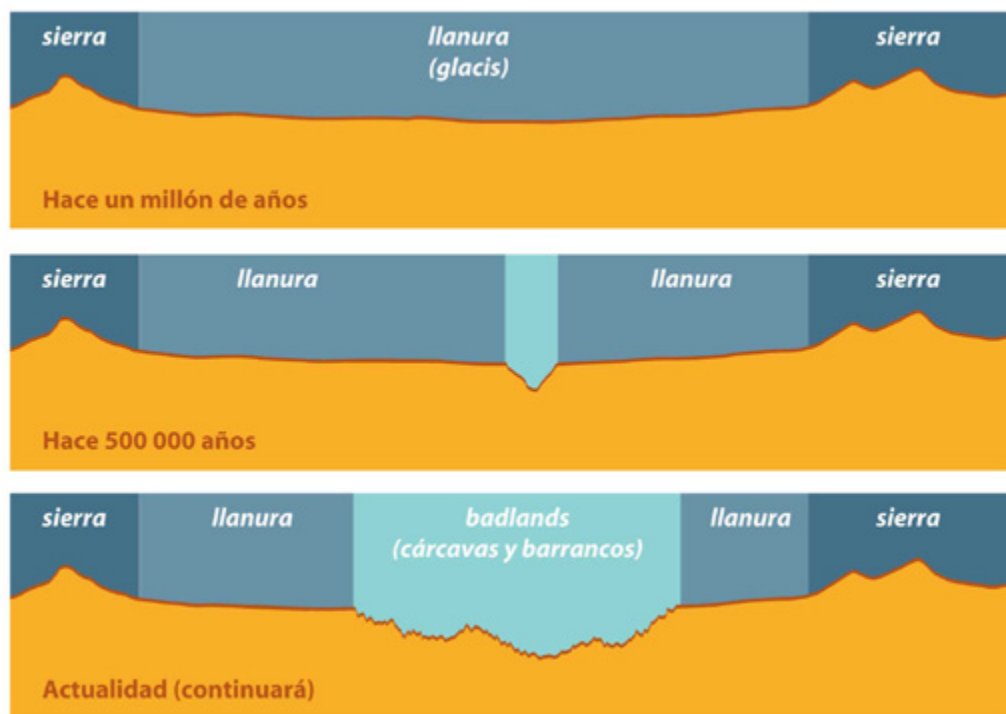


Figura 1. **A.** Esquema evolutivo del paisaje de *badlands* en el Geoparque de Granada. Este paisaje de badlands comenzó a formarse hace apenas medio millón de años. Con anterioridad, existía una gran llanura o *glacis*, rodeada por montañas, que ocupaba prácticamente todo el territorio del Geoparque de Granada. Hace medio millón de años, un pequeño río, afluente del Guadalquivir (el paleo Guadiana Menor), se adentró en este territorio, convirtiéndose en el actual Guadiana Menor. Desde entonces comenzó a erosionarse “la gran llanura” (*glacis*).

B. Ejemplo de modelado de badlands en las inmediaciones de Bácor-Olivar.

¿Dónde y cómo se forman los badlands?

Son muchos los factores que influyen en la formación de este paisaje, pero los dos principales son el tipo de terreno (sedimentos y rocas) y el clima.

TERRENO: los *badlands* se forman por la erosión del agua de la lluvia en terrenos fundamentalmente impermeables y blandos y, por tanto, fácilmente erosionables. Los terrenos formados por sedimentos de la “familia” de las arcillas son los más favorables. Estos sustratos impermeables hacen que el agua de lluvia circule por la superficie en lugar de infiltrarse, favoreciendo la erosión.

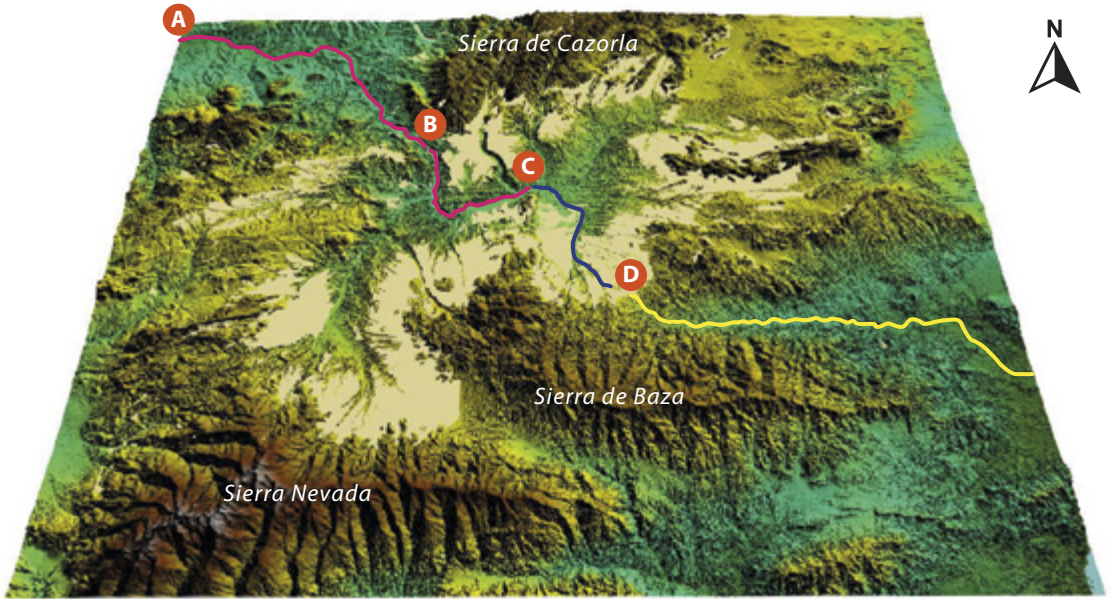
CLIMA: aunque no siempre es así, los *badlands* se forman principalmente en climas semiáridos, donde la escasa lluvia suele estar concentrada en unos pocos días al año, con episodios que pueden ser de gran intensidad.

Algunos estudios indican que precipitaciones en torno a los 300 litros por metro cuadrado al año son las más propicias para un buen desarrollo de este

paisaje. Esta cantidad de lluvia dificulta el crecimiento de la vegetación, que actúa como protección del suelo frente a la erosión. Precipitaciones mayores favorecen el desarrollo de la vegetación, frenando la erosión y, cantidades menores de precipitación tienen menos capacidad erosiva. Precisamente, la media de precipitaciones en el territorio del Geoparque de Granada se acerca a esa cifra clave de 300 litros por metro cuadrado anuales.

En el Geoparque de Granada influye un tercer factor en el gran desarrollo de *badlands*: la **diferencia de altitud media** entre el territorio de *badlands* y el valle del río Guadalquivir, que es hacia donde fluyen todos los ríos del Geoparque a través del Guadiana Menor (Figs. 2 y 3).

El conjunto de canales (regueros, cárcavas y barrancos) por los que discurre el agua, constituyen la “**red de drenaje**”. En los paisajes de *badlands* esta red de drenaje tiene una gran densidad, con una morfología parecida a la de un árbol, con un tronco, unas ramas principales y multitud de ramas secundarias (Fig. 4). En el Geoparque de Granada el cauce principal es el río Guadiana Menor y algunas ramas principales son los ríos Fardes, Gor, Baza, Cúllar, Orce, Barbata, Guardal y Castril.



Glacis
 río Guadiana Menor
 río Baza
 río Almanzora

- A confluencia entre ríos Guadiana Menor y Guadalquivir
- B paleo-divisoria de aguas entre las cuencas del Guadalquivir y Guadix-Baza
- C confluencia entre ríos Guadiana Menor y Baza
- D divisoria de aguas entre los ríos Baza y Almanzora

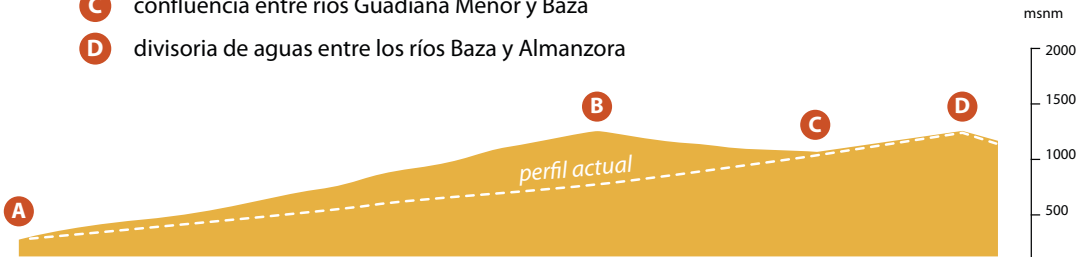


Figura 2. Superior: En este modelo digital del terreno se han representado las trazas actuales de los ríos Guadiana Menor, Baza y Almanzora. El círculo B representa la posición aproximada de la paleo-divisoria de aguas entre las cuencas del Guadalquivir y del Guadiana Menor hace medio millón de años.

Inferior: Reconstrucción aproximada del perfil topográfico correspondiente con la paleo-divisoria de aguas (escala vertical x5). Obsérvese como la gran llanura que dominaba el territorio se encontraba unos 500 metros por encima de la confluencia entre el Guadalquivir y el joven Guadiana Menor. Cuando el río Guadiana Menor alcanzó la gran llanura, “en un viaje erosivo desde el Guadalquivir hacia el sur”, unió dos territorios con un gran desnivel topográfico, por lo que la nueva red de drenaje que acababa de nacer en la región tenía una gran pendiente y una gran capacidad erosiva, generando profundos valles que evolucionaron hasta nuestro paisaje actual. Y lo siguen haciendo en la actualidad.

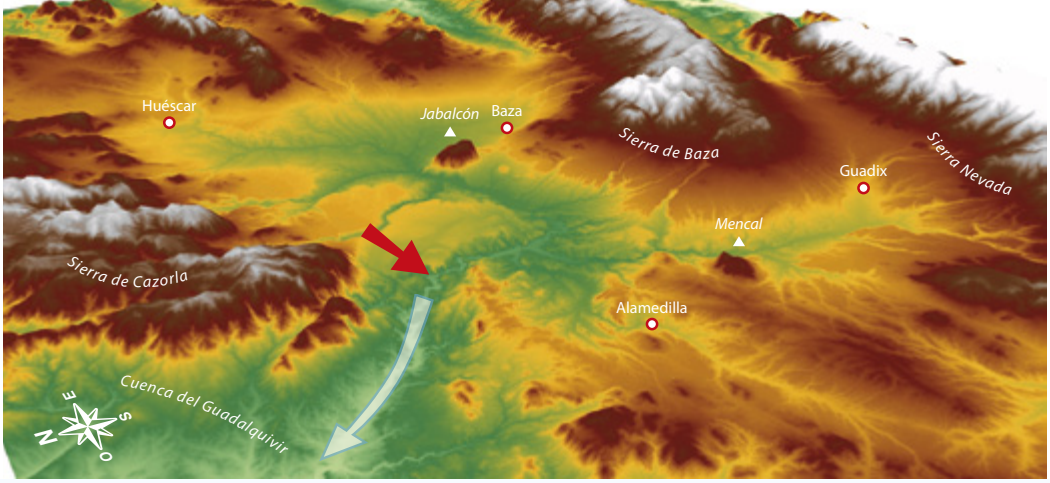


Figura 3. La flecha roja indica el punto aproximado donde se produjo la captura de la cuenca de Guadix-Baza y su incorporación a la cuenca del Guadalquivir. El antiguo río Guadiana Menor partía con una diferencia de cota superior a 500 m respecto a la divisoria de aguas entre las cuencas del Guadalquivir y Guadix-Baza, lo que proporcionaba una gran energía a la erosión remontante. Es por ello también que cuando la cuenca fue capturada por la red de drenaje del Guadalquivir, el glacis comenzó a dismantelarse de una manera muy rápida ya que se encontraba topográficamente muy alto respecto a su nuevo nivel de base.

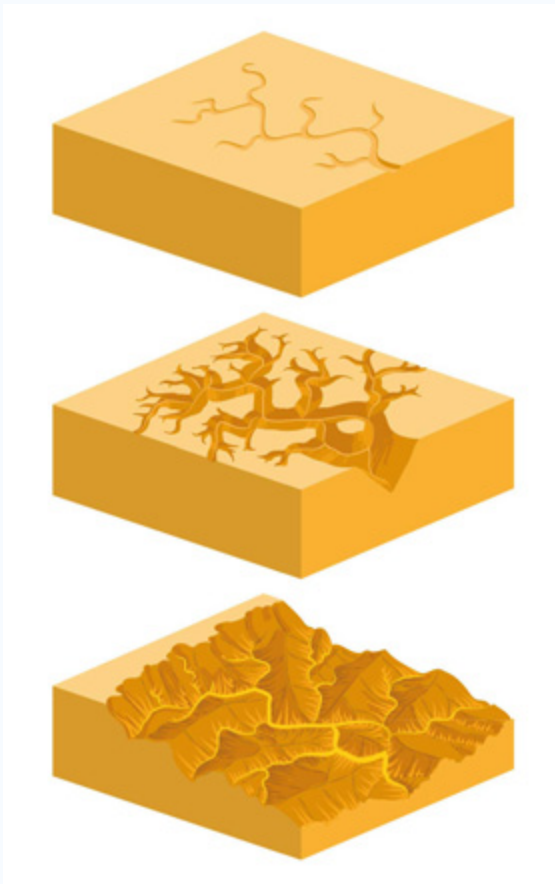


Figura 4 . Evolución del paisaje en *badlands*.

En materiales impermeables, muy abundantes en los sedimentos endorreicos del Geoparque de Granada, el agua de la lluvia circula por la superficie y se concentra en pequeños regueros. Aguas abajo los regueros aumentarán su caudal y su capacidad erosiva. Con el tiempo, estos pequeños regueros se convierten en cárcavas, cada vez de mayor tamaño, hasta transformarse en los espectaculares barrancos que dominan el paisaje de badlands del Geoparque.

Variedad en el paisaje de badlands del Geoparque de Granada

Los *badlands* que están repartidos por gran parte del territorio del Geoparque de Granada comparten rasgos generales, como la escasa vegetación, una topografía agreste, los abundantes barrancos (red de drenaje densa), empinadas laderas y un sustrato blando. Pero una mirada más detallada nos permite apreciar, a pesar de

sus similitudes, algunas características que los hacen diferentes y únicos. Las diferencias entre ellos están controladas por el tipo y mezcla de sedimentos predominantes en cada zona, lo que a su vez produce colores y formas del relieve diferentes. El tamaño de grano de los sedimentos, desde arenas a arcillas, o la presencia de capas más duras y difíciles de erosionar (calizas y conglomerados) intercaladas entre las más blandas de margas, arenas o lutitas, generan variantes en el paisaje de *badlands* dentro del Geoparque de Granada (Figs. 5 a 10):



Figura 5. **A.** En el sector occidental del Geoparque dominan los colores rojizos.
B. En el sector oriental del Geoparque dominan los colores blanquecinos.

SEDIMENTOS LACUSTRES Y MARINOS

Con predominio de margas en el sustrato y de colores blanquecinos. Se inclu-

yen en este grupo los *badlands* de Dehesas de Guadix en el sector occidental (LIG 03) y los *badlands* de Castelléjar y Galera en el sector Oriental (LIG 58).



Figura 6. Superior: Badlands de Dehesas de Guadix.
Inferior: Badlands entre Galera y Castelléjar.

SEDIMENTOS DETRÍTICOS FINOS

Arcillas y limos. Los *badlands* sobre este tipo de sedimentos están bien desarrollados dentro del Geoparque en diferentes lugares. Entre ellos se pueden destacar los del sector de Gorafe y de

Bácor-Olivar, donde predominan las tonalidades pardo-grisáceas, y los sectores del Negratín y Guadiana Menor, donde las tonalidades predominantes son pardo-rojizas. En este tipo de sedimentos suelen desarrollarse abundantes barrancos separados por interfluvios afilados.



Figura 7. Superior: Badlands de Gorafe y Bátor-Olivar.
Medio: Badlands del Negratín.
Inferior: Badlands del Guadiana Menor.

BADLANDS Y RELIEVES ESTRUCTURALES

La presencia de niveles más resistentes, que se alternan entre los más blandos, favorece el desarrollo de un paisaje que nos recuerda al Cañón del Colorado en Arizona (Estados Unidos). Se le

denomina “relieve tabular o en grade-río”, donde la disposición horizontal de las capas puede continuarse durante kilómetros. En el sector occidental del Geoparque de Granada estos niveles más resistentes a la erosión son capas de conglomerados, y en el sector oriental predominan las capas de calizas.



Figura 8. Plataformas, cornisas y taludes típicos de los relieves estructurales. Superior: relieves estructurales en sedimentos fluviales del *Desierto de los Coloraos* (Gorafe). Inferior: relieves estructurales en sedimentos lacustres del sector oriental (Orce).

MODELADO POR EROSIÓN EN TÚNEL O PIPING

La presencia en superficie de arenas, grietas de desecación, pequeñas fracturas y agujeros, facilitan la infiltración de parte del agua de lluvia y la formación de conductos subterráneos que acaban por hundirse y transformarse en cárcavas, con un espectacular desarrollo vertical.

El proceso comienza con la infiltración de parte del agua de la lluvia en alguna de las siguientes circunstancias: presencia de niveles arenosos permea-

bles, existencia de grietas de desecación en terrenos arcillosos o margosos, pequeñas fracturas, grietas en las laderas (debidas a la inestabilidad que genera la gravedad), agujeros de animales o raíces de plantas.

Las partículas más finas son arrastradas por el agua, formándose unos conductos subterráneos que aumentan progresivamente su tamaño (*túneles de erosión o pipes*). El aumento de estos túneles erosivos termina por producir hundimientos en el terreno que dan paso a la creación de cárcavas superficiales, que evolucionan por la erosión del agua en superficie como el resto de *badlands* (Figs. 9 y 10).

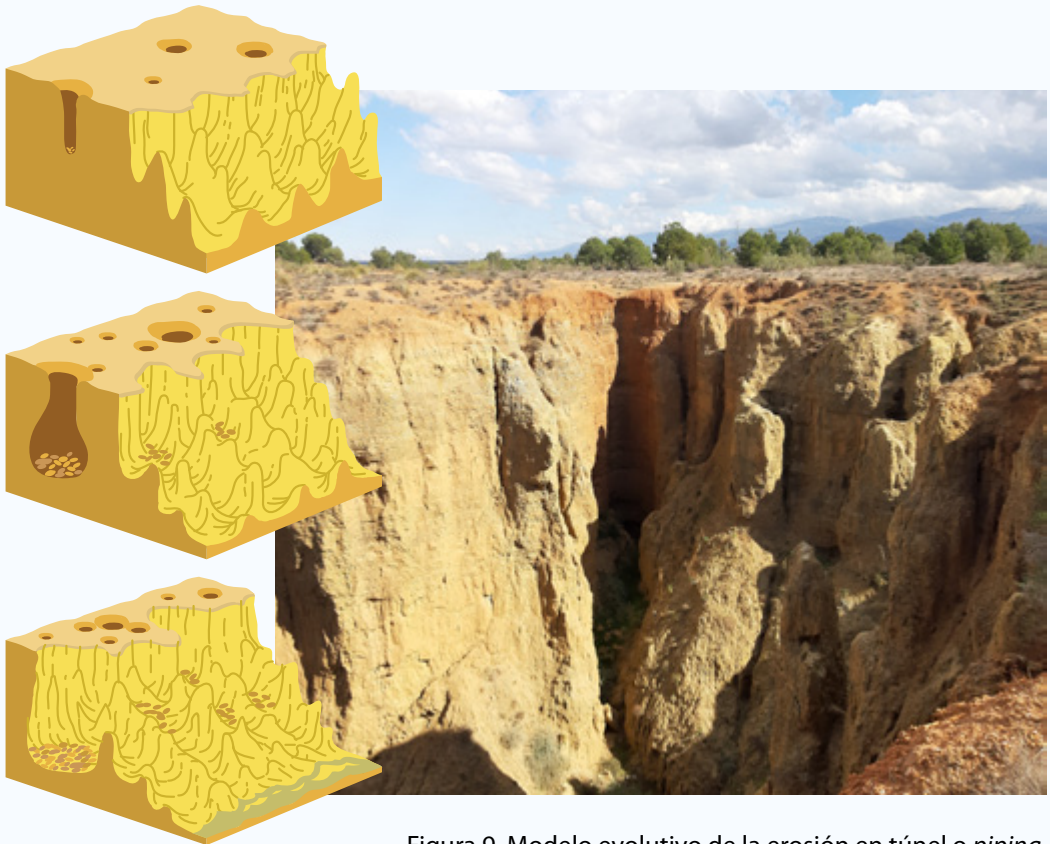


Figura 9. Modelo evolutivo de la erosión en túnel o *piping*.



Figura 10. En estos sectores podemos observar que las cárcavas no presentan el típico aspecto con crestas afiladas, sino zonas más o menos redondeadas separando a los barrancos, cabeceras de barrancos con forma semicircular y abundantes cerros con forma de montículos residuales.

¿SABÍAS QUE...?

Algunos estudios científicos han demostrado que la capacidad de **erosión por piping** es mucho mayor de lo que se pensaba. Este proceso se ve favorecido por: (1) la ocurrencia ocasional y/o cíclica de lluvias torrenciales; (2) periodos secos que favorecen la aparición de grietas en el sustrato, y (3) por la alternancia de capas horizontales con litologías de diferente permeabilidad y cohesión.

Estas características son frecuentes en muchos sectores del Geoparque de Granada, lo que favorece el desarrollo de paisajes de *piping*.

Otro de los lugares excepcionales para observar el paisaje de badlands generado por el proceso de *piping* es el Mirador del Cerro Kabila y sus alrededores, en Benalúa (ver mapa de situación).



Badlands del Marchal

LIG 1

A Purullena
y A-92



Mirador de
Purullena

P₂



P₁

Mirador
del
Marchal

ACCESO



10 min



Acceso

AVISO IMPORTANTE

El punto que se indica en el código QR marca la entrada al camino de acceso a los miradores (punto rojo). A partir de ese punto hay que seguir la pista de tierra en coche (línea roja discontinua) durante 1.1 km hasta el primer mirador.

Badlands de Dehesas de Guadix

LIG 3

Paisaje de Badlands



Dehesas
de
Guadix



Mirador de
San Bernardino



A Villanueva
de las Torres

A Alicún
de Ortega

A Pedro
Martínez

PARKING



Badlands de Gorafe y Bácor-Oliver

LIG 04



Mirador de Don Diego



AN-342

PARKING



1 min



Badlands del Negratín

LIG 05



Mirador



AA-315



AA-315



PARKING



2 min



Badlands de Benalúa

LIG 44



Mirador del Cerro Kabila



AVISO IMPORTANTE

El punto que se indica en el código QR marca la entrada a la calle de acceso al mirador (punto rojo). A partir de ese punto hay que tomar la calle de la derecha y seguir en coche durante 400 metros (línea roja discontinua) hasta el parking, desde donde se sube a pie al mirador.

Benalúa

Acceso

ACCESO



2 min



Badlands de Castelléjar y Galera

LIG 58



Mirador



Cueva de los Amos



A Galera

A sismitas

PARKING



1 min



EL ARROYO DE GOR:

UNA HISTORIA RECIENTE DE EROSIÓN E INESTABILIDADES DE LADERA

LIG 25

Entre las localidades de Gor y Gorafe, donde la carretera inicia su descenso desde la superficie del glacis al fondo del barranco del río Gor, aparece la mayor concentración de monumentos megalíticos de la zona. En este punto el Arroyo de Gor incrementa bruscamente su anchura desde los 400 m hasta los 750 m (Fig. 1).

También aquí se produce un aumento brusco del espesor del relleno sedimentario Plio-Cuaternario, que pasa de unos pocos metros a casi doscientos de metros.

En este lugar encontramos respuesta a las siguientes preguntas: *¿Qué condiciona este cambio en la anchura e incisión del Arroyo de Gor?* y *¿Qué*

procesos superficiales inducen este incremento de sección en el Arroyo de Gor?

Como se puede apreciar en el corte geológico de la figura 2 (realizado por el fondo del barranco), el relleno sedimentario de la cuenca de Guadix-Baza está constituido por sedimentos aluviales de granulometría grosera en las partes altas (conglomerados, gravas y arenas) que transicionan a materiales más finos (arenas, limos y arcillas). Este cambio brusco en el ensanchamiento del Arroyo de Gor puede deberse a un cambio en el relieve del basamento o a la existencia de una falla. Ambas hipótesis explicarían el descenso brusco de las rocas antiguas del sustrato (Fig. 2).

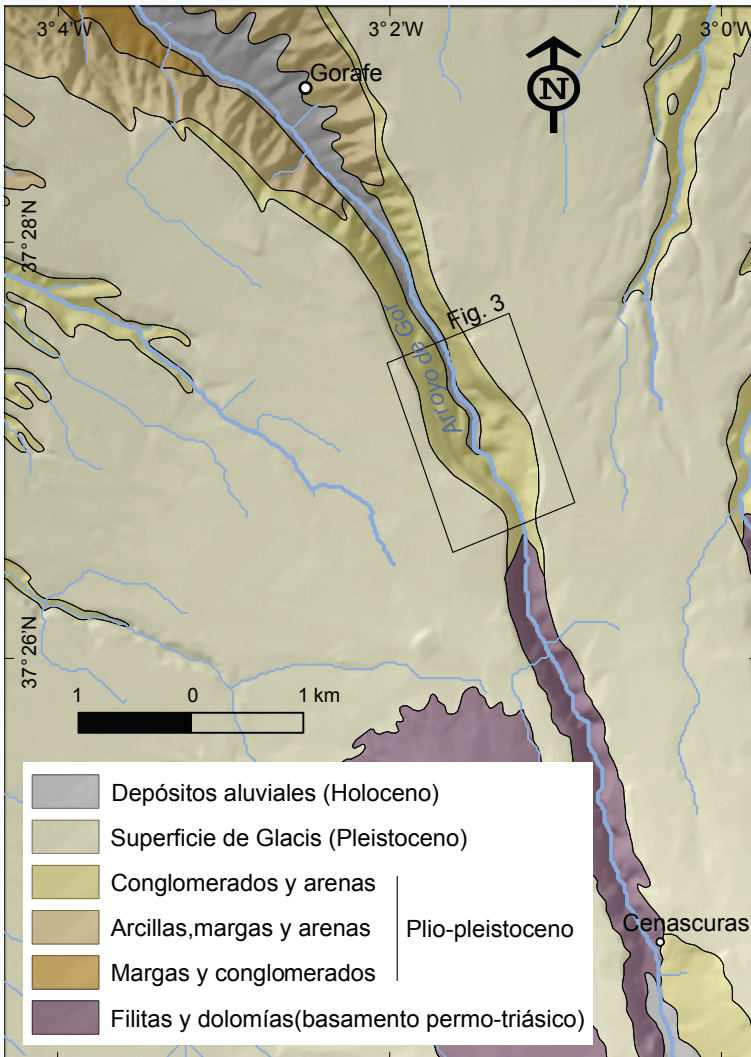


Figura 1. Mapa geológico del Arroyo de Gor y su entorno en el que se aprecia el incremento en el encajamiento en la zona marcada con un recuadro (Fig. 3), así como un ensanchamiento de la sección del valle.

Inestabilidades de ladera como mecanismos de incisión y erosión del cauce del arroyo de Gor

En las vertientes del arroyo de Gor se observan numerosos lóbulos con una geometría lenticular en planta. Además, en algunos de los casos se puede

constatar la existencia de una ligera rotación de las capas. Ambas características evidencian la existencia de bloques que han deslizado ladera abajo (Fig. 3). Las superficies de estos movimientos de ladera son curvas. Esta geometría la induce la componente rotacional a las capas (Figs. 4 y 5).

Los deslizamientos más bajos topográficamente son los más antiguos, si bien, la erosión actual del río Gor sigue

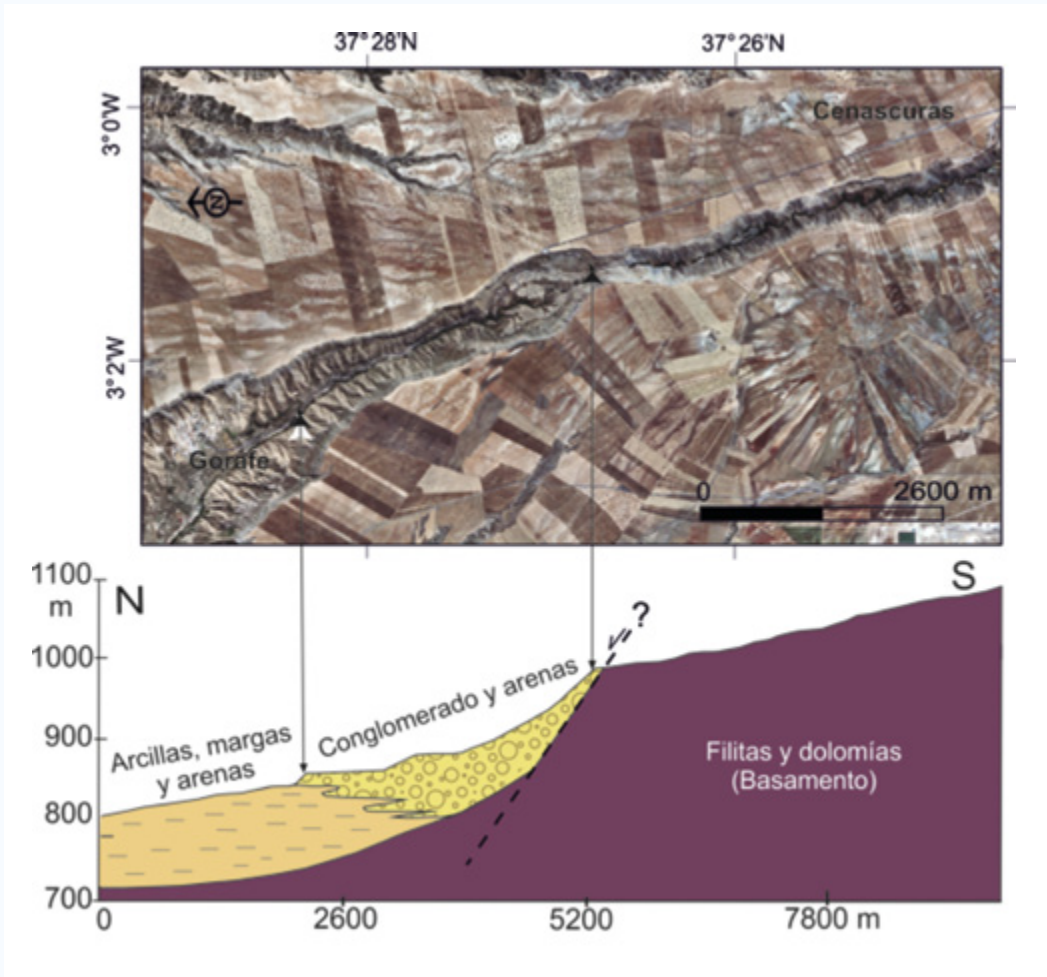


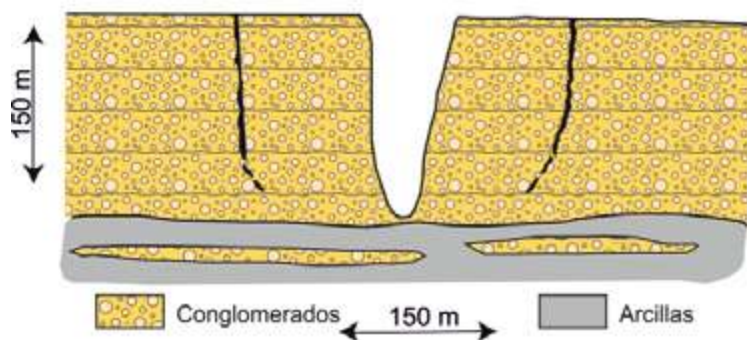
Figura 2. Corte geológico realizado según la línea del río Gor.

manteniéndolos activos. El movimiento de los deslizamientos más bajos produce el descalce de los deslizamientos topográficamente más altos que consecuentemente también se reactivan. Este movimiento secuencial produce tensiones en la parte alta generando grietas en el terreno con una geometría semicircular.

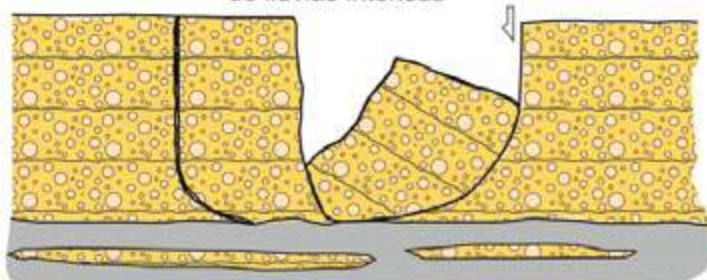
El mecanismo mediante el cual se ensancha el valle se esquematiza en las figuras 3 y 4. La rotación de alguno de los

dólmens instalados sobre la masa deslizada demuestra que este movimiento de reptación de ladera se ha mantenido activo durante los últimos 6.000 años. El motor de este movimiento es la erosión del arroyo de Gor sobre los pies de los deslizamientos. Así mismo, la reducción, por saturación, de las propiedades resistentes de los niveles arcillosos que hay a la base de la secuencia sedimentaria durante las épocas de lluvia también acelera estos movimientos.

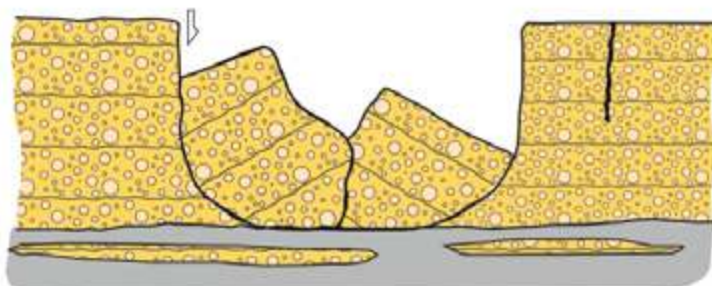
1. Incisión fluvial y desarrollo de grietas de tensión



2. Desarrollo de "piping" y deslizamientos en periodos de lluvias intensas



3. Continúa la incisión fluvial y la generación de deslizamientos



4. Morfología actual

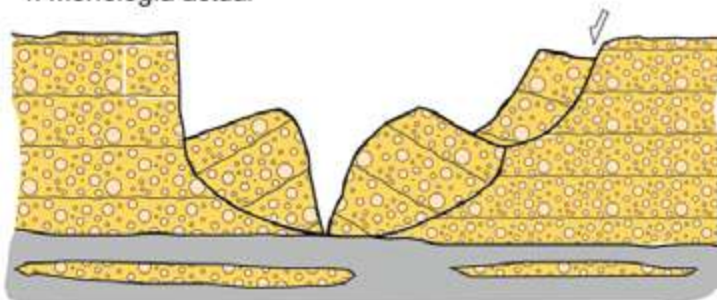


Figura 4. Esquema evolutivo de los deslizamientos rotacionales del arroyo de Gor.

El valle del río Gor

LIG 25

Panorámica



N



Panorámica



PARKING



2 min



A N-342





LOS BAÑOS DE ALICÚN DE LAS TORRES Y ZÚJAR

AGUAS TERMALES, TRAVERTINOS Y EL ACUEDUCTO DEL TORIL

LIG 20, 42

En el Geoparque de Granada hay numerosos manantiales asociados a acuíferos carbonatados, y unos pocos son de aguas termales. Tres de ellos son aprovechados como balnearios: los Baños de Alicún de las Torres (Fig. 1), los Baños de Zújar y el Balneario de Graena.

Por su geodiversidad se describen a continuación los baños de Alicún de las Torres y Zújar, si bien las cuestiones hidrogeológicas generales descritas para ellos son similares y permiten comprender también la naturaleza del manantial de Graena.

Breves apuntes históricos

Los balnearios de Alicún de las Torres y Zújar fueron declarados de utilidad pública en 1869, pero el uso de sus aguas se remonta como mínimo a época romana, aunque a tenor de los abundantes restos arqueológicos con más de 3000 años existentes en sus inmediaciones, seguramente fueron aprovechados con anterioridad.

En los **Baños de Zújar** se realizaron instalaciones para su aprovechamiento bastante sofisticadas ya desde época ro-



Figura 1. Aguas termales circulando por el acueducto del Toril en los Baños de Alicún de las Torres. Zona conocida como “La Cascada verde”.

mana, que se mantuvieron y actualizaron en época medieval y posterior. Una etapa de gran esplendor para los baños de Zújar llegó en el siglo XVIII, cuando se construye un edificio que además de balneario será hotel. Incluso llegaría a tener un casino, además de apartamentos rurales fuera del recinto para albergar a personas que no pudiesen permitirse el hotel. En la actualidad, al lado de aquellas instalaciones que quedaron cubiertas por las aguas del embalse del Negratín existe un restaurante, cuya terraza tiene unas magníficas vistas al embalse (Fig. 2). Las aguas termales,

antes fluyentes de manera natural, son ahora bombeadas hasta una estrecha y alargada piscina que queda por encima de la zona inundada por el embalse, en un entorno paisajístico y de diversidad geológica espectacular. A unos dos kilómetros hacia el oeste del balneario histórico se ha construido un nuevo y sofisticado balneario que aprovecha las aguas termales también mediante el bombeo a través de sondeos.

En el caso de los **Baños de Alicún de las Torres**, tras una larga etapa con instalaciones básicas desde época romana e incluso casi abandono después de

la época medieval, desde comienzo del siglo XIX contará con instalaciones capaces de albergar a más de 100 personas (Fig. 3). Actualmente el balneario de los Baños de Alicún de las Torres dispo-

ne de hotel y un complejo de piscinas, restaurante y barbacoas. Desde enero de 2008 tiene denominación de Bien de Interés Cultural debido a la zona arqueológica de su entorno.



Figura 2. Panorámica hacia el oeste del embalse del Negratín. Los antiguos baños de Zújar han emergido al descender de forma dramática el nivel de las aguas del embalse.



Figura 3. Panorámica del Hotel Balneario de Alicún de las Torres desde la plataforma superior de travertinos. En la parte central derecha se observa el primer tramo del acueducto del Toril.

Origen de las aguas termales en el Geoparque de Granada

Los estudios geoquímicos e hidrogeológicos realizados para las aguas de los manantiales de Alicún de las Torres y Zújar indican que sus aguas provienen en gran medida de la Sierra de Baza, siendo el agua de lluvia infiltrada en el Cerro de la Raja y en el Jabalcón insuficientes para alimentar los caudales próximos a 100 litros/s de ambas zonas (Fig. 4).

La temperatura del agua en los manantiales es de unos 35°C, pero los estudios realizados sobre la geoquímica del agua en Alicún de las Torres y la temperatura medida en sondeos a 120 metros de profundidad en la zona de los baños de Zújar, indican que la temperatura del agua en el reservorio del

que procede es superior a los 50°C. Estas aguas han circulado a varios cientos de metros de profundidad, allí donde el gradiente geotérmico les confiere carácter termal (Figs. 5). Durante su ascenso hasta la superficie se han enfriado parcialmente y se han mezclado con aguas más frías, pero este ascenso es lo suficientemente rápido como para mantener los 35°C de temperatura.

Este ascenso es posible gracias al estado de confinamiento en el que se encuentran las aguas profundas, que circulan sometidas a presión bajo niveles impermeables, hasta que encuentran zonas de falla muy fracturadas que les sirven de escape hacia la superficie (Figs. 5 y 6).



Figura 4. Panorámica del Cerro de la Raja. Las aguas termales salen a la superficie a favor de la falla que genera el pequeño frente montañoso del Cerro de la Raja.

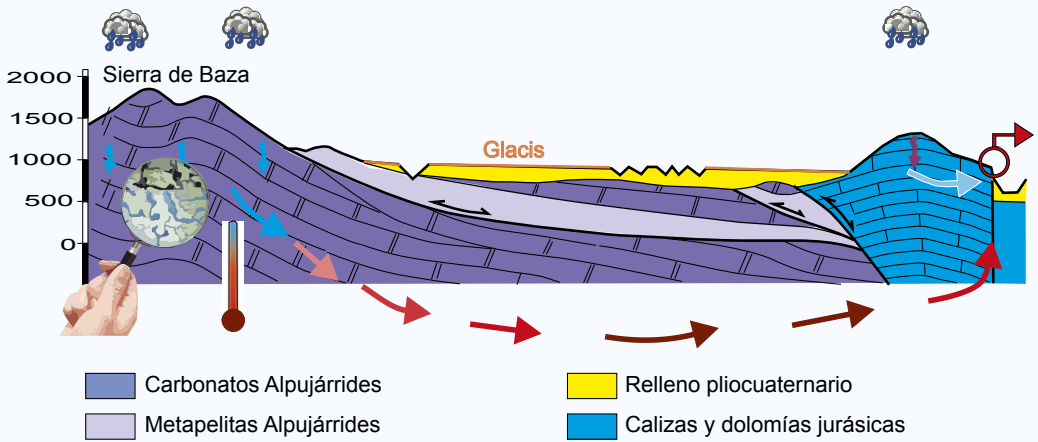


Figura 5. El gradiente geotérmico es el aumento de la temperatura con la profundidad. En la corteza terrestre habitualmente se incrementa 1°C cada 33 metros (unos 30°C cada kilómetro que descendemos).

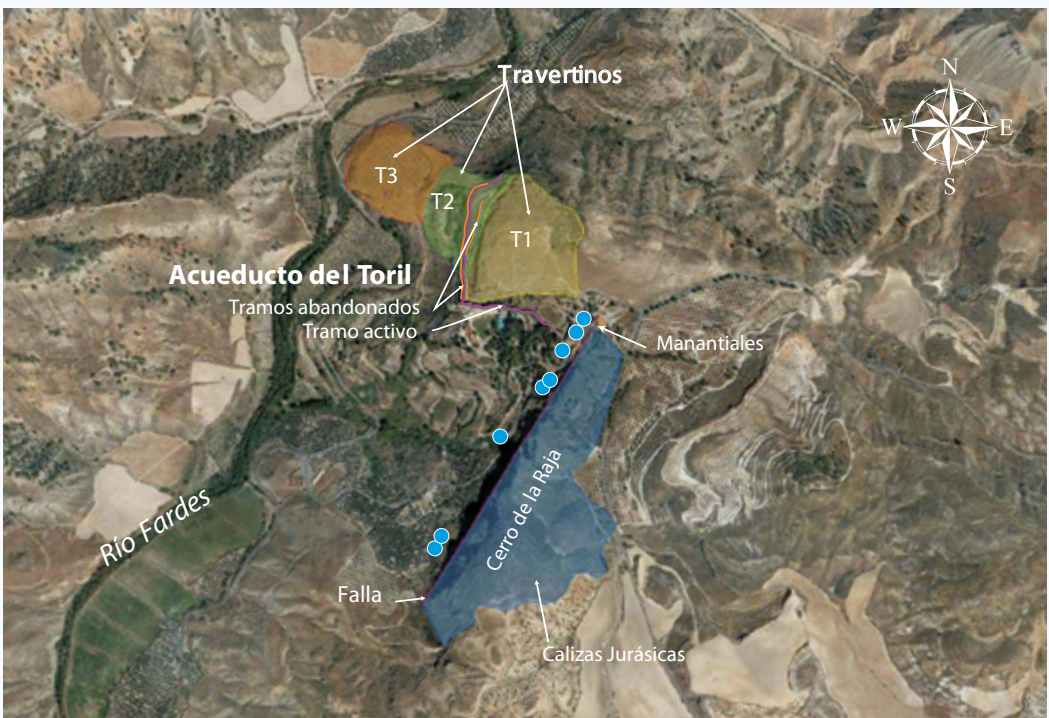


Figura 6. Situación de las surgencias de aguas termales en los Baños de Alicún de las Torres (puntos azules). Los manantiales se alinean siguiendo la falla del Cerro de la Raja. Se han dibujado las tres plataformas principales de travertinos y el acueducto del Toril.

Los travertinos

Las aguas termales de los baños de Alicún de las Torres y Zújar están muy mineralizadas. Esto quiere decir que llevan disueltos diferentes componentes químicos capaces de precipitar y formar minerales y rocas. Algunos de

estos componentes son sales disueltas, sulfato, cloruro, bicarbonato y calcio. Cuando el agua sale al exterior en los manantiales, estos dos últimos componentes químicos precipitan en forma de carbonato cálcico, siendo este proceso responsable de la formación una roca denominada *travertino* o *caliza travertínica* (Fig. 7).



Figura 7. Cuando las aguas de los manantiales de Alicún de las Torres y Zújar salen a la superficie, se enfrían y se descomprimen. Se produce entonces una pérdida del gas carbónico que llevan en disolución, un incremento en el pH y un desequilibrio en el grado de saturación en calcita. La consecuencia es que precipitan parte de las sales que lleva en disolución en forma de carbonato cálcico. La precipitación del carbonato cálcico se produce en zonas agitadas, donde el agua discurre con velocidad y la vegetación es abundante. Como consecuencia, los precipitados envuelven los tallos y ramas de las plantas, fosilizándolas y dando lugar a los travertinos.

¿Desde cuándo existen manantiales termales?

¿Cuándo se formaron los travertinos?

En las inmediaciones de los manantiales de Alicún de las Torres y Zújar existen travertinos muy antiguos intercalados entre sedimentos de la etapa endorreica. Esto significa que antes de la captura ya existían manantiales termales en la

región. Sin embargo, los mejores afloramientos de travertinos se formaron cuando ya la cuenca era exorreica.

Estos travertinos forman plataformas casi horizontales escalonadas a diferen-

tes alturas (Figs. 6 y 8). Para su formación aprovecharon la morfología plana y casi horizontal de terrazas fluviales previamente generadas por los ríos Fardes y Guadiana Menor.

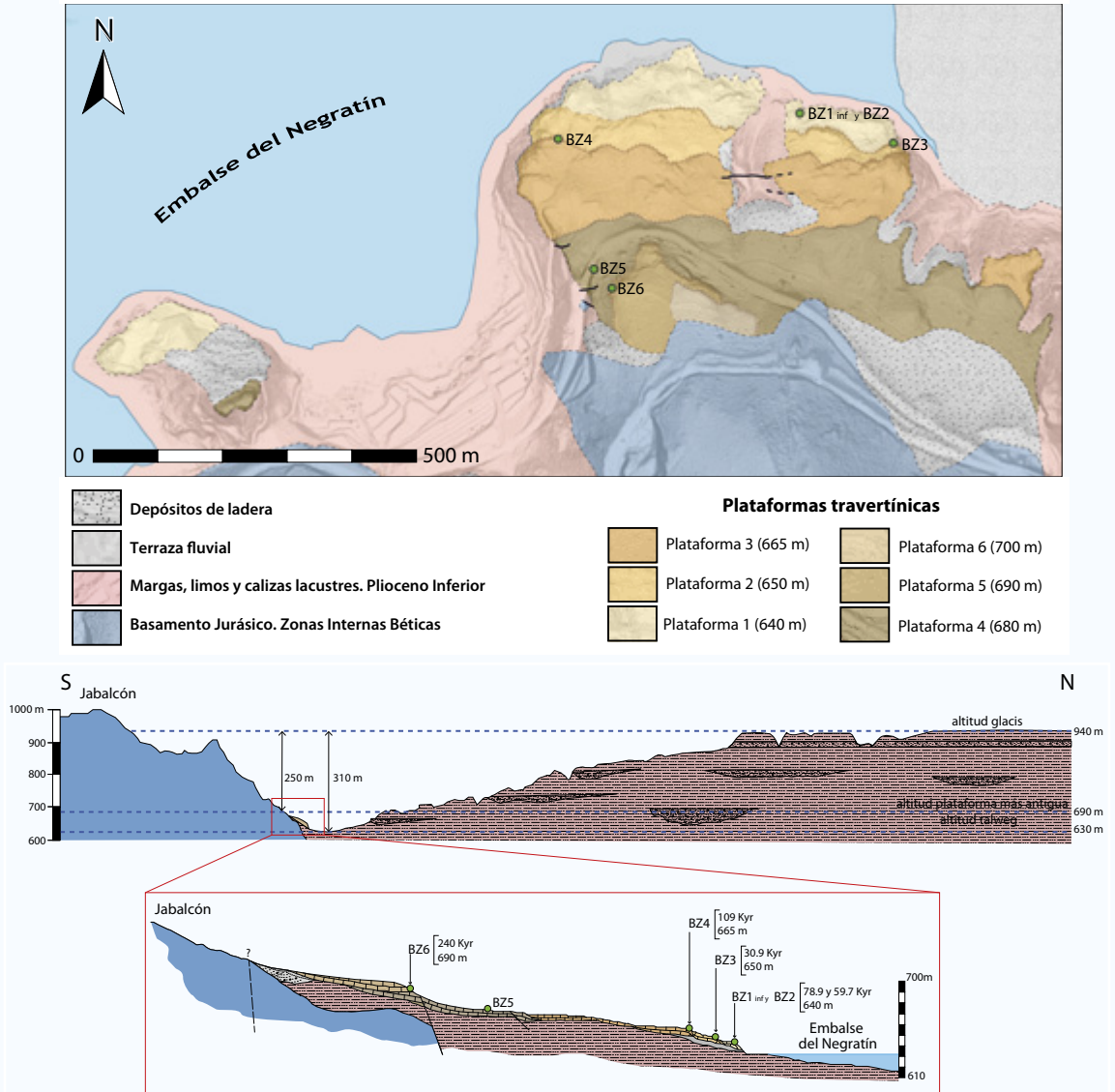


Figura 8. **A.** Mapa geológico de las terrazas de travertinos de Zújar en el sector de la cola del embalse del Negratín.

B. Sección esquemática que muestra el encajamiento de las terrazas travertínicas de Zújar y su posición respecto al glacis (leer discusión sobre la edad de la captura en la introducción del presente capítulo). En el esquema inferior se representa un corte geológico de las plataformas de travertinos.

El acueducto del Toril

Actualmente, buena parte del agua que surge por los manantiales termales de los Baños de Alicún de las Torres es condu-

cida por una acequia, conocida en la zona como “Acueducto del Toril”. Su trayecto discurre topográficamente junto a la plataforma de travertinos más alta de la zona y, directamente sobre la plataforma intermedia (Figs. 10, 11 y 12).

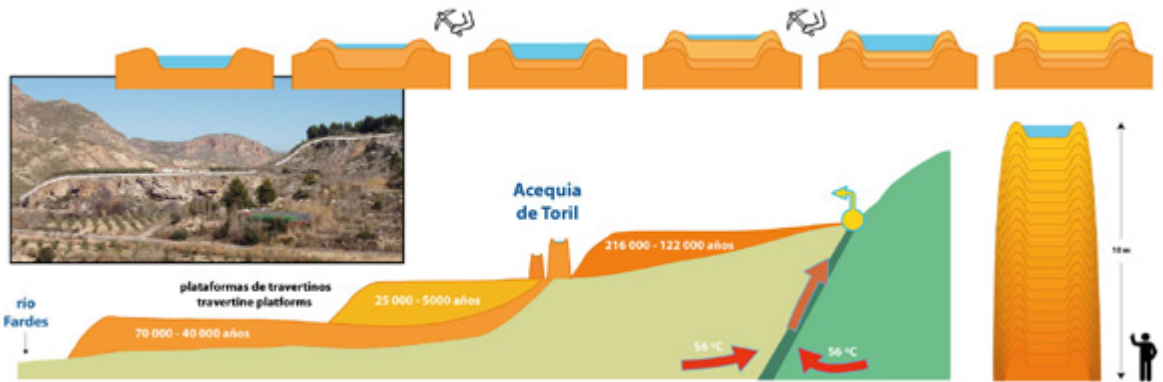


Figura 10. La figura explica lo extraordinario que es este acueducto. Inicialmente, el ser humano excavó su canal varios metros por debajo de la cota actual del mismo. El paulatino crecimiento de carbonato cálcico en el canal, consecuencia de las especiales características físico-químicas del agua, ha hecho que el acueducto se haya sobreelevado y que en algunas zonas se haya formado un muro de hasta 15 m de altura y más de 4 metros de anchura. Según los científicos y las dataciones realizadas en el travertino del acueducto, su edad, es decir, la edad a la que empezaron a desviarse las aguas y comenzó a formarse el muro sobre el cual circula hoy día el agua, es superior a 3.000 años.

¿SABÍAS QUE...?

Una de las singularidades que hacen este lugar tan especial, es que el visitante puede disfrutar “en vivo” de la formación de una roca sedimentaria, en particular, de travertinos con una velocidad inusual. En las paredes de la acequia se pueden reconocer, en diferentes etapas, la fosilización y petrificación de las plantas, hasta convertirse en una roca travertínica (Fig. 12).





Figura 11. Panorámica del muro de travertinos que constituye el acueducto del Toril. Las rocas que se observan en un primer plano a la izquierda pertenecen a la plataforma de travertinos más alta del sector, que tiene una edad de 205.000 años.

¿SABÍAS QUE...?

Se puede conocer la edad de los travertinos a partir del análisis de algunos isótopos radiactivos, siendo los más utilizados en este tipo de rocas los de uranio y torio. Cuando se forman los cristales de calcita incorporan pequeñas cantidades del isótopo inestable ^{234}U , que se transforma a un ritmo constante en el isótopo estable ^{230}Th . En los Baños de Alicún de las Torres la edad más antigua de la terraza superior tiene 205.000 años, y en Zújar 240.000 años. Para el acueducto del Toril, debido a su juventud, también ha sido posible utilizar el $\text{C}14$, que indica que esta espectacular construcción tiene apenas unos pocos miles de años.





Figura 12. Crecimiento de comunidades vegetales en las paredes del acueducto del Toril. El acueducto del Toril es un auténtico jardín vertical, en el que las plantas crecen sobre rocas que no necesitan millones de años para formarse. La porosidad de la roca travertínica que lo forma permite que esté siempre húmedo y que crezcan comunidades de plantas perfectamente adaptadas a la salinidad y temperatura de estas aguas. Una de ellas es el endemismo *Limonium Alicunense*, reconocible por sus pequeñas flores violáceas, que sólo crece aquí. La precipitación del carbonato cálcico alrededor de los tallos y hojas de las plantas nos regala también un jardín fosilizado en el que podemos ver qué plantas vivían en la zona desde hace cientos de miles de años.

El origen del acueducto es claramente humano, pero su crecimiento es natural, simplemente por la precipitación del carbonato cálcico alrededor de las plantas (Fig. 12). Por parte humana sólo ha requerido un mantenimiento de limpieza parcial del canal, que se ha ido realizando a lo largo de milenios. Sin embargo, a día de hoy no se sabe con certeza la utilidad de esta estructura, ya que la elevada salinidad del agua

no es la más idónea para el regadío. Por ello, aunque su uso en la actualidad es para riego, hay quien defiende un posible origen ceremonial. En el entorno de las surgencias de aguas termales de Alicún de las Torres se ha documentado un rico conjunto de yacimientos arqueológicos. Diversos autores han estudiado las evidencias de monumentos megalíticos y han descrito emplazamientos calcolíticos y paleolíticos.

Travertinos de los Baños de Alicún de las Torres

LIG 20



Acueducto del Toril

Plataforma superior de travertinos



Balneario de Alicún de las Torres



A Gorafe

PARKING

60 min

Travertinos de los Baños de Zújar

LIG 42



EMBALSE DEL NEGRATÍN

Baños de Zújar



Travertinos de los Baños de Zújar

A Zújar

A A-4200

PARKING



15 min





EL NACIMIENTO Y EL VALLE DEL RÍO GUARDAL

LIG 72

El valle del río Guardal, desde su nacimiento (Fuentes del Guardal) hasta las proximidades de la localidad de Castilléjar (Fig. 1), nos ofrece una extraordinaria geodiversidad, en la que se combinan aspectos geológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos en un entorno paisajístico y natural excepcional. En este apartado nos vamos a centrar en su nacimiento y en el tramo que atraviesa las pedanías de Duda y la Parra (Huéscar).

Las Fuentes del Nacimiento del Río Guardal (Sierra Seca)

El predominio de roca caliza en las sierras de la Comarca de Huéscar genera un paisaje singular denominado “mode-

lado kárstico”, resultado de procesos de disolución y precipitación de las rocas carbonatadas. En las cumbres de Sierra Seca (Fig. 2), la acción del agua y la nieve ha generado un destacado cortejo de *dolinas* (depresiones formadas por disolución de la roca). También se han formado algunas depresiones mayores, denominadas *poljes*, que tienen sumideros (*ponors*) por donde se infiltra el agua de precipitación. En estas condiciones, el agua de lluvia y de nieve se infiltra con facilidad y rapidez aprovechando las fracturas de las rocas. Durante su trayecto por el medio subterráneo hacia los manantiales disuelve la roca y forma cuevas (Fig. 3). Estos manantiales se caracterizan por presentar grandes y bruscas variaciones de caudal que se conocen como *reventones*.



Figura 1. Panorámica del valle del Río Guardal desde su nacimiento (Fuentes del Guardal) hasta el paraje del “Puente de Duda”.

La denominación de las crecidas como “reventones” procede del manantial de los Chorros de Río Mundo, en la provincia de Albacete. En el Geoparque de Granada existe otro ejemplo, menos conocido pero muy similar al de los Chorros de río Mundo. Se trata de Fuente Alta, que da lugar al nacimiento del Río Guardal en la ladera oriental de Sierra Seca (Fig. 2). En las cumbres de Sierra Seca, las lluvias que provienen del Atlántico o del Mediterráneo aportan grandes volúmenes de agua en cortos periodos de tiempo. Al igual que para el nacimiento de río Mundo, las calizas de Sierra Seca están salpicadas de formas de disolución por donde el agua puede penetrar en el acuífero y circular con gran rapidez por su interior. Esto provoca súbitas y grandes crecidas de caudal en

los manantiales de tan sólo unos días de duración. Pero el agua no sólo surge en el manantial permanente, sino que también se activan otros puntos que fueron antiguos manantiales en el pasado geológico (*paleo-manantiales*), pero que ahora casi siempre están secos. A veces, estos paleo-manantiales son bocas de entradas a cuevas que se pueden explorar (Fig. 3). En Fuente Alta, el caudal puede pasar en pocas horas, de 100 l/s a más de 15 000 l/s y la duración de estas crecidas es, muchas veces, de solo tres o cuatro días. Cuando esto ocurre, el agua surge en grandes cantidades por las bocas de las dos cuevas que existen por encima del manantial permanente. A estos puntos de salidas de aguas temporales se les suele llamar *trop plein* en la literatura científica latina y *overflow* en la anglosajona.

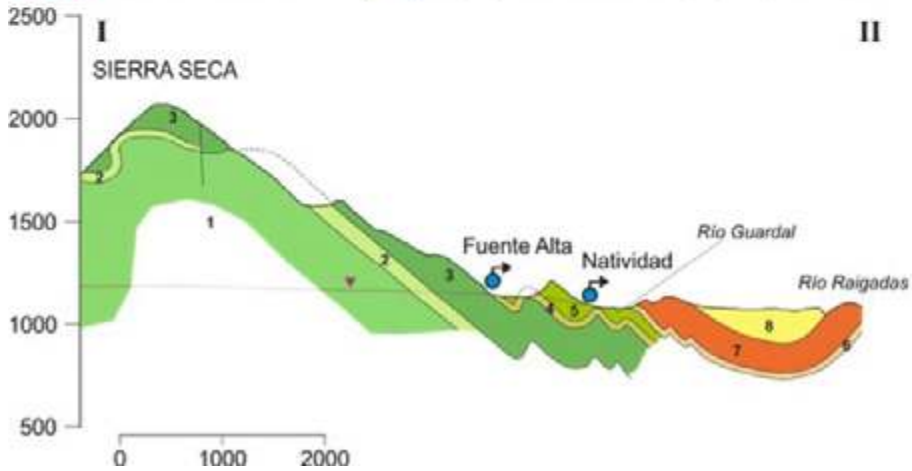
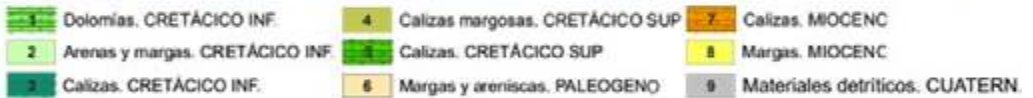
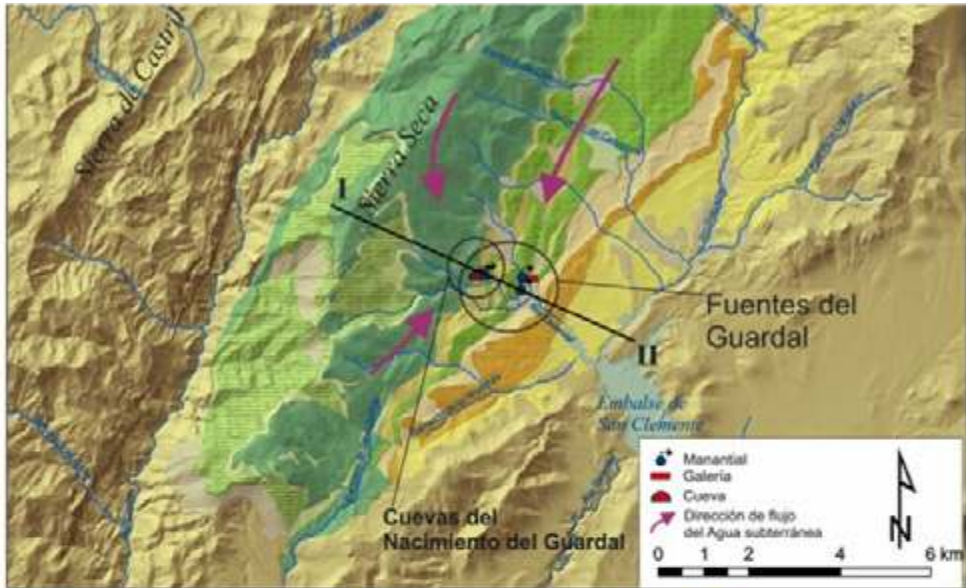


Figura 2. Contexto geológico de las Fuentas del Guardal y de las cuevas del Nacimiento del Río Guardal.

Abajo: Corte hidrogeológico de la zona de manantiales que dan lugar al Nacimiento del río Guardal (basado en la cartografía geológica de Lupiani y colaboradores, 2007).



Figura 3. La Cueva Baja del Nacimiento del Río Guardal.

El cañón del río Guardal

En el Geoparque de Granada, a excepción del curso alto de algunos ríos que están encajados en rocas del basamento de la cuenca de Guadix-Baza, la gran mayoría de valles se sitúan por debajo de la superficie de glaciares. Estos valles comenzaron a formarse cuando se produjo la captura de la cuenca endorreica. Muchos de estos valles, que se han encajado en sedimentos blandos, tienen un perfil transversal con una forma característica en “V” (Fig. 4), y en sus laderas se han desarrollado infinidad de cárcavas y barrancos que configuran el paisaje de badlands. En los valles más

grandes, esta geometría ha evolucionado hasta formar valles más anchos de fondo plano.

El valle del río Guardal, en las inmediaciones de Duda, representa una excepción en este conjunto de valles generados bajo la superficie de glaciares en sedimentos blandos. El hecho de que en este tramo el río Guardal atraviese rocas calizas resistentes, explica el desarrollo de un espectacular cañón, de paredes verticales. En concreto, el río ha excavado las calizas y dolomías jurásicas del Subbético, cuya resistencia ha dado forma a este espectacular valle (Fig. 5).

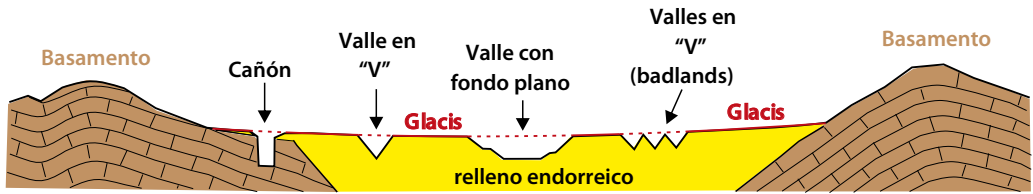


Figura 4. La mayor parte de los valles fluviales generados tras la captura comparten dos aspectos. Por un lado están encajados en sedimentos blandos de la etapa endorreica. Por otro lado, si hacemos un corte imaginario transversal a estos valles, la mayoría de ellos tienen una forma característica en "V" (esta forma es muy visible en los valles del paisaje en badlands), mientras que otros tienen una forma más ancha, de "fondo plano". Esta otra forma predomina en valles de cierta envergadura, como el de los principales ríos del territorio. Sin embargo, el río Guardal, en un tramo de varios kilómetros desde Duda hacia aguas abajo presenta un valle estrecho y profundo, con paredes verticales. A esta morfología de valle se le conoce como *cañón*.



Figura 5. Valle con paredes verticales (cañón del Guardal) desarrollado en calizas y dolomías del basamento. En este tramo que estamos describiendo se aprecia el fuerte encajamiento del río Guardal, que genera un impresionante cañón con paredes verticales de más de 100 metros de desnivel.

¿Cómo se ha formado el cañón del río Guardal?

Normalmente, los cañones kársticos se forman por la disolución de rocas como calizas y dolomías. En su evolución es fundamental la bajada del nivel freático (Fig. 6). Sin embargo, en el caso del ca-

ñón del río Guardal, las calizas han sido también fuertemente erosionadas por la acción hídrica, es decir, no sólo ha intervenido la disolución, sino que también han sido erosionadas por la energía del agua en este tramo del río. Esta acción erosiva del agua se ha debido a que las calizas representaron en su momento un obstáculo con el que se encontró el

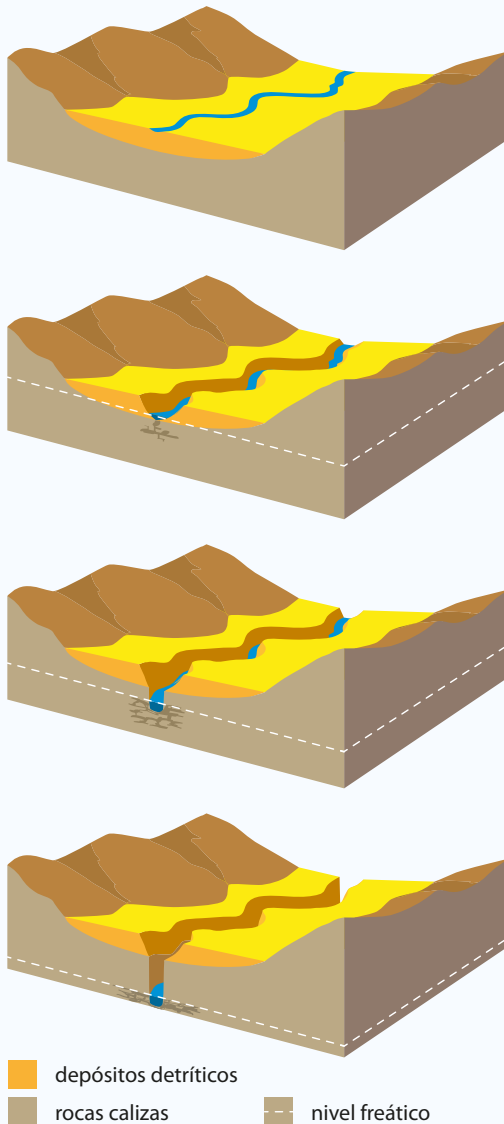


Figura 6. La parte superior de este tramo del valle del río Guardal está excavada en depósitos detríticos de abanicos aluviales procedentes de las Sierras de Duda, Cerro del Cubo y Loma del Perro. En ese tramo más alto del río las paredes no son verticales y se ha desarrollado un valle típico en "V". Aguas abajo, cuando el cauce alcanza las rocas calizas, la resistencia de las rocas ha permitido el desarrollo de un valle con paredes verticales. En la evolución de este valle, además de la erosión hídrica, ha participado la altura del nivel freático, condicionando en parte la disolución en la vertical.

cauce del río, que comenzó a encajarse primero en rocas detríticas de abanicos aluviales procedentes de los relieves circundantes y, posteriormente, en las calizas situadas bajo ellas. Por ello, en este caso tendríamos que hablar de un “cañon fluvio-kárstico”, indicando que se ha producido por la acción combinada de la erosión del río y la disolución de las rocas carbonatadas.

El encajamiento del valle en este tramo del río ha podido verse favorecido también por la presencia de fracturas en la roca que han generado zonas de debili-

dad más fáciles de erosionar y disolver.

En el valle del río Guardal también puedes observar **travertinos**. Son varios los afloramientos de travertinos en el tramo del valle que se está describiendo. Uno de los más atractivos se encuentra bajo la pedanía de Duda (Fig. 7), donde configuran una gran cascada petrificada a partir de un salto de agua que existió en el pasado, asociado a algún manantial procedente de la Sierra de Duda, y cuyas aguas llevaban gran cantidad de carbonato cálcico disuelto.



Figura 7. Cascada de travertinos bajo la pedanía de Duda. Panorámica tomada hacia el NO.

Valle del río Guardal

LIG 72

N

Travertinos

RÍO GUARDAL

AVISO IMPORTANTE

Para acceder al mirador del puente de Duda hay que caminar a lo largo de una carretera, por lo que se ruega precaución.



A Huéscar



Mirador del
puente de Duda

A Fátima

15 min



ACCESO



Panorámica hacia el sector oriental del Geoparque desde la falda del Jabalcón. En primer plano se observa la transición entre los sedimentos fluviales rojos característicos del sector occidental y los sedimentos lacustres blanquecinos típicos del sector oriental.



8

LOS MIRADORES DEL GEOPARQUE



En el Geoparque de Granada el paisaje y la Geología son inseparables. Son muchos los miradores espectaculares desde los que observar los diferentes aspectos geológicos que caracterizan al territorio. Algunos de ellos son también lugares excepcionales desde donde observar otros aspectos no exclusivamente geológicos, como interesantes paisajes urbanos y culturales, donde los barrios de casas cueva y las vegas son los protagonistas. No obstante, en este último capítulo hemos seleccionado un conjunto de miradores que permiten visualizar y sintetizar, sobre todo, los diferentes aspectos geológicos y geomorfológicos descritos en los capítulos anteriores.

Uno de los aspectos fundamentales para su selección, además de mostrar de una manera sobresaliente alguno de los aspectos geológicos o geomorfológicos descritos a lo largo de la guía, ha sido que se pueda llegar a ellos en coche, para que su acceso esté al alcance de la mayoría de los visitantes. No obstante, el acceso a algunos de los miradores puede requerir, además de cierta experiencia en conducir por caminos de tierra, un vehículo 4x4. También se recomienda precaución después de periodos lluviosos por el estado de los caminos. Otro de los aspectos que se ha tenido en cuenta a la hora de seleccionar los miradores de este capítulo ha sido que no estén en un núcleo urbano. Por último, todos ellos tienen en común que no se precisan conocimientos geológicos para disfrutar del excepcional paisaje geológico que desde ellos se contempla.

Todos los miradores ofrecen unas magníficas panorámicas del territorio que no nos dejarán indiferentes.

Comenzamos este listado con el único mirador que ofrece la posibilidad de una panorámica de 360 grados de todo el Geoparque de Granada: el “Mirador del Jabalcón”. Posteriormente se describirán el resto de miradores siguiendo un orden relacionado con la Historia Geológica del territorio, desde las montañas hasta los badlands y las terrazas fluviales.

Al igual que los *Lugares de Interés Geológico* descritos a lo largo de la guía, los accesos a los miradores se obtienen a partir de un código QR que nos enlaza con *Google Maps*.

¡DESCUBRE NUESTRO PATRIMONIO GEOLÓGICO!



Figura 1. Ubicación de los principales miradores del Geoparque de Granada.

Vista desde el Mirador del Jabalcón hacia el valle del Guadiana Menor y el Embalse del Negratín.



Mirador del Jabalcón

(Zújar)



MIRADOR DEL JABALCÓN

SECTOR CENTRAL, ZÚJAR, LIG 07

Se accede desde Zújar por una pista asfaltada que llega hasta la parte más alta del Jabalcón. Este monte isla, situado en el centro del Geoparque, nos ofrece una visión general del territorio y de la geología que lo caracteriza. Es el lugar idóneo para explicar cómo se formó y evolucionó la cuenca de Guadix-Baza. Desde lo alto del cerro Jabalcón podremos comprender el significado de “**depresión intramontañosa**”, o como se ha denominado tradicionalmente en el territorio, “hoyas de Guadix y de Baza”. La panorámica de 360° nos muestra cómo las montañas rodean a la cuenca de Guadix-Baza.

En el interior de la depresión intramontañosa quedan los otros dos grandes paisajes del territorio, la gran llanura o *glacis* y, por debajo de ella, los valles y barrancos que configuran el modelado de *badlands*.

Este mirador es también el lugar ideal para visualizar otro de los aspectos fundamentales del Geoparque: su diferenciación en dos grandes sectores, el occidental, con el embalse del Negratín en primer plano, en el que predominan los tonos rojizos de los sedimentos que generaron ríos como el paleo Fardes, y el oriental, en el que predominan los tonos blanquecinos, típicos de los sedimentos depositados en el paleolago de Baza. En el capítulo 2 de la guía puedes ampliar la información sobre el cerro Jabalcón.



ALBERTO TAUSTE

Vista aérea del Mirador del Jabalcón.

Mirador del cerro Jabalcón

LIG 07

Mirador del Jabalcón



A Zújar



ACCESO



15 min



Panorámica hacia el suroeste desde lo alto del Calar.



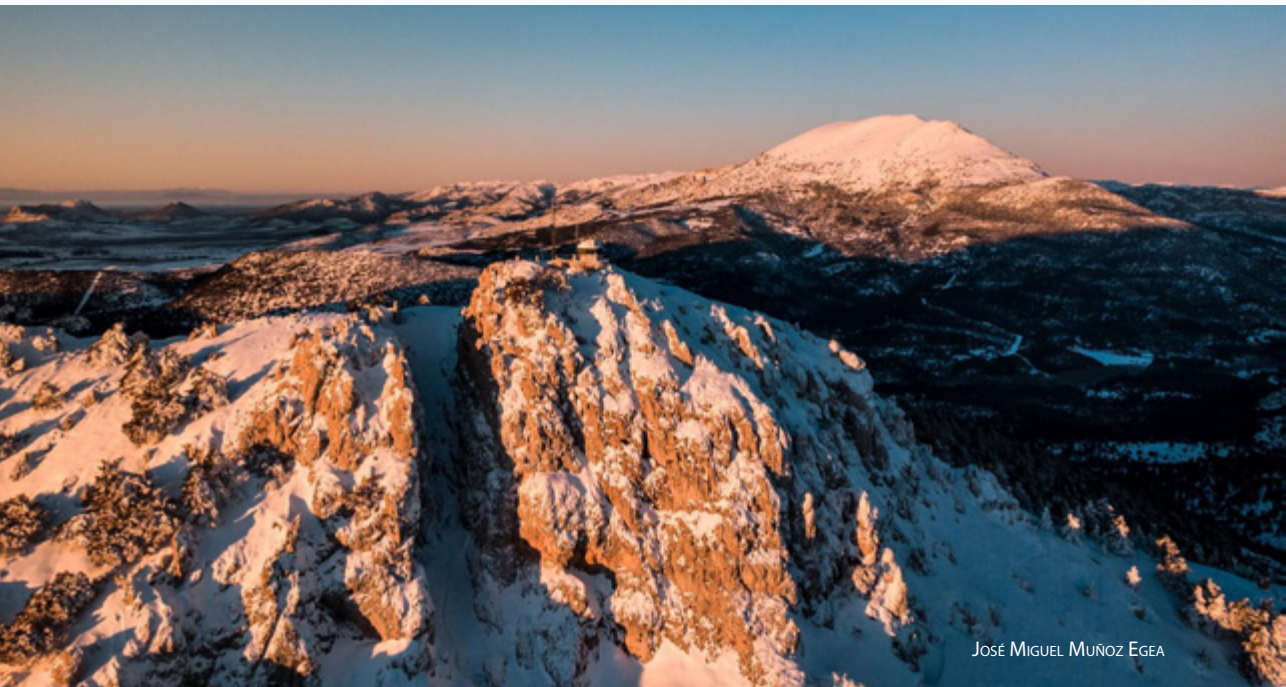
Miradores del Calar de la Puebla de Don Fadrique



MIRADORES DEL CALAR DE LA PUEBLA DE DON FADRIQUE

Se accede desde la Puebla de Don Fadrique y desde la “carretera de las Santas”, en ambos casos por una pista forestal que asciende a lo alto del Calar. En todo lo alto la topografía es suave, y es conocida como *las Mesetas*. En ella existen varios lugares que son magníficos miradores, como la zona de la caseta de vigilancia contra incendios forestales en el extremo norte y la zona del vértice geodésico, situada en el extremo sur, a poco más de 1 km del punto anterior.

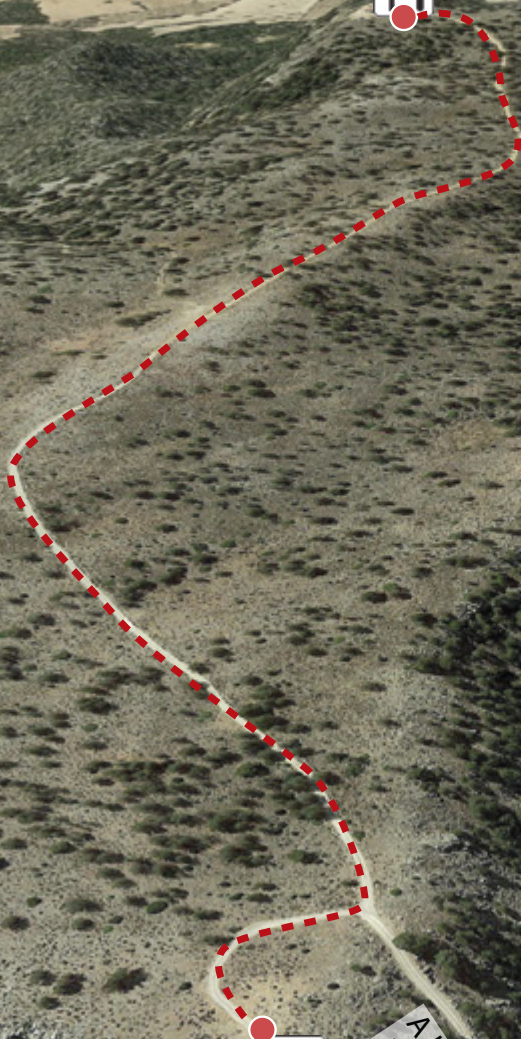
Estos miradores nos ofrecen unas de las mejores panorámicas de la **Sierra de La Sagra** (capítulo 5) y también de la **Sierra Guillimona**, ambas cabecera de algunos de los principales ríos que aguas abajo conforman el Guadiana Menor. Se trata de un lugar excepcional para contemplar el paisaje característico generado por las montañas calizas del borde norte de la cuenca de Guadix-Baza. La panorámica hacia el sur desde el vértice geodésico nos permite observar en la distancia otro de los lugares de interés geológico del Geoparque de Granada: la **cuenca endorreica de Bugéjar**, a la que aún no ha llegado ningún río que drene ese territorio hacia el Guadiana Menor (ver figura 4 del capítulo anterior).



JOSÉ MIGUEL MUÑOZ EGEA

Panorámica hacia la sierra de La Sagra, con la caseta de vigilancia contra incendios forestales en primer plano, situada sobre el relieve denominado *Piedra de la Rendija*.

Miradores del Calar de la Puebla de Don Fadrique



MIRADOR
NORTE



MIRADOR
SUR



A la Puebla de
Don Fadrique

A white arrow pointing downwards and to the right, indicating the direction towards the town of Don Fadrique.

A la derecha en primer plano, el Peñón del Toro;
a la izquierda, cara norte de La Sagra.



Mirador del Peñón del Toro

(Sierra Seca, Huéscar)



MIRADOR DEL PEÑÓN DEL TORO (SIERRA SECA, HUÉSCAR)

Se accede por una pista forestal desde la carretera A-4301 entre los kilómetros 15 y 16 (Cortijo de la Noguera), siendo imprescindible utilizar un vehículo 4x4. Al inicio del camino de tierra hay que

atravesar un cauce que normalmente lleva poca agua, pero que en algunas ocasiones tras periodos lluviosos, puede impedir la subida al mirador. Bajo estas circunstancias se aconseja no vadear el río, e intentarlo cuando el caudal sea muy bajo o inexistente. El mirador está señalizado y cuenta con aparcamiento y paneles informativos. Junto con los miradores del Calar de la Puebla es un



lugar ideal para conocer el característico paisaje kárstico que domina la parte más septentrional del Geoparque de Granada. Desde él tenemos magníficas vistas a la cara norte de La Sagra y de buena parte de Sierra Seca, cabecera del Guardal (ver capítulo 7). Además, se observa el embalse de San Clemente y algunas sierras más alejadas como la Sierra de María, Sierra del Periate, Sierra de Baza

e incluso Sierra Nevada, dibujando en el horizonte el borde sur de la cuenca intramontañosa en la que se encuentra la mayor parte del Geoparque. Si se tienen ciertos conocimientos en geología es posible reconocer también el flanco oriental del anticlinal que configura este sector de Sierra Seca (ver corte geológico en el apartado del Valle del río Guardal del capítulo anterior).



Mirador del Peñón del Toro



Rocas del Triásico, Cretácico y Paleógeno del basamento de la cuenca de Guadix-Baza. Vista hacia el SO.

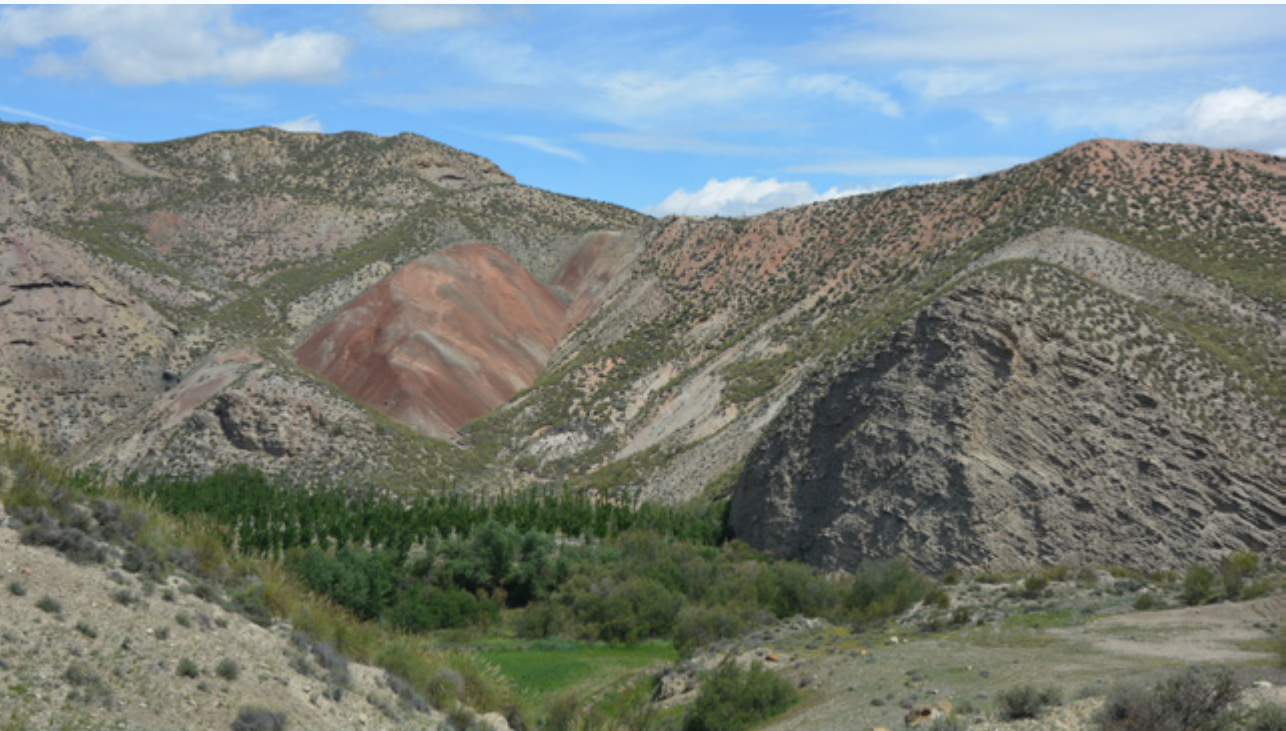
A scenic view of the Mirador de la Cerrada de la Lava in Villanueva de las Torres. The image shows a valley with a dense forest of green trees in the foreground. In the middle ground, there are rolling hills with vibrant, multi-colored volcanic soil in shades of red, orange, and yellow. The background features more rugged, brownish hills under a clear blue sky with some light clouds. The text is overlaid in white, bold font on the right side of the image.

Mirador de la Cerrada de la Lava (Villanueva de las Torres)

MIRADOR DE LA CERRADA DE LA LAVA (VILLANUEVA DE LAS TORRES)

Se accede por la carretera Gr-5103. Este mirador, situado en el valle del río Fardes, nos permite ver un conjunto de rocas de diferentes edades que generan un llamativo paisaje multicolor. Haciendo un símil con el famoso Parque Nacional del “Valle de la Muerte” en California, desde este mirador podemos contemplar “la paleta del artista” del Geoparque de Granada. La mayoría de estas rocas pertenecen

al **basamento** de la cuenca de Guadix-Baza (puedes ver su significado en el capítulo 2). Además de algunas de las rocas más antiguas presentes en el Geoparque, de edad triásica, desde este lugar se observan unas singulares rocas de tonos verdosos sobre las que no crece la vegetación. Se llaman **bentonitas** (puedes leer algo más sobre ellas en el capítulo 2). También se pueden observar otros aspectos relacionados con la formación del valle, como las **terrazas fluviales** que ocupan las zonas más bajas y planas del sector. En el capítulo 2 tenemos un resumen de los diferentes aspectos geológicos y geomorfológicos visibles desde este mirador.



Rocas del Triásico, Cretácico y Paleógeno del basamento de la cuenca de Guadix-Baza. Vista hacia el NO.

Mirador de la Cerrada de la Lava



Mirador de la Cerrada de la Lava



A Villanueva de Las Torres

5 min



ACCESO



RÍO FARDES

Bentonitas

A Fonelas

Panorámica hacia el este desde el mirador. Se puede reconocer la Mesa de Bacaire (LIG 16) cerca del horizonte en la parte central.



Mirador del Morrón de la Meseta (Pedro Martínez)



MIRADOR DEL MORRÓN DE LA MESETA (PEDRO MARTÍNEZ)

Se accede por una pista forestal que parte desde Pedro Martínez y que forma parte de la ruta geológica del Mencal: https://issuu.com/ayto.pedro-martinez/docs/ruta_del_mencal

Además de las rocas multicolores pertenecientes al basamento de la cuenca de Guadix-Baza, que pueden observarse en el mirador anterior, desde este mirador tenemos unas magníficas vistas de algunas de las montañas más emblemáticas del Geoparque, como el

Mencal y el Jabalcón, con La Sagra en el horizonte más lejano. Este mirador es un lugar excepcional para contemplar el glacis en la parte más occidental del Geoparque y también el modelado en badlands, que en este sector se ha desarrollado sobre todo en las rocas blandas del basamento. Es un lugar privilegiado para comprender la relación entre el basamento, el relleno sedimentario continental, el glacis y la erosión actual. Justo en frente del mirador tenemos uno de los *lugares de interés geológico* del Geoparque, la Mesa de Bacaire, donde una parte del glacis ha quedado como un cerro testigo rodeado de barrancos encajados bajo el glacis.



Panorámica del Morrón de la Meseta y el Mencal desde la Mesa de Bacaire.

Mirador del Morrón de la Meseta



AVISO IMPORTANTE

La ruta circular puede hacerse tanto a pie como en un vehículo convencional, pero para acceder al mirador se recomienda un 4x4.



Pedro
Martínez

Cerro del Mencal

4h



35 min



INICIO



FOLLETO



Mirador del
Morrón de la Meseta

Panorámica hacia Sierra Nevada desde el mirador superior.



Miradores de La Peza



MIRADOR DE LA PEZA

Se trata en realidad de dos miradores, a los que se accede por una antigua carretera asfaltada. Ambos miradores se encuentran en la margen norte del Embalse Francisco Abellán. El más alto nos ofrece unas magníficas vistas de Sierra Nevada; y el más bajo, además de la belleza del embalse, nos muestra el aspecto geológico más

destacable del sector: las rocas marinas del Mioceno Superior donde se encaja el valle del río Fardes. Puedes ver su descripción detallada en el capítulo 3. Desde estos miradores se pueden contemplar de nuevo los tres grandes paisajes característicos del territorio, las **montañas** como Sierra Nevada, los **valles fluviales** y la superficie de **glacis** que enlaza la falda de las montañas con los valles.



Vista de las rocas marinas del Mioceno Superior desde el mirador bajo.

Miradores de la Peza

Serie del cerro Molicias



EMBALSE DE FRANCISCO ABELLÁN

Mirador del Río Fardes



Mirador de La Peza



1 min



A A-92

PARKING 1



PARKING 2



Miradores del Marchal y Beas de Guadix



Vista aérea de los miradores, donde se aprecia el glacis y los badlands.



Miradores del Fin del Mundo

ALBERTO TAUSTE

MIRADORES DEL MARCHAL Y BEAS DE GUADIX

“MIRADORES DEL FIN DEL MUNDO”

A los Miradores del Marchal se accede por una pista forestal con alguna dificultad para turismos, pero accesible con precaución. Se trata de un conjunto de miradores situados sobre la superficie de glaciares (ver capítulo 7), justo al borde de grandes escarpes generados por el encajamiento de la red fluvial que configura el paisaje de badlands. Todos ellos están dentro del término municipal del Marchal, aunque al situado más al norte se le conoce también como Mirador de Purullena, localidad que se contempla desde allí. Unos 2 km al sur de este conjunto de miradores se en-

cuentan el Mirador de Beas de Guadix, al que se accede por un camino que parte desde esta localidad, o también desde la barriada de Paulenca. Este carril no conecta directamente con los miradores anteriores.

Todos estos miradores son un buen lugar para comprender la relación entre los tres grandes paisajes: las montañas que delimitan la depresión, la superficie de glaciares, es decir, el último vestigio de la etapa endorreica de la cuenca, y los valles y barrancos formados tras la captura de la misma. Desde estos miradores se observa muy bien el gran espesor de sedimentos que los ríos provenientes de Sierra Nevada acumularon durante la etapa endorreica. En relación con la etapa exorreica, la actual, desde estos miradores podemos observar un modelo característico denominado *piping* o *erosión en túnel*, descrito en el capítulo 7.

Detalle de la *erosión en túnel* o *piping*, característica de este sector.



Miradores del Marchal

LIG 01



Mirador de Purullena

A A-92



A Guadix

P₃

Mirador del Llano



P₂



Mirador de Marchal

P₁

ACCESO



10 min



AVISO IMPORTANTE

El punto que se indica en el código QR marca la entrada al camino de acceso a los miradores (punto rojo). A partir de ese punto hay que seguir la pista de tierra en coche (línea rojadiscontinua) durante 1.1 km hasta el primer mirador, 1.2 km hasta el segundo, y 1.5 km hasta el tercero.

Acceso

A Beas de Guadix

Mirador de Beas de Guadix



A Beas de Guadix

A Paulenca

Mirador de Beas de Guadix



ACCESO





Panorámica de Beas de Guadix desde el mirador. Al fondo se reconoce Sierra Arana.



Vista de Sierra Nevada desde el mirador de Beas de Guadix



Panorámica hacia el Mencil de los badlands de Gorafe.

Mirador de Don Diego (Gorafe)



MIRADOR DE DON DIEGO

GORAFE, LIG 04

Se accede por una pista de tierra transitable con precaución con cualquier coche. El mirador de Don Diego, situado en el centro de la parte occidental del Geoparque, es sin duda uno de sus miradores más espectaculares desde un punto de vista paisajístico y, además, uno de los más completos desde un punto de vista didáctico en relación con la geología del Geoparque. Situado una vez más en el límite entre el glacis y los badlands, desde este mirador contemplamos casi todos los aspectos geológicos y geomorfológicos descritos a lo largo de la guía, como si desde lo alto del Jabalcón hiciésemos un zoom a la parte occidental. Montañas como Sierra Nevada, Sierra de Baza, Sierra Arana, o las sierras del Pozo y Castril, junto al Jabalcón, nos dibujan en el horizonte y en una panorámica de 360° la “Hoya de Guadix”, es decir, la parte oc-

cidental de esta gran depresión intramontañosa. Sedimentos blanquecinos hacia el norte, allí donde ha desaparecido la superficie de glacis, nos muestran los vestigios de la última etapa marina del territorio. Rocas y sedimentos fluviales multicolores, con predominio de los tonos marrones y rojizos nos indican diferentes procedencias de los ríos durante la etapa endorreica (ver capítulo 4) y nos marcan la entrada al “Desierto de los Coloraos”.

Hacia el este, el embalse del Negratín nos indica la posición hacia la que se dirigía el paleo Fardes cuando los ríos no tenían salida de esta depresión intramontañosa. La superficie de glacis sobre la que nos encontramos y su continuidad kilométrica nos permite imaginar cómo era el paisaje que ocupaba todo el territorio, incluidos los sectores donde ahora se encuentran los badlands. Barrancos con diferentes formas, con procesos de erosión en túnel o afiladas crestas entre barrancos, nos ofrecen un paisaje espectacular.



Panorámica hacia Cuevas del Campo de los badlands de Gorafe y Bátor-Olivar.

Mirador de Don Diego

LIG 04

N



Mirador de Don Diego



AN-342

PARKING



1 min



Badlands del Negratín.
En primer plano se observan chimeneas de hadas.



A panoramic view of a rugged landscape. The foreground and middle ground are dominated by reddish-brown, eroded hills and valleys, characteristic of a semi-arid region. Sparse green and brown shrubs are scattered across the slopes. In the far distance, a large concrete dam is visible on the left side, with a reservoir behind it. The background shows more layers of hills under a clear blue sky with a few wispy clouds. The overall scene is a vast, open natural landscape.

Mirador del Negratín (Cuevas del Campo)

MIRADOR DEL NEGRATÍN

CUEVAS DEL CAMPO, LIG 05

Se accede por una pista asfaltada desde las proximidades de la localidad de Cuevas del Campo. Se sitúa también cerca del límite entre el glacis y los badlands. Desde un punto de vista geomorfológico, en este mirador tenemos otra magnífica panorámica de los badlands. Además, podemos contem-

plar la magnitud del valle generado por el Guadiana Menor, aquí ocupado por las aguas del embalse del Negratín, que con sus aguas azules imprime una mayor fuerza y belleza al paisaje. También encontramos, justo a los pies del mirador y entre los barrancos que configuran los badlands de esta parte del territorio, formaciones denominadas *chimeneas de badas*. Otros aspectos a destacar son las panorámicas de la Sierra de Baza al sur, la cara oeste del Jabalcón y el glacis en el horizonte.



Panorámica hacia el cerro Jabalcón.

Mirador del Negratín

LIG 05



Mirador



AA-315



AA-315



PARKING



2 min



Badlands del sector oriental. Vista hacia Castelléjar y La Sagra.
En primer plano se encuentra la Cueva de los Amos.



Mirador de la Cueva de los Amos (Castilléjar)



MIRADOR DE LA CUEVA DE LOS AMOS

Se accede por una pista de tierra que parte desde Castelléjar, justo en la confluencia entre los ríos Guardal y Galera. El mirador de la Cueva de los Amos, situado en lo alto del cerro donde está excavada la cueva, nos ofrece una magnífica panorámica de la “Hoya de Baza”, en la que el Jabalcón nos desconecta visualmente de la “Hoya de Guadix”, sin olvidar que ambas en realidad forman parte de la misma depresión intramontañosa en la que se encuentra el Geoparque de Granada. Este es uno de los mejores lugares para contemplar los badlands del sector oriental, desarrollados sobre sedimentos lacustres de tonos blanquecinos y brillantes destellos generados por los cristales

de yeso, los “espejuelos”. El color de esta parte del Geoparque es muy cambiante dependiendo del momento del día y del año, lo que hace imprescindible visitarlo en diferentes momentos para disfrutarlo en su integridad. Si el mirador de Don Diego era el lugar perfecto para comprender el significado de “Hoya de Guadix”, este mirador de la Cueva de los Amos lo es para visualizar la “Hoya de Baza”, rodeada por las sierras de Castril, Sierra Seca, La Sagra, sierra del Periate, Cúllar y Jabalcón.

Si continuamos la pista que nos ha traído hasta la Cueva de los Amos, llegaremos al siguiente mirador, el del valle del río Galera, completando un recorrido espectacular por los badlands del “Desierto de los Espejuelos”. En este recorrido atravesaremos la Ruta de los Yesos, los Badlands de Castelléjar y la Ruta de las Sismitas de Galera.



Interior de la Cueva de los Amos.

Cueva de los Amos

LIGs 58 y 59



Mirador



Cueva de los Amos



A Galera

A sismitas

PARKING



1 min



Panorámica hacia Sierra Seca.



Mirador del valle del río Galera



MIRADOR DEL VALLE DEL RÍO GALERA

Se accede desde la población de Galera por la misma pista que conduce al yacimiento argárico del Castellón Alto. También se puede acceder desde la antigua carretera nacional. En ambos casos hay un tramo que requiere cierta experiencia en conducir por caminos de tierra. Como se ha descrito en el mirador anterior, existe una tercera opción para acceder a éste, continuando por la pista de tierra que nos llevaba hasta el mirador de la Cueva de los Amos. El acceso es el mismo que para la Ruta de las Sismitas de Galera. Este mirador es un magnífico lugar para contemplar los

sedimentos y rocas que se acumularon en el paleolago de Baza, e imaginar la extensión de aquel gran lago, que abarcaba el territorio desde el Jabalcón hasta las proximidades de Huéscar y Orce. Desde el mirador del valle del río Galera, además de cuestiones relacionadas con el gran lago que existía durante la etapa endorreica, podemos contemplar aspectos relacionados con la formación de los valles en el Geoparque, como las terrazas fluviales, perfectamente desarrolladas y conservadas en este tramo del río Galera. También es un lugar excepcional para comprender la relación entre la geomorfología, las vegas y los asentamientos prehistóricos, como el del Castellón Alto, perfectamente reconocible desde el mirador.

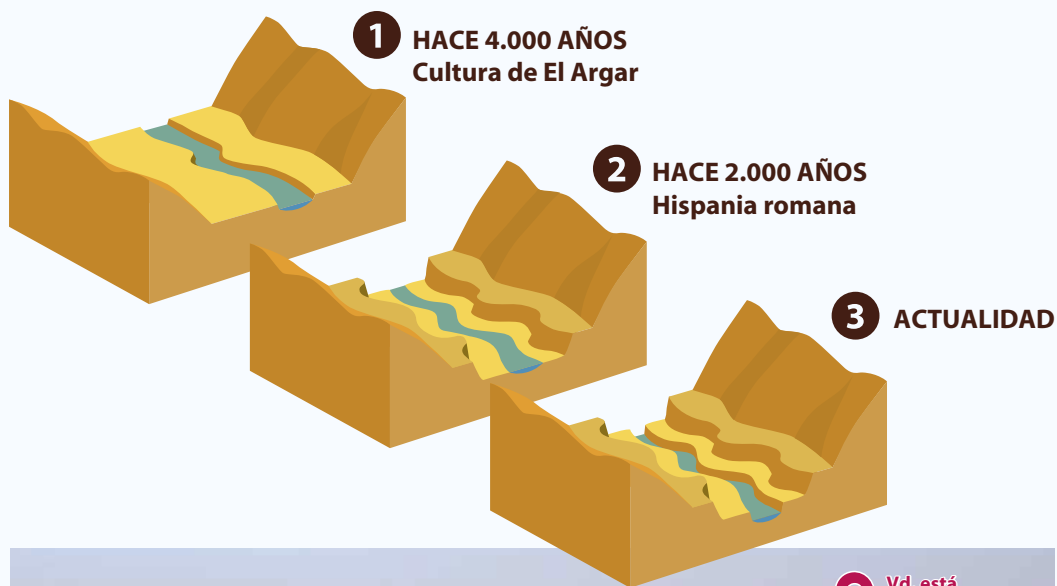


Llano Gálvez. Terraza fluvial y meandros del río Galera.



Desde este mirador podemos observar los tres grandes paisajes del Geoparque de Granada: sus montañas, la gran llanura sobre la que se encuentra la ciudad de Huéscar (denominada geológicamente *glacis*) y los valles de nuestros ríos, como el valle del río Galera. Sin embargo, este paisaje es muy reciente desde un punto de vista geológico, pues el valle que ahora vemos comenzó a formarse hace medio millón de años, cuando el territorio llevaba ya habitado por humanos (como lo atestiguan los cercanos yacimientos de Orce) casi un millón de años más. Así, aquellos primeros habitantes de este territorio sólo reconocerían las sierras que desde aquí observamos, que en aquella etapa bordeaban el gran lago de Baza, en el que se acumularon los sedimentos que ahora forman los cerros como este en el que nos encontramos.

Gracias a la erosión del río Galera y sus pequeños afluentes, hoy podemos ver y tocar los sedimentos del antiguo lago y el paisaje de barrancos, cerros y vegas que alcanza nuestra panorámica.



El valle del río Galera alberga una de las vegas más antiguas del continente europeo, ya cultivada hace casi 4000 años por los habitantes de los poblados situados a lo largo del valle.

En esta panorámica se reconoce la terraza conocida como el “Llano Gálvez”, que representa la posición del río Galera hace unos 4000 años. Esa superficie fue la que cultivaron los habitantes de los “castellones”, poblados que se situaban en la margen izquierda del río Galera. Las terrazas fluviales más bajas son más recientes, y han sido cultivadas desde la época romana hasta la actualidad.

Mirador del valle del río Galera

A sismitas
y Cueva de los Amos

AVISO IMPORTANTE

A partir del punto que se indica en el código QR (punto rojo), hay que tomar el camino de tierra que sale de la pista principal, por el que se accede al parking.



Mirador



A Galera
y al Castellón Alto

ACCESO



2 min



GEOPARQUE



GRANADA



unesco

Geoparque mundial