

GUÍA GEOLÓGICA del
**Parque Natural
Sierra Norte
de Guadalajara**

Luis Carcavilla • Rafael Ruiz
Enrique Díaz • Javier Luengo

Luis Carcavilla • Rafael Ruiz

Enrique Díaz • Javier Luengo



GUÍA GEOLÓGICA del

Parque Natural Sierra Norte de Guadalajara

De la edición © Consejería de Desarrollo Sostenible.
Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha

**De los textos
y fotografías** © sus autores

Autores de los textos Luis Carcavilla Urqui
Rafael Ruiz López de la Cova
Enrique Díaz Martínez
Javier Luengo Olmos

Fotografías Luis Carcavilla,
excepto cuando se indique lo contrario.

Fotografía de portada Carlos González

Diseño y maquetación Editorial Cuarto Centenario

Impresión Quinta Impresión

Encuadernación Sucesores de Felipe Méndez

Depósito legal xxxxxxxxxxxx

ISBN xxxxxxx

Cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública o transformación de esta obra solo puede ser realizada con la autorización de sus titulares, salvo excepción prevista por la ley. Dirijase a CEDRO (Centro Español de Derechos Reprográficos, www.cedro.org) si necesita fotocopiar, escanear o hacer copias digitales de algún fragmento de esta obra.



PRESENTACIÓN

La preocupación por la conservación de la naturaleza es un tema profundamente arraigado en la sociedad actual. La conciencia de la necesidad de conservar el medio natural exige de los ciudadanos un papel cada vez más activo y participativo en esta cuestión. Partiendo de la idea de que sólo se protege lo que se valora y conoce, la divulgación de la naturaleza adquiere un protagonismo especial, al ser la base para un comportamiento adecuado y respetuoso hacia el medio ambiente. En esta línea se enmarca la presente guía, centrada en la divulgación de la geología de uno de los espacios naturales más singulares y valiosos de Castilla-La Mancha.

La Sierra Norte de Guadalajara es una de las joyas de la naturaleza castellano-manchega. Declarada Parque Natural en el año 2011, se sitúa en el noroeste de la provincia de Guadalajara, sobre una superficie de 116.953 hectáreas y 35 términos municipales, integrando como Zonas de Protección Especial, tres espacios naturales protegidos que habían sido declarados con anterioridad: la Reserva Natural del Macizo del Lobo-Cebollera, el Parque Natural y Bien Patrimonio Mundial de UNESCO del Hayedo de Tejera Negra y la Reserva Fluvial del río Pelagallinas. En él destacan sus valores geológicos y de vegetación, fauna y paisaje, en excelente estado de conservación, y su rico patrimonio etnográfico y cultural. Un extenso espacio protegido en el que la conservación y el desarrollo sostenible caminan en armonía, primando sobre otros intereses.

La geología constituye la raíz de los paisajes de la Sierra Norte de Guadalajara, es el sustrato sobre el que se asienta la vida y la razón primera de sus contrastados paisajes. Por ello, conocer la geología de este lugar ayuda a desentrañar el significado de sus paisajes, de su historia e incluso de los usos del territorio por sus habitantes, dotando al paisaje actual de la inabarcable dimensión del tiempo geológico. Una dimensión temporal de millones de años pero que, convenientemente explicada, permite entender el significado y configuración del relieve actual. Esta guía pretende ser una herramienta para cumplir estas funciones, mostrando no solo las características geológicas del territorio, sino también destacando lo más singular.

La presente guía es el resultado de la fructífera colaboración en materia de espacios naturales protegidos entre la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC). Una colaboración iniciada hace dos décadas que abarca aspectos relacionados con la protección y divulgación de los valores geológicos castellanomanchegos.

Con todo ello, esperamos que esta guía sirva para facilitar el conocimiento de los valores geológicos de la Sierra Norte de Guadalajara, un territorio con un rico patrimonio aún por descubrir para gran parte de las personas que visitan el Parque Natural. ●

Emiliano García-Page

Presidente de Castilla-La Mancha



Agradecimientos

Los autores de la guía quieren agradecer la colaboración prestada para la elaboración de esta guía, ya sea aportando información, fotografías, correcciones o lecturas críticas, a: **Ramón Jiménez** (Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC); **Nohemí Sala** y **Adrián Pablos** (Centro Nacional de Investigación Sobre Evolución Humana-CENIEH); **Fernando Barroso-Barcenilla** y **Sergio García Voces** (Universidad de Alcalá de Henares y CIPAT); **Jesús J. Jordá Pardo** (Universidad Nacional de Educación a Distancia, UNED); **José Francisco Martín-Duque**, **Alfonso Sopeña** y **Yolanda Sánchez-Moya** (Universidad Complutense de Madrid, UCM); **Javier Trueba** (Madrid Scientific Films); **David Blázquez** (Turismo JCCM), **Carlos González**; **Susana Ayuso** y **Juan Sanz** (JCCM), **Juanjo Bolaños**, **Jose A. Vallejo**, **Gregorio Cerezo**, **Carlos Serrano**, **Diego Galán**, **Nuria Martín** y a los agentes medioambientales del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara.

Y, de forma muy especial, a **Carlos Serrano** (JCCM) por su apoyo e impulso a la edición de esta guía.

*A quienes detienen su paso en el camino
para conversar con la naturaleza.*

*Y a los amigos del albardín y demás humildes plantas
castellanomanchegas*

ÍNDICE

| | |
|---|-----------|
| 1. Introducción | 8 |
| 2. Geología de la Sierra Norte de Guadalajara..... | 26 |
| 3. Historia geológica en cinco episodios | 38 |
| 4. Rocas del Parque Natural..... | 58 |
| 4.1 Pizarras | 60 |
| 4.2 Gneises | 62 |
| 4.3 Esquistos | 64 |
| 4.4 Cuarcitas..... | 66 |
| 4.5 Areniscas..... | 68 |
| 4.6 Arenas..... | 70 |
| 4.7 Calizas y dolomías | 72 |
| 4.8 Yesos..... | 74 |
| 4.9 Conglomerados..... | 76 |
| 5. Rasgos geológicos destacados | 78 |
| 5.1 Grandes pliegues variscos | 80 |
| 5.2 Metamorfismo regional | 82 |
| 5.3 Vulcanismo pérmico..... | 84 |
| 5.4 Yacimientos minerales..... | 86 |
| 5.5 Yacimientos paleontológicos del Cretácico | 88 |
| 5.6 Cabalgamientos alpinos..... | 90 |
| 5.7 Yacimientos paleontológicos del Cuaternario | 92 |
| 6. Paisaje geológico | 94 |
| 6.1 Relieve apalachano..... | 96 |
| 6.2 "Rañas"..... | 98 |
| 6.3 Karst..... | 100 |
| 6.4 Cañones fluviales..... | 102 |
| 6.5 Cascadas y saltos de agua..... | 104 |
| 6.6 Cárcavas..... | 106 |
| 6.7 Glaciarismo | 108 |

| | |
|--|------------|
| 7. La red de geo-rutas del Parque Natural | 110 |
| • Geo-ruta 1..... | 114 |
| • Geo-ruta 2 | 136 |
| • Geo-ruta 3 | 156 |
| • Geo-ruta 4 | 188 |
| • Geo-ruta 5 | 208 |
| • Geo-ruta 6 | 226 |
| 8. Geología para senderistas..... | 248 |
| • Ventifactos de Sacedoncillo en el sendero GR 10 | 254 |
| • Afloramientos del Pérmico en el sendero GR 10 | 256 |
| • Retrocabalgamiento de Tortuero en el sendero GR 10 | 258 |
| • Minas de Plata de Tamajón en el sendero GR 60 | 260 |
| • Pliegues y escarpes cuarcíticos en el sendero GR 167 | 262 |
| • Relieve apalachano en el Pico Ocejón. Senderos CM-1, CM-2, PR-GU 01 y PR-GU 19 | 264 |
| • Crestones cuarcíticos y pedreras en el cuchillar del Asomante. Sendero PR-GU 02 | 266 |
| • Escarpes de pizarra del cuchillar del Vallosera. Sendero PR-GU 18..... | 268 |
| • Circos glaciares del Pico Lobo en los senderos PR-GU 20 y PR-GU 25..... | 270 |
| 9. Otros lugares de interés geológico en el Parque Natural | 272 |
| 9.1 <i>Megarripples</i> del Alto Rey | 274 |
| 9.2 Localidad tipo de la andalucita | 276 |
| 9.3 Serie cretácica de Alcorlo | 278 |
| 9.4 "Geosite" de la Laguna de Somolinos..... | 280 |
| 9.5 Conglomerados de Beleña de Sorbe | 282 |
| 9.6 Meandro abandonado del río Lozoya..... | 284 |
| 9.7 Yacimiento paleontológico y arqueológico de Jarama VI | 286 |
| 9.8 Yacimientos arqueológicos y paleontológicos de La Malia y del Abrigo de los Enebrales | 288 |
| 10 Geoconservación y divulgación geológica | 290 |
| Bibliografía | 306 |

CAPÍTULO

1

Introducción

CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL PARQUE NATURAL



El Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara

En el año 1995, las Cortes Regionales de Castilla-La Mancha aprobaron el Plan de Conservación del Medio Natural de esta comunidad autónoma. Este Plan fue un documento clave para el desarrollo de la Red de Áreas Protegidas y, por extensión, para la conservación de la naturaleza en la Región. Entre muchos otros objetivos y actuaciones, identificaba los espacios naturales que, por sus altos valores ambientales, paisajísticos y culturales, merecían ser protegidos. Entre ellos se encontraban las grandes unidades ambientales de Castilla-La Mancha, territorios de gran extensión y con un estado de conservación alto, que aunaban una valiosa biodiversidad y geodiversidad con paisajes de gran calidad y un patrimonio etnográfico y cultural sobresalientes. Tal es el caso, entre otros, de la Sierra Norte de Guadalajara, también conocida como Sierra de Ayllón.

Así, en marzo de 2011, el amplio territorio que se extiende por el sector más oriental del Sistema Central en el noroeste de la provincia de Guadalajara, sobre

una superficie de 116.953 hectáreas y 35 términos municipales, fue declarado Parque Natural (Fig.1-1). Se integraron en él, como Zonas de Protección Especial, tres espacios naturales protegidos que habían sido declarados con anterioridad en este territorio: la Reserva Natural del Macizo del Lobo-Cebollera, el Parque Natural del Hayedo de Tejera Negra y la Reserva Fluvial del río Pelagallinas. Además, el 81% del territorio del Parque Natural (94.496 hectáreas), conforma el Espacio de la Red Natura 2000 'ZEC-ZEPA Sierra de Ayllón'. Por otro lado, desde el año 2017 el Hayedo de Tejera Negra forma parte del Bien de Patrimonio Mundial 'Hayedos Primigenios Europeos' de la UNESCO.

Se declaró así uno de los parques naturales más extensos de la Península Ibérica, conformado por paisajes de alta montaña de elevada naturalidad, únicos en Castilla-La Mancha, y caracterizado por una riqueza geológica y una biodiversidad asombrosas, a las que se suma un valioso patrimonio cultural y etnográfico. ●



Figura 1-1A. Localización de Castilla-La Mancha en la Península Ibérica (izq.) y del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara en la provincia de Guadalajara (dcha).



Figura 1-1B. Mapa del Parque Natural.



Figura 1-2. Pico Lobo. Fotografía: Tasón.

Montañas y ríos, escultores del paisaje

El relieve del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara es muy accidentado y está caracterizado por un conjunto montañoso que incluye diversos macizos y sierras, como los del Lobo-Cebollera, Tornera-Centenera, Buitrera, Alto Rey, Ocejón, o Sierra Gorda. En total se cuentan más de veinte cimas que superan los dos mil metros de altitud, un grupo que lidera el Pico Lobo que, con sus 2.274 metros de altitud, es el techo del Parque Natural y de Castilla-La Mancha (Fig. 1-2).

Estas montañas son el origen de los tres ríos que vertebran el territorio de oeste a este: el Jarama, el Sorbe y el Bornova, que forman largos valles de dirección norte-sur que condicionan el paisaje y la vida en el Parque. Con sus muchos afluentes, como los ríos Lozoya, Jaramilla, Ermito, Berbellido, Veguillas, Lillas, Zarcas, Son-saz, Pelagallinas y Cristóbal, conforman

una red fluvial caracterizada por la alta calidad de sus aguas y las valiosas comunidades vegetales y faunísticas que sustentan (Figs. 1-3 y 1-4). ●



Figura 1-3. Río Sorbe. Fotografía: Carlos González.

Una gran variedad paisajística

En el Parque Natural podemos disfrutar de una gran variedad de paisajes, resultado de su rica geodiversidad, de la gran variedad climática y altitudinal (más de 1.500 m de desnivel entre la cota más alta del Parque en el Pico Lobo y la más baja, en el Pontón de la Oliva a 700 m.s.n.m.), de la diversidad de sus formaciones vegetales y de la actividad humana. Se alternan los paisajes montañosos con otros en que los protagonistas son los valles fluviales, las amplias extensiones de bosques naturales y matorrales, o los prados de siega y praderas de diente para cuyo mantenimiento es clave la persistencia de la ganadería extensiva (Fig. 1-5). ●



Figura 1-4. Pradera de diente en Tejera Negra (Cantalojas). Fotografía: Gregorio Cerezo.

Las raíces del paisaje: una rica geodiversidad

El Parque Natural abarca un extenso territorio de relieve escarpado ubicado geográficamente en el Sistema Central, justo en su zona de enlace con el Sistema Ibérico y el sector noreste de la cuenca sedimentaria del Tajo. Esta conjunción explica la notable diversidad de rocas que afloran en el Parque Natural y que son responsables de su singular fisionomía.

La rica geodiversidad de la Sierra Norte de Guadalajara configura una gran variedad de paisajes. Predominan las rocas metamórficas muy antiguas, de edad paleozoica, como pizarras, esquistos, cuarcitas y gneises (Fig. 1-6), que conforman crestones y cuchillares, valles encajados, cañones fluviales, pedrizas y escarpes

con espectaculares saltos de agua. En las zonas de mayor altitud hallamos los circos glaciares del Pico del Lobo y del Cebollera Vieja, en los que son visibles los restos de antiguas morrenas glaciares.

También está presente, en la zona sur del Parque Natural, la orla calizo-dolomítica o banda cretácica, que propicia paisajes kársticos como la pequeña ciudad encantada de Tamajón y pequeñas hoces fluviales sobre los materiales calizos, como la de Retiendas en el Jarama y la de Alpedrete de la Sierra en el Lozoya. En la zona suroeste del Parque son características las extensas rañas rojizas, depósitos terciarios de materiales poco consolidados formados por cantos de cuarcitas empastados

en arcillas, en las que son frecuentes los llamativos paisajes erosivos de cárcavas y barrancos.

El valor geológico de la zona se completa con enclaves de gran interés petrológico y mineralógico, como el entorno de Hien-delaencina donde fueron explotadas mineralizaciones de oro, platino y plata, o el de El Cardoso de la Sierra, donde fue descubierto para la ciencia el mineral "andalucita" en el siglo XVIII. ●



Figura 1-6. Crestones cuarcíticos. Cueva del Oso (Sierra de Alto Rey). Fotografía: Alfanhui.

El paisaje vegetal: un área de excepcional importancia botánica

El territorio del Parque Natural tiene un excepcional valor botánico. En las zonas más elevadas encontramos enclaves con bosquetes eurosiberianos: hayedos, robleales albares, tejedas, acebedas y abedulares con serbales, con un gran número de especies de flora protegida que son singulares y escasas en Castilla-La Mancha. Especialmente valioso es el hayedo de Tejera Negra, uno de los hayedos más meridionales de Europa. Los bosques de hayas son propios de latitudes más septentrionales, pero aquí son el testigo de épocas pasadas más frías: tras finalizar la última glaciación, los hayedos se extendieron por gran parte del territorio de la Península Ibérica pero, cuando el clima se tornó más árido y cálido en el interior peninsular, fueron sustituidos por bosques de otras especies mejor adaptadas a las nuevas condiciones climáticas (Fig.1-7). En estas latitudes solo encontraron refugio

en lugares como Tejera Negra, con un microclima especial, llegando hasta nuestros días como bosques relictos.

Los pinares naturales de pino albar o silvestre se extienden por la franja más septentrional del Parque, desde Cantalojas hasta el entorno de la Sierra de Alto Rey. Sobre el resto de suelos silíceos del Parque, donde dominan las pizarras, cuarcitas y gneises, se extienden rebollares y encinares ayllonenses y silicícolas, mientras en las zonas calizas, en el valle medio del Jarama, encontramos quejigares y encinares con sabel albar.

Los bosques de ribera presentan un excelente estado de conservación. Los ríos de alta montaña del Parque Natural discurren encajados en laderas rocosas de cuarcitas y pizarras, rocas duras muy resistentes a la erosión. Por ello los valles que originan



Figura 1-7. Abedular y pinar de pino silvestre. Barranco de Tejera Negra. Fotografía: Gregorio Cerezo.

son estrechos, con un perfil en "V", y los bosques de ribera que flanquean sus orillas, con abedules, álamos temblones, arraqlanes y avellanos, son muy lineales, con escaso desarrollo. En los tramos medios de los ríos, estos bosques de galería son sustituidos por alisedas, fresnedas, saucedas y alamedas.

Los piornales y brezales de montaña que ocupan las cotas más altas del Parque son endémicos del Sistema Central. También son valiosos los brezales húmedos y las arbustadas espinosas caducifolias con rosales y majuelos. Otras formaciones de matorral abundantes son los gayubares, los enebrales arborescentes y los jarales y brezales.

Tienen especial valor los pastizales de alta montaña y los cervunales, así como los prados de diente y de siega, majadales,



Figura 1-8. Flora rupícola. *Polygonum alpinum*. Fotografía: Diego Galán.

juncuales y prados higrófilos propios de zonas encharcadizas. Hay que destacar también el alto valor de la vegetación rupícola asociada a los crestones cuarcíticos y roquedos, así como la flora de las turberas ácidas, (Fig.1-8) con múltiples especies protegidas. ●

Una valiosa y variada comunidad faunística



Figura 1-9. Ruiseñor pechiazul.
Fotografía: Diego Galán.



Figura 1-10. Lagarto verdinegro.
Fotografía: Gregorio Cerezo.



Figura 1-11. Topillo nival. Fotografía: Diego Galán.

La gran variedad de hábitats presentes en el Parque Natural favorece la existencia de una valiosa comunidad faunística. Aquí se han inventariado 260 especies vertebradas, de las que 195 están protegidas y muchas de ellas son objeto de programas de conservación.

En los roquedos nidifican águilas perdiceras y reales, halcones peregrinos y buitres leonados. En los bosques habitan halcones abejeros, milanos reales y otras rapaces forestales diurnas y nocturnas, así como pequeñas aves forestales de interés. En los ríos es posible avistar mirlos acuáticos y, en las espinedas, alcaudones dorsirrojos. Pero la especie más singular es el pechiazul, que en Castilla-La Mancha solo nidifica en los pastizales y piornales de alta montaña del Parque, en compañía del bisbita alpino y el acentor común.

Entre los mamíferos destaca especialmente el lobo ibérico, especie catalogada en peligro de extinción que está recolonizando este territorio. Son abundantes el corzo y el jabalí, y habitan aquí carnívoros como el gato montés, la garduña o el tejón, así como una valiosa comunidad de murciélagos forestales y cavernícolas. En las limpias aguas de sus ríos viven nutrias y musgaños de Cabrera y en las pedrizas de las montañas habita otra especie de interés como es el topillo nival.

Entre los reptiles destacan el lagarto verdinegro, la lagartija roquera y el galápago europeo y entre los anfibios, la salamandra, el tritón jaspeado y el sapo partero

común, especies muy amenazadas debido a la fragilidad de sus hábitats. Respecto a los peces, son valiosas las poblaciones de trucha común, que presentan altos niveles de pureza genética. En el grupo de los invertebrados destacan especies

protegidas de insectos como el ciervo volante, característico de robledales maduros, o la mariposa apolo, especie que habita en los prados de montaña y que se está viendo amenazada por los efectos del cambio climático. ●



Figura 1-12. Cerca hincadera en Villares de Jadraque. Fotografía: Alfanhui.

Una tierra de tradiciones y cultura, labrada por el vínculo entre personas y naturaleza

El territorio de la Sierra Norte de Guadalupe y la ganadería han ido de la mano desde antaño. Existe entre ellos una estrecha vinculación que se plasma en el paisaje, moldeado por el pastoreo del ganado vacuno en extensivo que aprovecha los pastos de montaña en verano y, mediado el otoño, es llevado hasta los valles para pasar el duro invierno en el entorno de los pueblos. Dehesas, praderas, majadales, abrevaderos, preciosas cercas de hincaderas (Fig.1-12), corrales y tainas construidas



Figura 1-13. Refugio de Guijas Albas. Fotografía: Carlos González.

con las pizarras, cuarcitas y gneises del entorno, son elementos característicos del paisaje del Parque Natural. Las viviendas de los pueblos de la Sierra Norte nacen de la tierra y toman sus materiales de construcción del entorno. Son pueblos mimetizados con los parajes en los que están enclavados y que, lejos de distorsionar el paisaje, lo realzan. Próximos al Pico Ocejón encontramos los bellos pueblos de la Arquitectura Negra con sus casas de pizarra y cuarcita, como Valverde de los Arroyos, Umbralejo, Majaelrayo, La Vereda o Campillo de Ranas y sus pedanías. Al pie de la Sierra de Alto Rey, donde abundan los gneises con alto contenido en mica, se encuentran los pueblos de la Arquitectura Dorada, como Bustares, Las Navas de Jadraque, Gascuña de Bornova, Villares de Jadraque o Hiendelaencina.

La Sierra Norte de Guadalajara cuenta también con un rico patrimonio arquitectónico de tipo religioso. Existen magníficas muestras del románico rural, como la ermita de Santa Coloma en Albendiego (Fig.1-13), edificada con rocas calizas y areniscas, pero también edificios de estilo gótico, como el monasterio de Bonaval construido con sillares de las rocas calizas del entorno, en la hoz del Jarama en Retiendas. A ellos se suman edificios civiles y militares, entre los que se cuentan el Palacio Ducal de Cogolludo, edificado con calizas de Tamajón, o el castillo de Galve de Sorbe. A este patrimonio se une el etnológico: fiestas populares, muchas declaradas de Interés Turístico, como las botargas y mascaritas de Almiruete, las Danzas en la Octava del Corpus en Valverde de los Arroyos o la romería al Santo Alto Rey en Bustares. ●



Figura 1-14. Ermita de Santa Coloma en Albendiego. Fotografía: Carlos González.

Una amplia oferta de uso público que promueve un contacto íntimo y respetuoso con la naturaleza

Dos de los principales objetivos del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara son facilitar el conocimiento de sus valores ambientales y el fomento del turismo de naturaleza, contribuyendo así al desarrollo socioeconómico sostenible de los municipios del Parque de manera compatible con la conservación de sus recursos naturales.

El Parque Natural cuenta con cuatro centros de visitantes ubicados en las localidades de El Cardoso de la Sierra, Cogolludo, Cantalojas y Hiendelaencina, este último en el edificio municipal del Centro de Interpretación del País de la Plata, y con un punto de información anexo al Centro de Interpretación Paleontológica y Arqueológica de Tamajón (CIPAT) (Fig. 1-15). Desde estos centros se divulgan los valores ambientales del Parque, se realizan visitas guiadas, talleres ambientales y otras actividades de voluntariado y educación ambiental a través del programa 'Vive tu Espacio' y se organizan visitas dirigidas a

centros escolares y asociaciones desde el programa 'Explora tu Espacio'. Además, se informa a los visitantes sobre los recursos e infraestructuras de uso público puestos a su disposición.

Así, el Parque Natural cuenta con una extensa red de miradores, aparcamientos y áreas recreativas, muchas de ellas con fuentes, mesas, bancos y muretes contruidos con lajas de pizarra conforme a la arquitectura negra característica del territorio (Fig. 1-16). Estos equipamientos están dotados con paneles interpretativos del paisaje y de los valores ambientales y etnográficos de la zona. También cuentan con mapas de uso público que muestran las posibilidades de turismo activo en la naturaleza, principalmente centradas en la bicicleta de montaña y, especialmente, en el senderismo como seña de identidad del Parque Natural, promoviendo así un perfil de visitantes que busquen un contacto más íntimo y respetuoso con la naturaleza (Fig. 1-17). ●



1-15. Punto de información junto al CIPAT de Tamajón. Fotografía: Alfanhui.



Figura 1-16. Área recreativa de Las Retichuelas en Majaelrayo. Fotografía: Alfanhui.

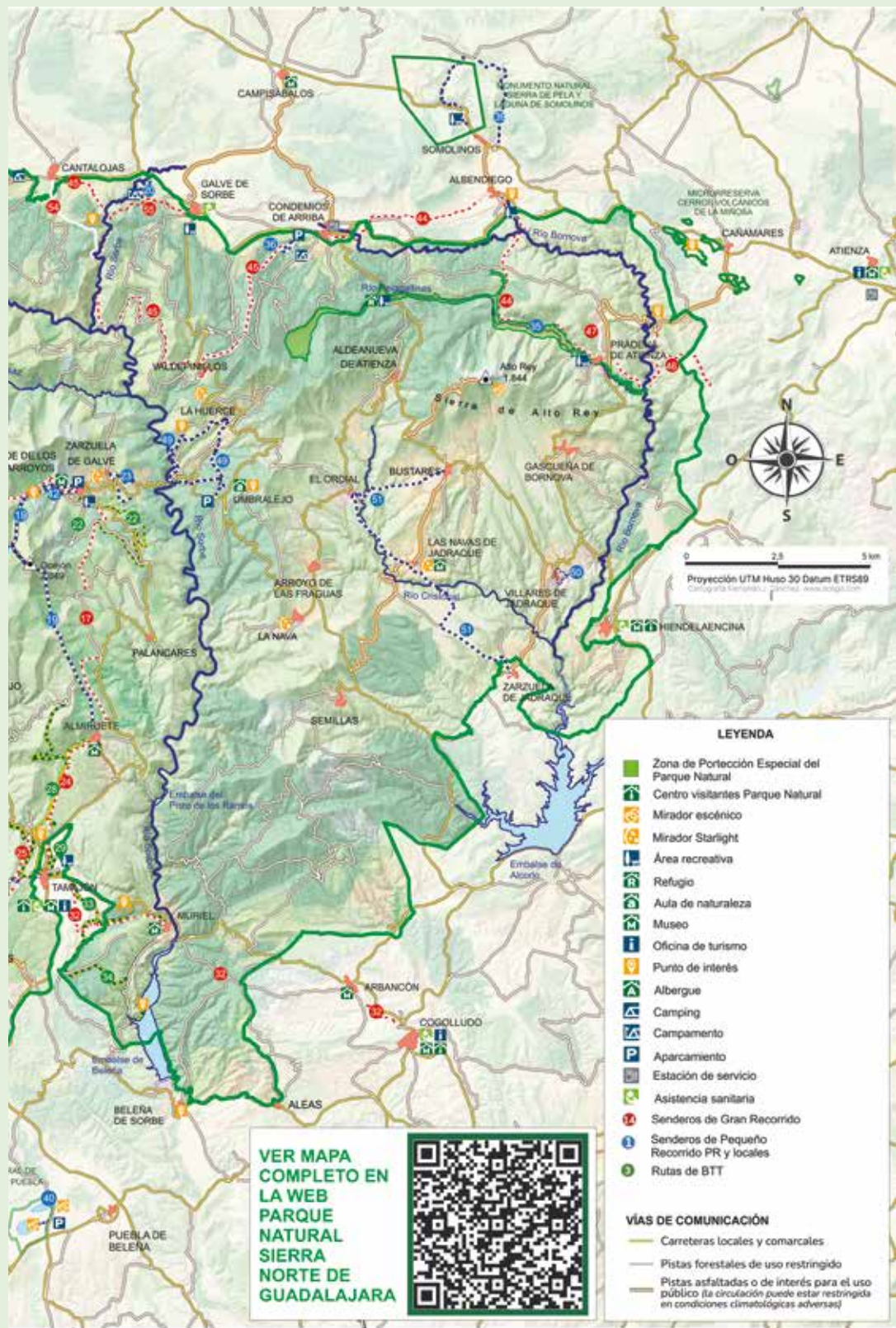




Figura 1-18. Mirador del Barranco del Jaramilla en la geo-ruta 1. Fotografía: Alfanhui.

Tres senderos de gran recorrido discurren por el Parque Natural. A ellos se suman diversos senderos de pequeño recorrido y senderos locales, con una oferta que abarca desde recorridos sencillos por

valles o caminos vecinales que conectan los pueblos, hasta senderos más exigentes por zonas de alta montaña, completando una red de 46 senderos oficiales, muchos de ellos homologados por la Federación de Deportes de Montaña de Castilla-La Mancha, con más de 550 km de sendas señalizadas.

La oferta de uso público se complementa con la red de sendas interpretativas botánicas, geológicas y etnográficas. A través de ellas se pretende fomentar un turismo interesado en combinar en su visita las actividades de ocio y turismo activo en la naturaleza, con el mejor conocimiento de los valores del Parque Natural (Fig.1-17). ●



Fotografía 1-19. Senderistas en la cumbre del pico Ocejón (2.049 m). Fotografía: David Blázquez (Turismo JCCM).

La interpretación y divulgación del patrimonio geológico

La Sierra Norte de Guadalajara cuenta con un rico y variado patrimonio geológico, lo que permite al visitante observar una gran diversidad de elementos geológicos. Muchos de ellos poseen un alto potencial didáctico, lo cual facilita la labor de diseñar materiales interpretativos centrados en los aspectos geológicos. Así, los centros de visitantes del Parque Natural y centros de interpretación municipales como el CIPAT de Tamajón o el Museo del País de la Plata de Hiendelaencina (Fig. 1-20), cuentan con paneles, maquetas y otros recursos que muestran los rasgos geológicos generales y elementos singulares de este territorio.

Con el objetivo de complementar los recursos interpretativos para dar a conocer la diversidad geológica del Parque Natural y los espacios naturales protegidos de su entorno a sus visitantes, se ha diseñado una red de geo-rutas que incluye seis itinerarios autoguiados que permiten descubrir un total de 66 enclaves geológicos singulares y su relación con la biodiversidad y el patrimonio cultural y etnográfico (pág. 112). Cada una de las geo-rutas cuenta con un folleto interpretativo digital en el que se describe la historia geológica general del parque natural, y los puntos de interés geológico integrados en esa geo-ruta.

Los itinerarios recorren los diversos sectores del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara, la Microrreserva de los Cerros Volcánicos de La Miñosa, el Monumento Natural de Sierra de Pela y Laguna



Figura 1-20. Centro de Interpretación del País de la Plata en Hiendelaencina. Fotografía: Alfanhui.

de Somolinos y la Reserva Natural de las Lagunas de Puebla de Beleña, y están diseñados para ser recorridos en vehículo, aunque incluyen numerosos paseos complementarios apoyados en la red de senderos oficiales del Parque Natural, para acceder a las paradas que no están a pie de carretera o pista forestal.

Se ha incorporado así a la oferta de uso público del Parque Natural la Red de Geo-rutas, con un recorrido total de 350 km distribuidos por todo el Parque, de los cuales 90 km son senderos que se recorren a pie. Las geo-rutas están equipadas en campo con siete paneles de inicio, seis paneles interpretativos, cinco nuevos miradores

escénicos, 30 balizas direccionales y 66 balizas indicadoras de cada una de las paradas, con código QR que permite el acceso a los contenidos del folleto explicativo de la geo-ruta correspondiente (Fig. 1-21). Tres de las seis geo-rutas tienen su inicio en centros de visitantes del Parque Natural, atendidos por informadores ambientales, lo que facilita la planificación de su recorrido. Desde el Parque Natural se organizan cursos de formación y jornadas de divulgación sobre la red de geo-rutas, destinados a guías locales de empresas de turismo de naturaleza, población local y público general (Fig. 1-22).

Esta guía pretende contribuir a la divulgación del patrimonio geológico de la Sierra Norte de Guadalajara y de los espacios protegidos de su entorno, introduciendo al lector en el conocimiento de la historia geológica de estos espacios naturales y de sus valores geológicos, recogiendo la máxima de que conocer la naturaleza es un paso previo para valorarla y respetarla. ●



Figura 1-21. Baliza de una de las geo-rutas.
Fotografía: Alfanhui.

Figura 1-22. Curso de divulgación geológica en el Parque Natural. Fotografía: Alfanhui.





Arquitectura negra en Valverde de los Arroyos. Fotografía: Gregorio Cerezo.

CAPÍTULO

2

Geología de la Sierra Norte de Guadalajara

PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS
DEL PARQUE NATURAL

La Buitrera (2.046 m).
Fotografía: Carlos González.



Geología de la Sierra Norte de Guadalajara

El Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara se sitúa en el extremo oriental del Macizo Ibérico, una gran unidad geológica que ocupa el oeste peninsular (Fig. 2-1). En las proximidades del perímetro del Parque Natural se sitúan otras dos unidades geológicas: al noreste la Cordillera Ibérica, y al sur la cuenca sedimentaria del Tajo.

Las rocas de la Sierra Norte de Guadalajara

El Macizo Ibérico es una de las grandes unidades geológicas españolas. A grandes rasgos, está formado mayoritariamente por rocas antiguas, del Proterozoico al Carbonífero. En la zona centro peninsular, e incluido en el Macizo ibérico, se encuentra el Sistema Central, formado mayoritariamente por rocas graníticas y

metamórficas de alto grado (fundamentalmente gneises), como ocurre en las sierras de Gredos y Guadarrama (Fig. 2-2). Sin embargo, en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara, predominan las rocas de menor grado metamórfico, como pizarras y cuarcitas. Esa es la razón de que presente tantas diferencias de relieve e incluso paisajísticas con el resto del Sistema Central y, sin embargo, guarde más similitud con algunas sierras de León, Zamora, Ciudad Real o Extremadura, donde estas rocas también son predominantes. Por otro lado, al situarse en la intersección con otras unidades geológicas (Fig. 2-1), el entorno cercano al Parque Natural posee características muy diferentes, especialmente al norte, sur y este. De ahí los marcados contrastes paisajísticos entre algunos sectores del Parque Natural y entre las zonas que lo bordean (Fig. 2-2).

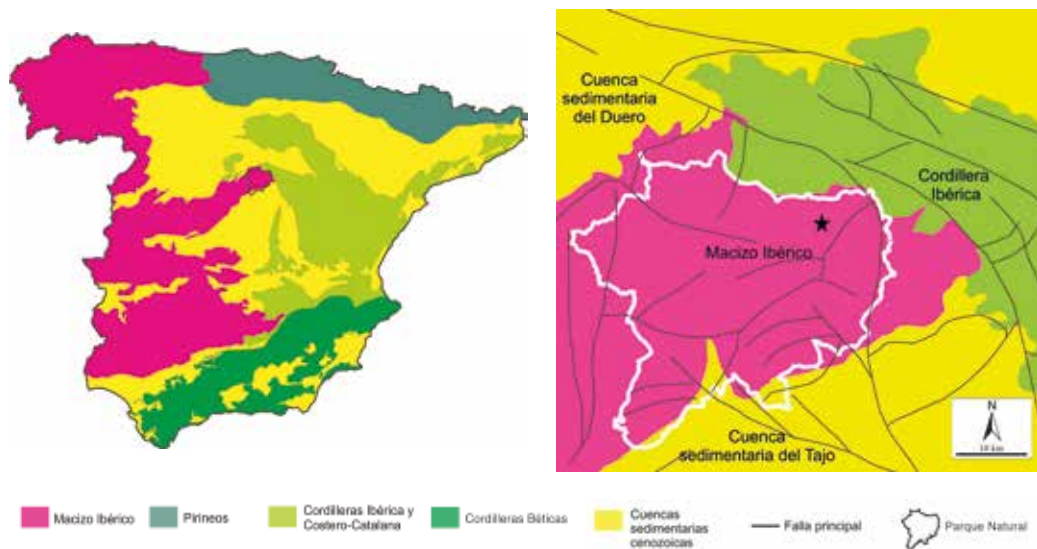


Figura 2-1. Izquierda: mapa de las grandes unidades geológicas de la España peninsular. Se ha señalado el perímetro del Parque Natural. Derecha: detalle de la figura anterior. Las líneas negras indican las principales fallas.

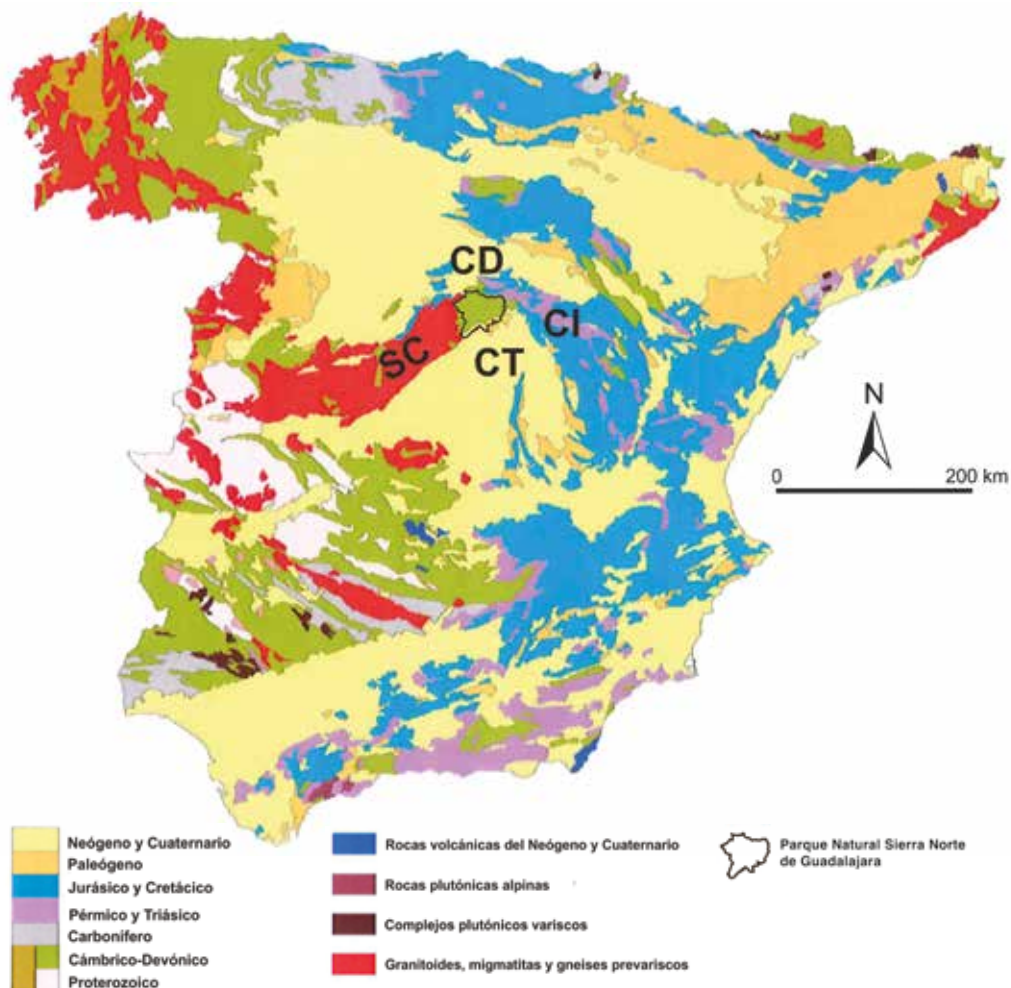


Figura 2-2. Mapa geológico de España. Se ha indicado la situación del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara. SC: Sistema Central, CI: Cordillera Ibérica; CD: Cuenca sedimentaria del Duero; CT: Cuenca sedimentaria del Tajo.

El mapa geológico del Parque Natural (Fig. 2-8) muestra la gran diversidad de tipos de rocas y edades de las rocas que afloran en el espacio protegido. En una versión simplificada de ese mapa (Fig. 2-3) se puede observar cómo las rocas del Paleozoico son mayoritarias, ocupando gran parte del territorio. Se trata de pizarras, esquistos, cuarcitas y gneises. Por el contrario, las rocas del Mesozoico se limitan a una banda de anchura variable en la zona sur y un pequeño

afloramiento en la zona norte, siendo las rocas más abundantes las calizas y dolomías. Por último, las rocas del Cenozoico aparecen en la zona meridional y oriental, por donde se extienden amplia y mayoritariamente al sur del Parque Natural. También aparecen como multitud de manchas al apoyarse sobre otros sedimentos más antiguos. En resumen, el roquedo de la Sierra Norte de Guadalajara es, eminentemente, metamórfico y de edad paleozoica (Fig. 2-3).

Figura 2-3. Grandes unidades geológicas del Parque Natural. En azul, rocas del Paleozoico, fundamentalmente metamórficas. En verde, rocas del Mesozoico, todas ellas sedimentarias, predominando las calizas y dolomías. En amarillo rocas del Cenozoico, también sedimentarias.

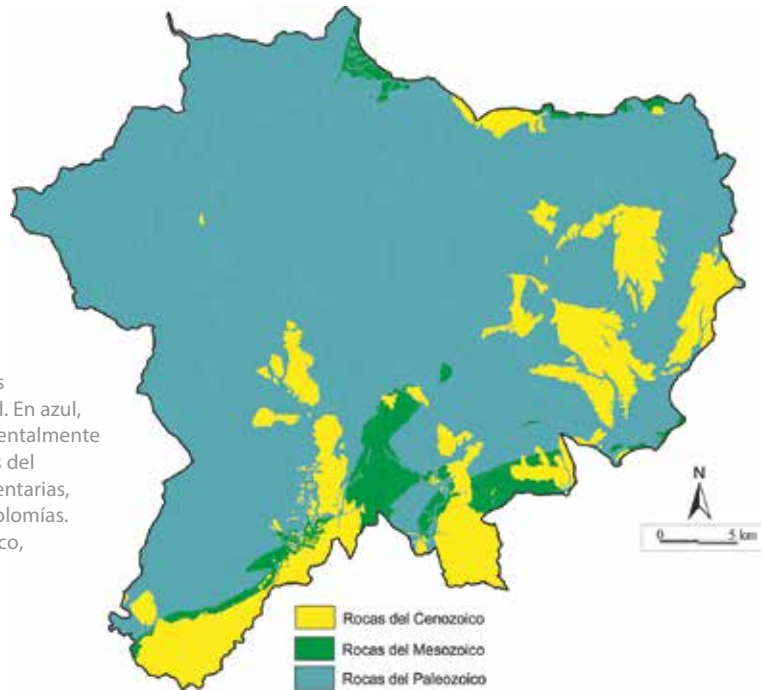


Figura 2-4. Típico paisaje de montaña labrado sobre rocas metamórficas como pizarras, esquistos y cuarcitas, característico del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara, diferente al relieve del resto del Sistema Central.



Columna geológica

En la columna geológica (Fig. 2-5) se ha representado de manera esquemática la sucesión ideal de las rocas que encontramos en la Sierra Norte de Guadalajara, desde las más antiguas (situadas en la parte inferior) a las más modernas. El espesor no está a escala y, por tanto, tampoco lo está la duración de cada periodo geológico: es simplemente una guía visual simplificada que ayuda a entender la sucesión de rocas que aparecen en el Parque Natural, su posición relativa dentro de la columna, y su edad aproximada. Diferentes factores como los movimientos tectónicos o la erosión, hacen que a veces esta sucesión esté incompleta o sea algo diferente.

Como se puede ver, a grandes rasgos es posible asociar una edad concreta para cada tipo de roca. Así, las del Paleozoico son fundamentalmente pizarras, gneises, esquistos y cuarcitas (Fig. 2-5), por orden de abundancia. Todas ellas son rocas metamórficas, aunque con diferente grado de intensidad (capítulo 4). Sin embargo, las rocas del Mesozoico son fundamentalmente sedimentarias, como calizas y dolomías.

Por último, las rocas del Cenozoico son también rocas sedimentarias, incluyendo arenas, conglomerados y arcillas. Cada uno de estos tipos de rocas se formaron en condiciones y épocas diferentes, tal y como se describe más adelante en los capítulos 3 y 4.



Figura 2-5. Cueva del Oso. Fotografía: Alfanhui.

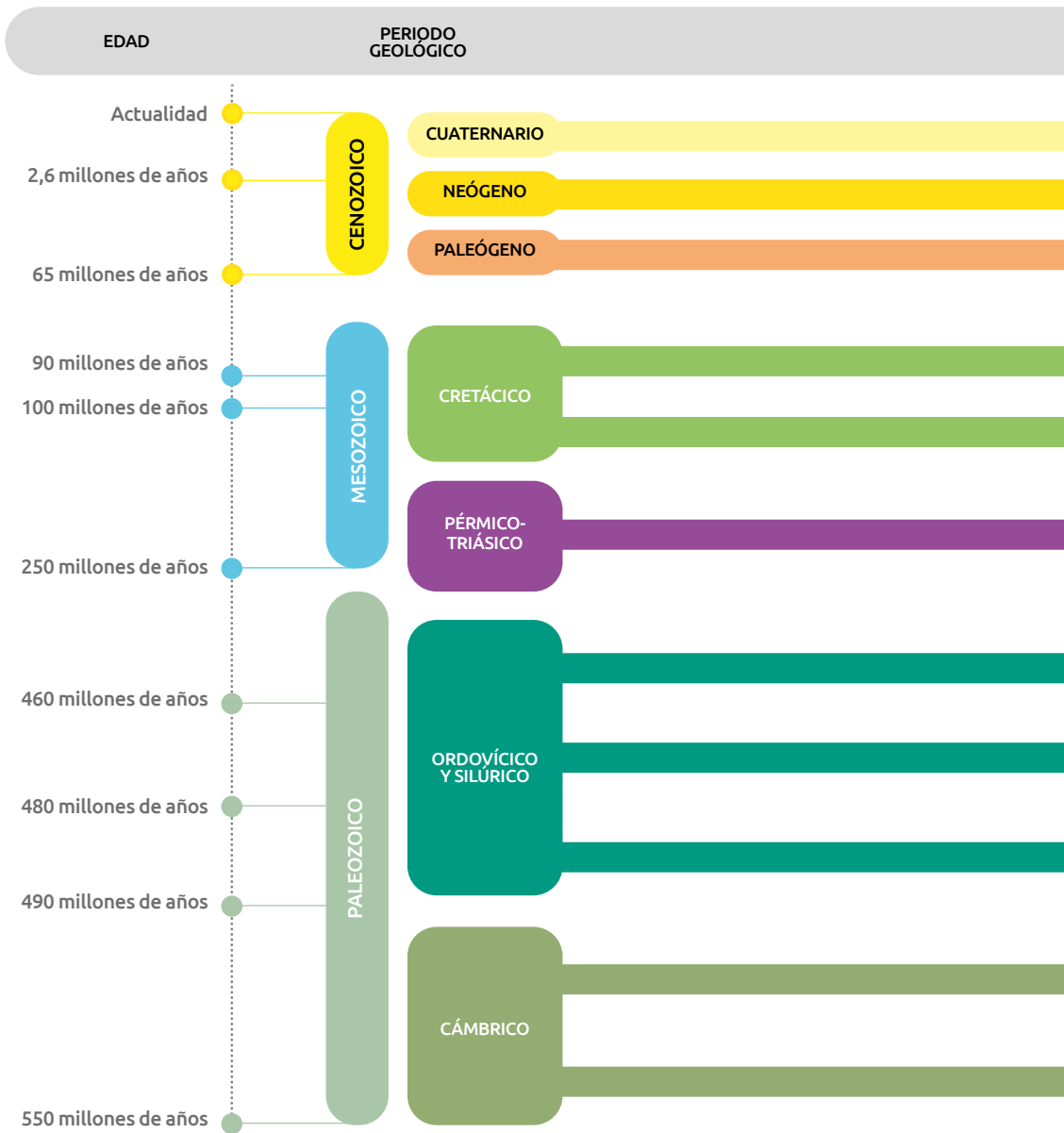
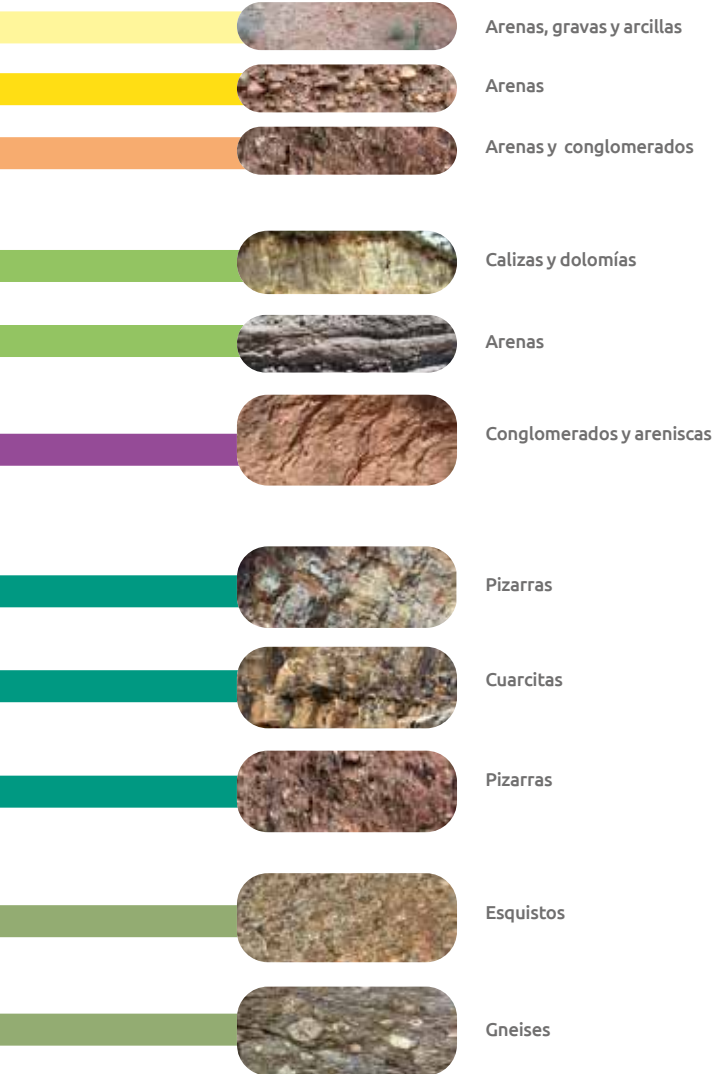


Figura 2-6. Columna geológica de las rocas presentes en el Parque Natural. Los episodios geológicos de la parte derecha de la imagen son descritos en el capítulo 3.

EPISODIOS



5

Incisión de la red fluvial, karstificación, glaciarrismo

4

Orogenia Alpina: formación del Sistema Central

3

Sedimentación marina en zonas litorales y grandes plataformas

Vulcanismo

2

Orogenia Varisca: fracturación, plegamiento y metamorfismo de las rocas previas

1

Sedimentación marina

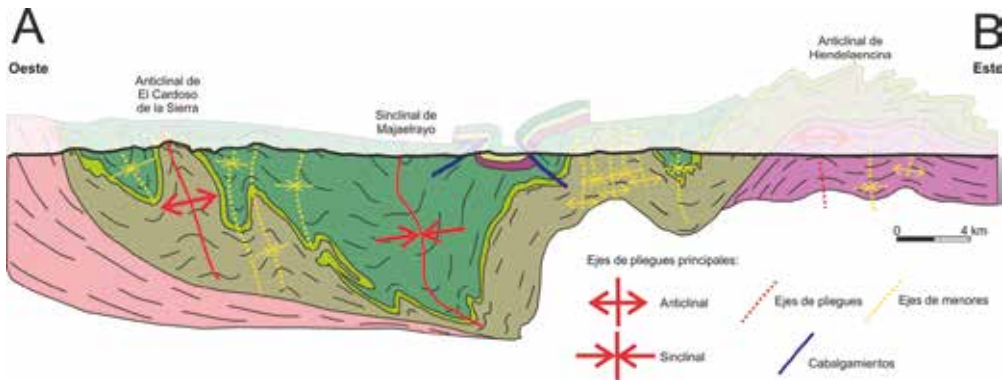


Figura 2-7. Corte geológico según la línea indicada en la Figura 2-8. La zona de color atenuado es parte del volumen de rocas ya erosionado, es decir, que hoy en día ya no existe, pero podemos deducir su disposición antes de que fuera eliminado. Modificado de De Vicente *et al.* (2022).

La disposición de las rocas: la tectónica

Para entender los rasgos esenciales de la geología del Parque Natural es fundamental comprender su disposición estructural, que está condicionada por las estructuras tectónicas (representadas en el mapa geológico, Fig. 2-9). Como se describe con detalle en el siguiente capítulo, las rocas que afloran en la Sierra Norte de Guadalajara estuvieron afectadas por dos orogenias, la Varisca y la Alpina, durante las cuales las rocas y/o su disposición se vieron intensamente transformadas (págs. 43-56 y 80).

La primera de ellas, la orogenia Varisca, tuvo lugar en el Paleozoico y fue mucho más intensa, pues fue la causante del metamorfismo de las rocas y de las principales estructuras de plegamiento (Fig. 2-6 y 5-2 en pág. 81). Entre ellas destaca un enorme sinclinal de dirección norte-sur que ocupa toda la parte central del Parque Natural, con su eje cercano a Majaelrayo. En sus costados se sitúan dos anticlinales paralelos, centrados en El Cardoso de la

Sierra y Hiendelaencina, respectivamente. Entre medias, aparecen otros pliegues de menor tamaño, que provocan que las mismas unidades geológicas aparezcan repetidas en diferentes sectores. Estos grandes pliegues de dirección principal norte-sur afectan a las rocas paleozoicas (Figs. 2-7 y 2-8) que, como se ha dicho, son mayoritariamente metamórficas.

El resultado es unas bandas de varios kilómetros de ancho de afloramientos en los que, en unos casos predominan las formaciones pizarrosas, y en otros lo hacen las cuarcíticas (pág. 66). Como estas últimas son más resistentes a la erosión que las pizarras, se ha generado un relieve de valles norte-sur delimitados por escarpes de cuarcitas (Figs. 2-7 y 2-8).

Por su parte, la orogenia Alpina afectó a todo el conjunto anterior, fragmentándolo y plegándolo. Mediante cabalgamientos, esta orogenia fue la responsable de la formación de los relieves actuales del Sistema Central (págs. 52-56 y 88). En cambio, no provocó un metamorfismo significativo en las rocas.

En resumen, el principal factor geológico que caracteriza a la Sierra Norte de Guadalajara es que está formada mayoritariamente por rocas metamórficas del Paleozoico y que refleja, de manera muy patente, la interferencia de las estructuras tectónicas de dos orogenias. Esto condiciona la disposición de las montañas, la dirección de los pliegues, el recorrido de

los cursos fluviales y la distribución de las rocas. Por ello, no solo influye en el relieve, sino también en la vegetación, en la existencia de determinados recursos geológicos, en los usos del territorio e incluso en la distribución de la población. En los siguientes capítulos se describen con detalle todos estos aspectos y su reflejo en el paisaje del Parque Natural. ●

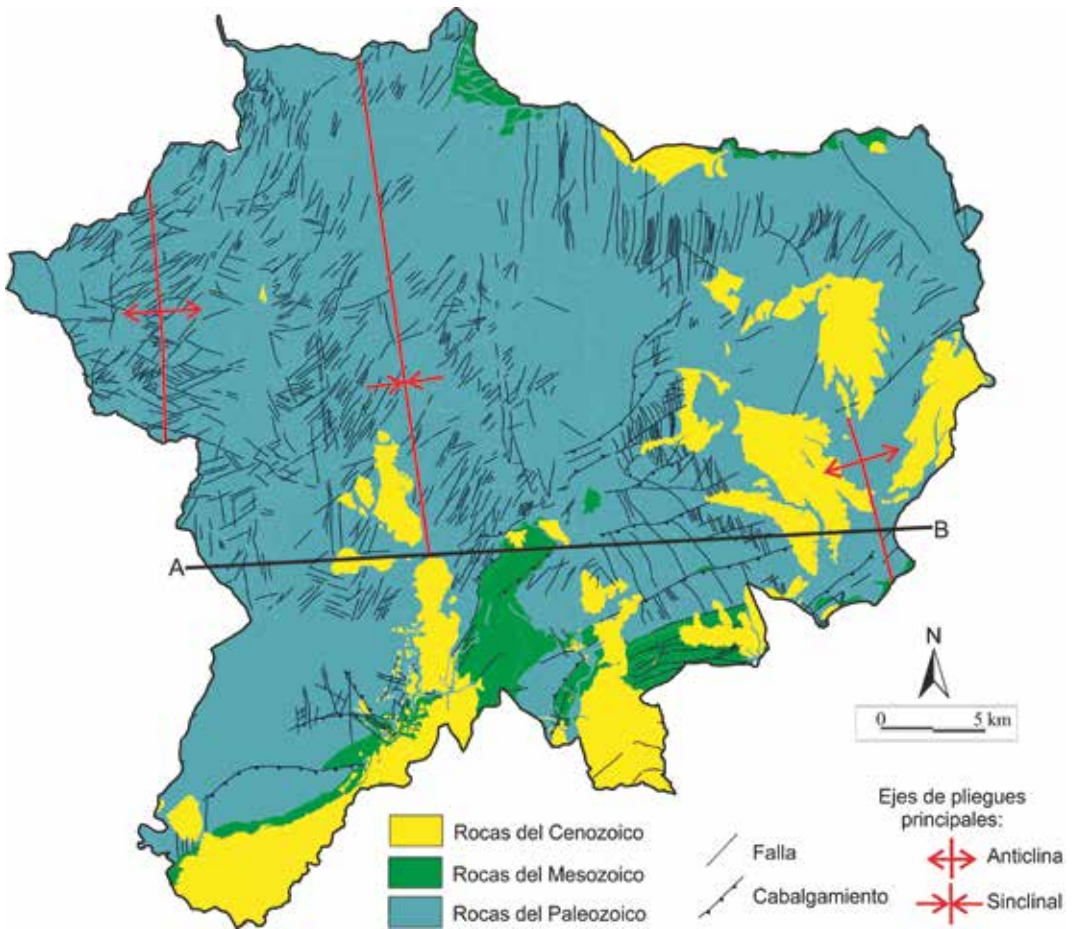


Figura 2-8. Mapa con las principales estructuras tectónicas del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara. La línea negra A-B corresponde con el corte de la figura 2-6. Basado en las mismas referencias que la Fig.2-9.

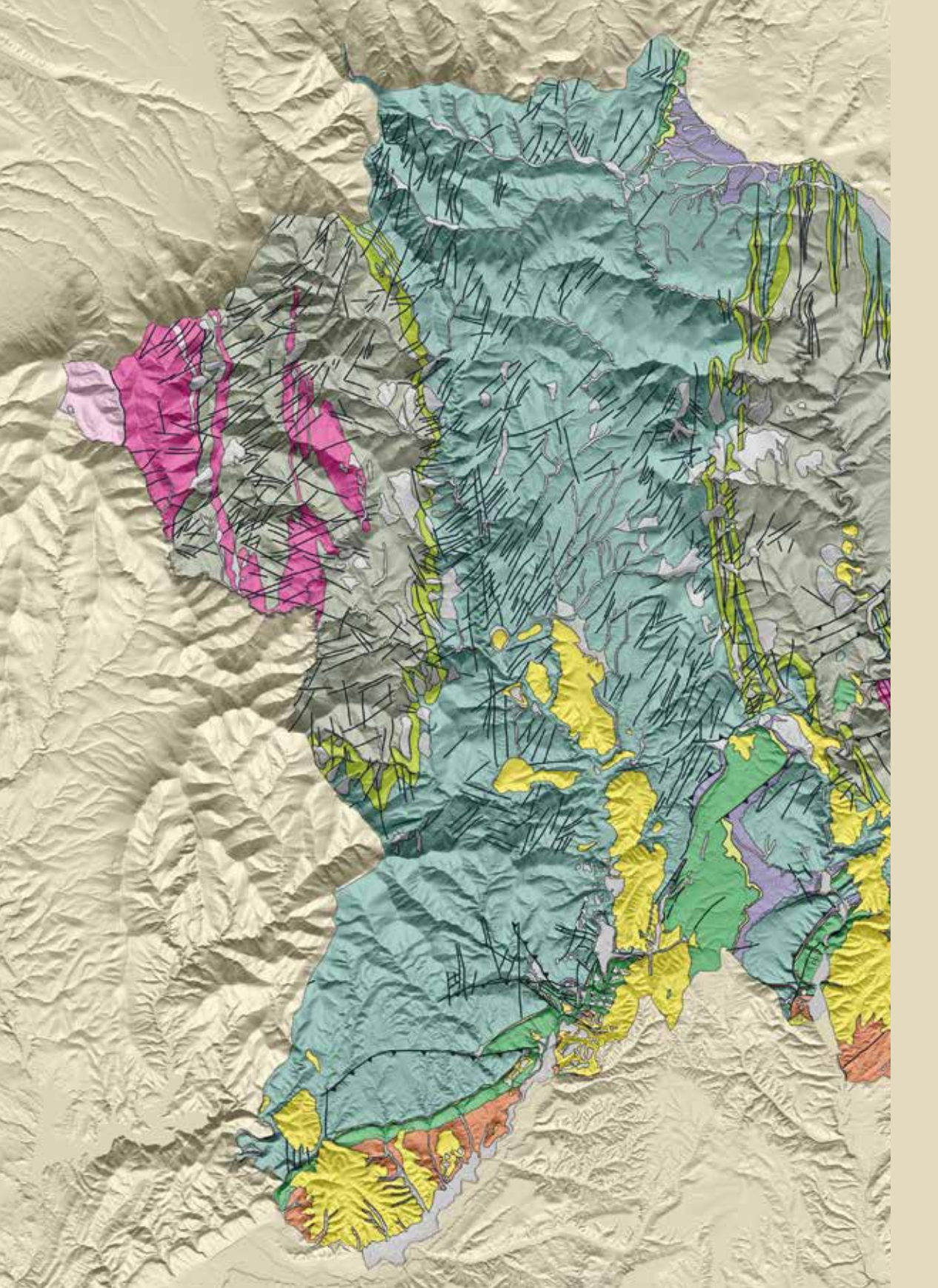
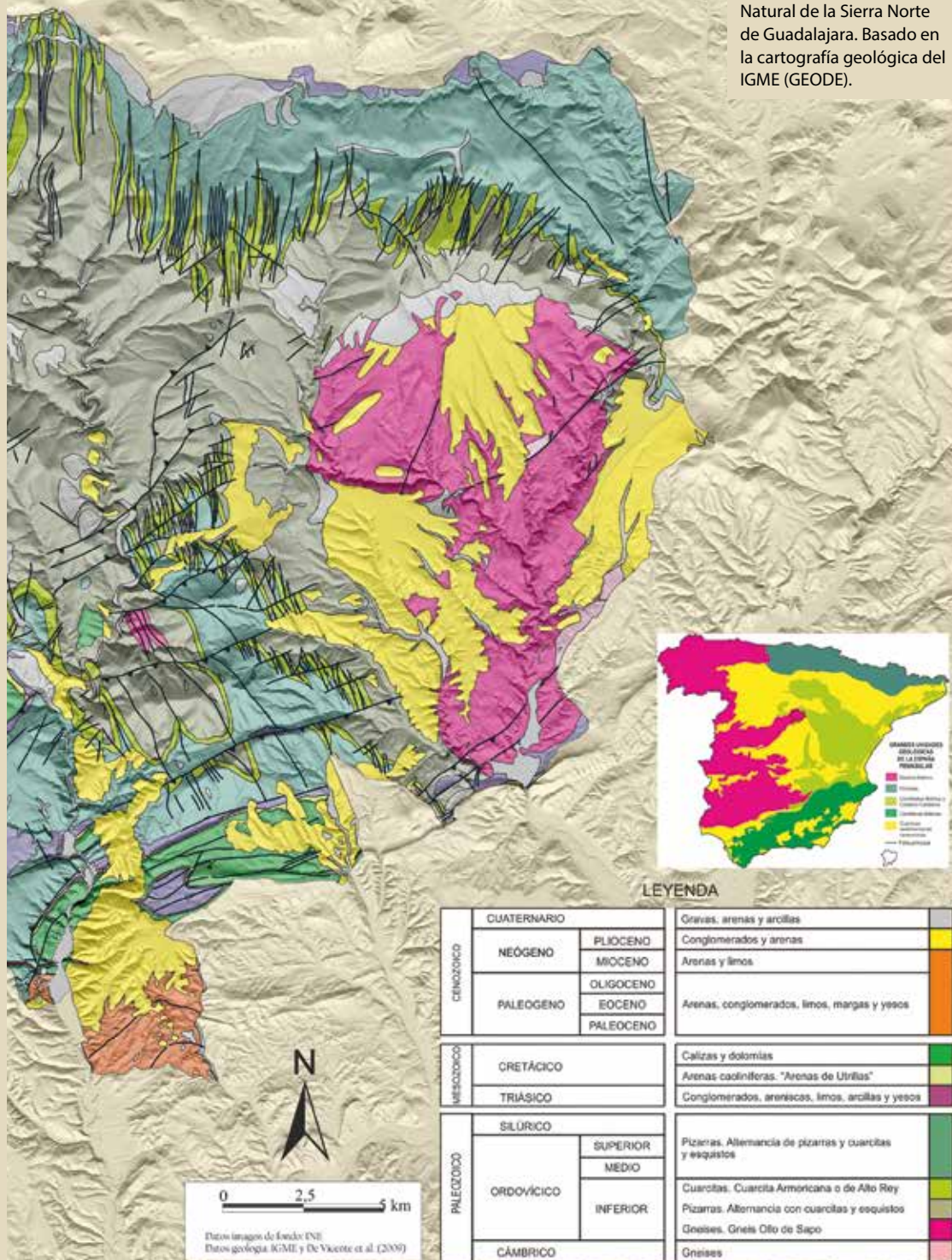


Figura 2-9.
 Mapa geológico del Parque
 Natural de la Sierra Norte
 de Guadalajara. Basado en
 la cartografía geológica del
 IGME (GEODE).



CAPÍTULO

3

Historia geológica en cinco episodios

DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS
DE LA HISTORIA GEOLÓGICA QUE DEL TERRITORIO
QUE FORMA EL PARQUE NATURAL

Cuerda de Malcalzado, Fotografía: Carlos González.





Historia geológica en cinco episodios



Paisaje característico de Sierra Norte de Guadalajara.

La formación de las rocas que hoy día nos encontramos en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara abarca un periodo de más de 550 millones de años. Describir un intervalo de tiempo tan extenso no es tarea fácil. En esa larga historia geológica se han sucedido infinidad de procesos y acontecimientos que han conformado el territorio. Algunos de ellos fueron rápidos y "solo" duraron unos pocos millones de años, pero otros se prolongaron durante decenas o incluso centenares de millones de años, cambiando la fisonomía de buena parte del planeta.

En geología, la interpretación de los diferentes acontecimientos ocurridos en la historia geológica se realiza juntando las diferentes pistas que nos dan las rocas existentes; viendo qué tipo de rocas son, cuáles son sus características, qué estructuras o fósiles presentan, cómo las

rocas se relacionan entre sí y cómo se encuentran respecto a las colindantes, e incluso interpretando su ausencia. Por medio de estas pistas, que representan momentos concretos o eventos puntuales que dejaron una impronta en el registro geológico, podemos hacer una reconstrucción más o menos completa de la evolución geológica. Como un puzzle, cuantas más piezas tengamos más fácil será completar la visión global de la evolución geológica y, por tanto, describir los diferentes episodios o etapas. Las investigaciones realizadas por numerosos equipos de investigación nacionales e internacionales desde hace muchas décadas (ver bibliografía) permiten realizar una reconstrucción de la historia geológica. Para simplificar su descripción, se ha dividido esta evolución representada en las rocas de la Sierra Norte de Guadalajara en cinco episodios.

Episodio 1

Hace entre 550 y 370 millones de años

La imagen más antigua a la que debemos remontarnos para entender la evolución geológica de la Sierra Norte de Guadalupe y las rocas que en ella aparecen es la de un mar de hace más de 550 millones de años (Ma). En su fondo, los sedimentos se fueron depositando poco a poco sobre la plataforma continental de un océano gélido, no muy alejado del polo sur, que se extendía al noreste de un gran supercontinente llamado Gondwana y del que actualmente solo conservamos algunas rocas formadas en él (Fig.3-1). En este mar, a lo largo de millones de años, se acumularon miles de metros de espesor de sedimentos. Esta situación era el preludio de un acontecimiento que se completaría en el Episodio 2 pero que ya se

estaba fraguando: Gondwana se desplazaba lentamente hacia el norte, donde se situaban Laurentia y otras masas terrestres de menor tamaño, haciendo cada vez más pequeño el océano que los separaba.

La situación en el borde del continente tampoco era tranquila: una intensa actividad magmática tenía lugar según se iban uniendo a Gondwana pequeñas islas que se vieron arrolladas por su desplazamiento hacia el norte. Por si fuera poco, el borde norte del continente se resquebrajó abriendo un nuevo y estrecho océano (llamado Rheico), generando la intensa actividad ígnea (Fig.3-2). Así, en las fases iniciales de este episodio (hace 495-480 Ma), tuvo lugar el emplazamiento de rocas

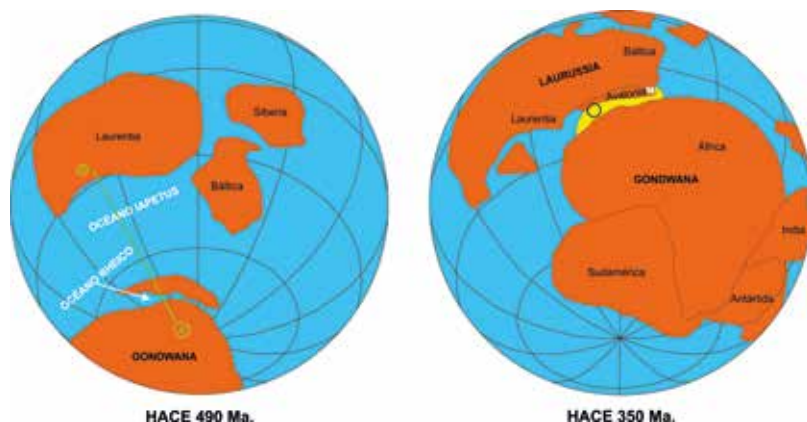


Figura 3-1. Distribución de los continentes a finales del Cámbrico (izquierda) y a comienzos del Carbonífero (derecha). El desplazamiento de Gondwana hacia el norte aprisionaría diferentes terrenos continentales en su colisión con Laurussia, formada, a su vez, por la amalgamación de varias masas continentales (Laurentia, Siberia y Báltica). La línea verde A-A' corresponde con el corte de la figura 3-2. La zona amarilla marca la extensión del cinturón varisco europeo. El círculo marca los sectores de los que se pueden encontrar afloramientos hoy en día en la Península Ibérica. Basado en Arenas y Sánchez (2016).



Figura 3-2. Distribución de los continentes a comienzos del Paleozoico (500-485 Ma) según la línea A-A' de la Fig.3-1. Basado en: Días Da Silva *et al.* (2016), Díaz Montes (2007), y Villaseca *et al.* (2015).

volcánicas, cuyo posterior metamorfismo en el siguiente episodio daría lugar a los característicos gneises glandulares que aparecen en la región (Fig. 3-8). De manera que, aunque los miles de metros acumulados podrían sugerir una tranquila sedimentación en el fondo marino, en realidad la situación geodinámica fue muy activa.

Los materiales acumulados en el fondo marino fueron, sobre todo, lodos, arcillas y arenas, procedentes de la erosión de los relieves que se iban creando en el continente y que se sedimentaban en muchos casos de manera caótica. El propio peso de tantos materiales acumulados (casi tres mil metros) provocó su compactación y litificación (Fig. 3-3).

Hace 480 millones de años la situación cambió. La actividad tectónica se vio reducida y durante millones de años tuvo lugar una tranquila sedimentación marina en una plataforma continental poco profunda. Unas rocas marcan de manera clara ese momento: las cuarcitas "armóricas", también llamadas cuarcitas de Alto Rey en el entorno del Parque Natural (pág. 43, Fig. 3-4). Se depositaron hace entre 470 y 477 millones de años y, como si sellaran un pasado convulso, marcan el inicio de la sedimentación marina de lodos, arcillas y arenas que acumularon más de 3,500 m de

sedimentos durante los casi cien millones de años siguientes.

Aunque la sedimentación en el margen continental fue bastante estable, los cambios del nivel del mar forzaban el cambio de posición de la línea de costa. Cuando estaba alto, las condiciones de sedimentación eran más profundas y en el fondo marino predominaba la sedimentación de limos y arcillas por decantación. Por el contrario, cuando las condiciones eran menos profundas se acumulaban arenas procedentes de la erosión de los relieves continentales cercanos.

Así que, en este episodio, podríamos distinguir dos etapas diferentes: una inicial hace entre 550 y 480 Ma de convulsa actividad en el margen de Gondwana debido a diferentes ajustes tectónicos, con acumulación de miles de metros de sedimentos en la plataforma continental intercalados con el resultado de una intensa actividad magmática; y una etapa final (hace entre 480 y 370 Ma) en la que se acumularon miles de metros de sedimentos en un fondo marino tranquilo, mientras Gondwana se acercaba a Laurentia. Fuera en la primera o en la segunda etapa, el resultado fue la acumulación de sedimentos en el fondo marino de más de seis kilómetros de espesor. Su posterior metamorfismo en



Figura 3-3. Paisaje actual sobre pizarras, las rocas más abundantes del Parque Natural, formadas a partir de lodos y arcillas acumuladas en océanos de hace cientos de millones de años que posteriormente fueron litificados y metamorizados.

la siguiente etapa daría lugar a las pizarras, gneises, cuarcitas y esquistos, que son las rocas más antiguas de la Sierra Norte de Guadalajara. Estas rocas son descritas en el capítulo 4 (págs. 58 a 67). ●



Figura 3-4. Crestones de cuarcitas de Alto Rey o “armoricanas”, omnipresentes en el relieve de la Sierra Norte de Guadalajara y con gran significado geológico.

Episodio 2

Hace entre 370 y 265 millones de años

Con el paso del tiempo ocurrió lo previsible: Gondwana, en su desplazamiento hacia el norte, terminó chocando con Laurussia, aprisionando entre medias a varias masas continentales de menor tamaño (Figs. 3-5 y 3-6). El resultado sería el cierre del océano Rheico y la formación de un gran supercontinente llamado Pangea, en la llamada orogenia Varisca (también llamada Hercínica), ocurrida hace entre 380 y 280 millones de años. Una colisión continental de tal envergadura llevó asociada una serie de procesos de gran entidad que transformaron la superficie de la Tierra. Como manifestación más evidente,

se creó una enorme cordillera (8.000 km de largo por 1.000 km de ancho) en la zona donde se produjo la colisión continental. Hoy en día no queda nada de aquella gran cadena montañosa excepto sus cimientos, que podemos encontrar en la Península Ibérica, norte de África, Centroeuropa, los Urales y Norteamérica (Fig. 3-6). De hecho, la orogenia Varisca se denomina orogenia Apalachiana al otro lado del Atlántico y orogenia Urálica en el extremo contrario de Eurasia. Ese es uno de los motivos del parecido entre los paisajes del oeste peninsular y los de los Apalaches americanos (ver pág. 96).



Figura 3-5. Resultado de la amalgamación de las masas continentales tras la colisión, dando lugar a Pangea. Es el resultado de la evolución del sistema de la Fig.3-2. Modificado de Murphy *et al.* (2010).

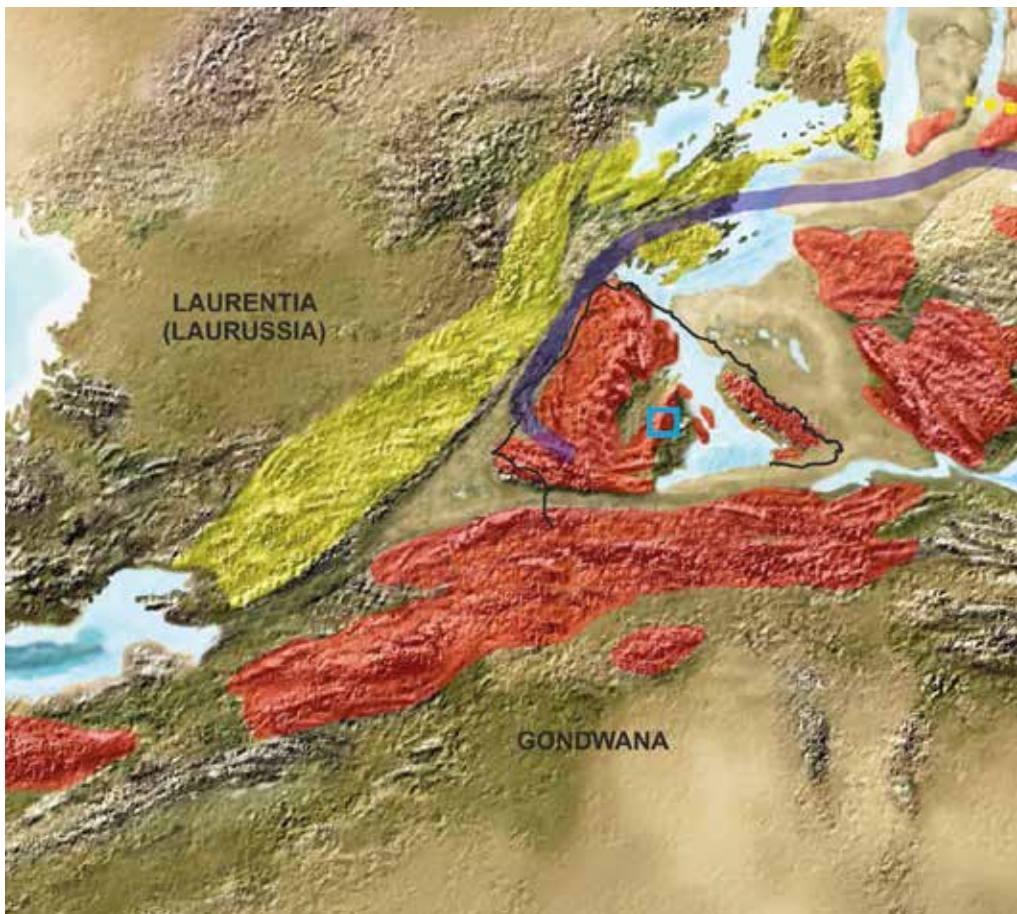


Figura 3-6. Recreación de la posición de los continentes hace 300 millones de años. En rojo las zonas donde hoy afloran rocas variscas; en amarillo las apalachanas. En morado la sutura del antiguo océano Rheico. En azul celeste las zonas sumergidas. Se ha silueteado en negro la posición aproximada de la Península Ibérica. El recuadro azul marca la posición de la actual Sierra Norte de Guadalajara. Modificado de Correia y Murphy (2020).

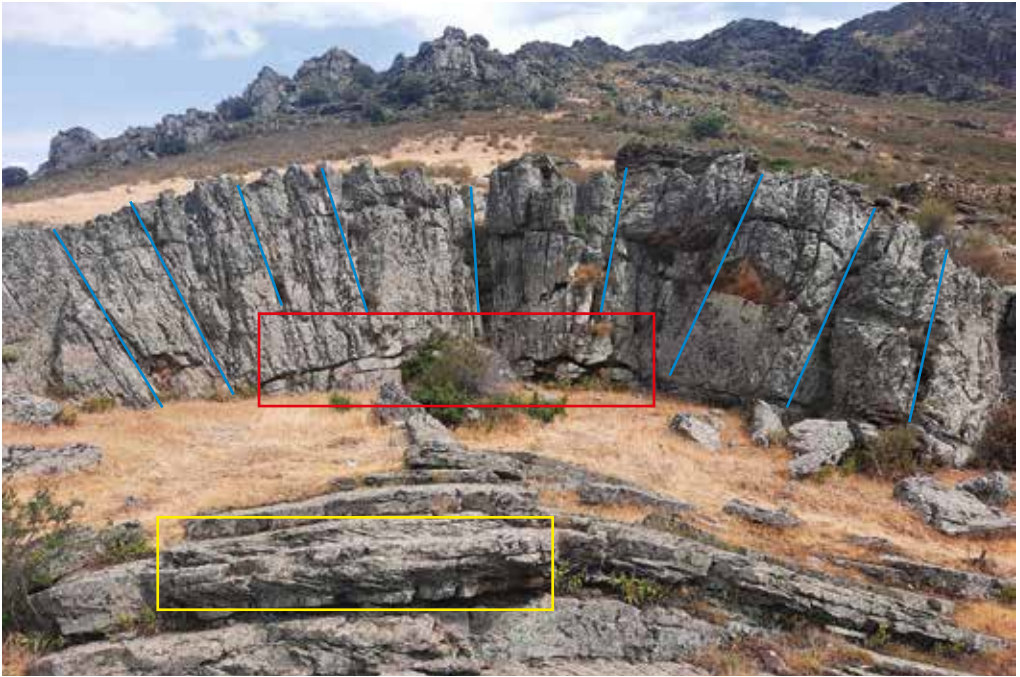


Figura 3-7. Gran pliegue anticlinal en las cuarcitas formado durante las fases más activas de la compresión de la orogenia Varisca, cerca de la Cueva del Oso (Prádena de Atienza). Destacan numerosos pliegues menores (recuadro rojo), la estratificación cruzada en las capas inferiores (recuadro amarillo) y la fracturación en abanico en las superiores (líneas azules).

Los efectos de la orogenia Varisca fueron de tal intensidad que afectaron a todos los niveles de la corteza terrestre. Se desarrollaron fundamentalmente en tres etapas, que produjeron una sucesión de eventos de engrosamiento y adelgazamiento cortical (Figs. 3-5 y 3-7).

Hoy podemos ver los efectos de tal transformación en las rocas de la Sierra Norte de Guadalajara. Los esfuerzos tectónicos modificaron las rocas preexistentes al metamorfizarlas mediante altas presiones y/o temperaturas. El momento álgido de este metamorfismo tuvo lugar hace unos 335-325 millones de años. El metamorfismo regional afectó a todas las rocas previas (sedimentarias y magmáticas), aunque su impronta quedó reflejada de distinta

manera en función de las rocas preexistentes. Así, los lodos y arcillas se convirtieron en pizarras y esquistos y las arenas en cuarcitas. Por su parte, el metamorfismo de antiguas rocas graníticas daría lugar a un tipo de gneises, y el de las rocas volcánicas (incluyendo lavas, cenizas y sedimentos asociados) a los gneises de El Cardoso y a los de Ollo de Sapo (Fig. 3-8; págs. 62, 120 y 192).

Los gneises de la Sierra Norte de Guadalajara guardan una sorpresa. Entre sus minerales minoritarios se encuentran los circones, que son altamente resistentes a todo tipo de procesos geológicos. De hecho, los circones son de los primeros minerales que se forman cuando un magma solidifica y de los últimos en



Figura 3-8. Detalle de un gneis de la Sierra Norte de Guadalajara, donde destacan los grandes cristales de feldespato.

fundirse cuando el proceso es inverso, siendo incluso habitual que ni siquiera se fundan del todo. Estos minerales son frecuentes en muchos sedimentos como testigo de las rocas de las cuales proceden, pudiendo resistir a varios ciclos de erosión, sedimentación y generación de una nueva roca. Este mineral, además de resistir "casi todo", tiene la particularidad de que su estructura cristalina conserva las huellas de los procesos por los que ha pasado. Es un auténtico superviviente a todo tipo de procesos geológicos, pero también es un "chivato". En los gneises de la Sierra Norte de Guadalajara se han encontrado circones con dos mil millones de años de antigüedad, reflejando su pasado remoto vinculado a procesos magmáticos que tuvieron lugar en el norte de África. Así que los circones de estos gneises son los minerales más antiguos localizados en la provincia de Guadalajara.

Por otro lado, la orogenia Varisca también generó rocas nuevas, al provocar la fusión de parte de la corteza y originar rocas graníticas. Estas son mayoritarias en amplios sectores del Sistema Central, como la Sierra de Gredos y, en menor medida, en la Sierra de Guadarrama, pero

no aparecen en la Sierra Norte de Guadalajara (pág. 36).

El motivo de que las rocas graníticas casi no aparezcan en la Sierra Norte de Guadalajara es la existencia de la falla de Berzosa. Hace entre 315-305 millones de años, esta profunda falla normal hundió todo un bloque de la corteza, poniendo al mismo nivel topográfico dos niveles geológicos muy distintos (Fig. 3-9). Así, en superficie nos encontramos, a un lado de la falla, rocas formadas a unos 10 km de profundidad, donde predominan las rocas graníticas y las metamórficas de alto grado, como ocurre en Gredos y Guadarrama y, al otro, rocas más superficiales formadas a unos 5 km de profundidad, donde predominan las rocas de metamorfismo menos intenso, como pizarras, cuarcitas y esquistos. Esta falla separa dos grandes dominios geológicos del Sistema Central y, por tanto, dos zonas de rocas, relieves y paisajes muy diferentes.

Tras casi 50 millones de años desde la colisión continental y la consiguiente generación de la gran cordillera Varisca, la erosión empezó a ganar la partida. Tanto que, con el tiempo, sería arrasada hasta

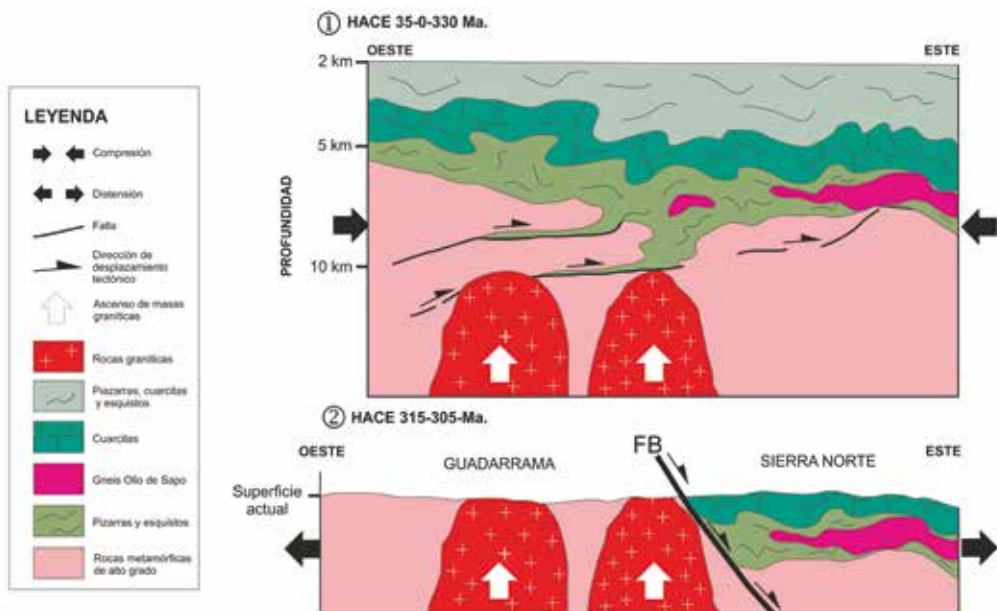


Figura 3-9. Formación de la falla de Berzosa (FB). 1)- Hace 350-330 Ma. Las fases más intensas de la deformación varisca plegaron las rocas, mientras que, a más profundidad, se emplazaban las rocas graníticas. 2)- En una posterior fase distensiva (315-305 Ma), la falla de Berzosa (FB) hundió el bloque oriental, poniendo al mismo nivel rocas que originalmente se formaron a profundidades muy distintas. Por ello, al este de la falla de Berzosa (Sierra Norte de Guadalajara) no aparecen rocas graníticas, que son mayoritarias al oeste de la falla (Guadarrama). La erosión ha dejado hoy en día al descubierto estas rocas formadas a gran profundidad. Los espesores no están a escala. Basado en Kálin y García Joral.

hacerla desaparecer casi por completo. Hoy no encontramos ningún vestigio de aquellas montañas con excepción de sus cimientos, gracias a los cuales podemos deducir la extensión y magnitud que tuvo. El relieve quedó reducido a un paisaje sin grandes desniveles, con grandes valles poco profundos y pequeños lagos, sobre los que se depositarían sedimentos durante el siguiente episodio (Fig. 3-11). Puede parecer que acabar con una cordillera de esas dimensiones sea difícil, pero la erosión durante millones de años, sumada a procesos tectónicos, desmantelaron el edificio montañoso.

Así, hace entre 295-265 Ma se generaron profundas fallas que atravesaban la corteza terrestre y que facilitaron el

desmantelamiento de la cordillera (pág. 256). Pero, al mismo tiempo, por ellas ascenderían diversos fluidos que generaron filones de cuarzo de más de mil metros de longitud con espesores de entre 5 y 15 metros. Vinculados a esos filones se formaron mineralizaciones de oro y plata que, a finales del siglo XIX, generarían una auténtica "fiebre minera" en las proximidades de Hiedelaencina (ver págs. 86 y 190).

A través de esas mismas fallas profundas ascendieron también magmas que generaron varias erupciones volcánicas (pág. 84). Lavas y cenizas rellenaron los pequeños valles existentes. Hoy en día vemos las rocas que resultaron de esas erupciones de hace unos 290 millones de años en unos 15 afloramientos situados en los



Figura 3-10. Detalle de las rocas volcánicas del entorno de Cañamares, fruto de las erupciones que tuvieron durante el Pérmico.

alrededores del extremo nororiental del Parque Natural (Fig. 3-10 y pág. 169). Estas rocas volcánicas se caracterizan por sus colores grisáceos y verdosos y por dar

lugar a relieves alomados poco cubiertos por la vegetación. Estas fallas también generaron pequeñas cuencas sedimentarias en las que se acumularon materiales erosionados y transportados desde las montañas. Aún se conservan los materiales acumulados en esas cuencas del Pérmico de hace 280 millones de años en Retien-das, Valdesotos, Tamajón y Pálmaces de Jadraque (pág. 256).

Estos procesos nos señalan que se estaba iniciando ya el próximo gran suceso geológico que continuaría en el siguiente episodio: la ruptura de Pangea. ●

Episodio 3

Hace entre 265 y 80 millones de años

Este episodio se caracteriza por la ruptura y fragmentación de Pangea. Se inició a través de profundas fallas como las que produjeron las erupciones volcánicas descritas (págs. 169 y 256).

Según progresaba la fragmentación del supercontinente Pangea, se fueron formando cuencas sedimentarias cada vez mayores en las que se estructuraron redes fluviales que se alimentaban con precipitaciones poco frecuentes pero muy intensas típicas de un clima árido, que generaron enérgicos torrentes. No se trataba de cursos fluviales como los que vemos en la actualidad en la Sierra Norte de Guadalajara, sino de enormes sistemas que recorrían amplios valles, los cuales cubrían grandes extensiones

y arrastraban miles de toneladas de arenas y gravas (Figs.3-12 y 3-13). La erosión ejercida por este sistema fluvial fue muy intensa a finales del Pérmico e inicios del Triásico durante casi 10 millones de años, hasta que el relieve volvió a ser casi llano y los ríos perdieron su fuerza erosiva. Actualmente podemos observar parte de esas arenas y gravas que arrastraron los ríos hace más de 250 millones de años en muchos lugares de la provincia de Guadalajara (y en otras), generando el conocido como paisaje de "rodano", tan abundante en la zona de Sigüenza y el Alto Tajo. Corresponden con una formación que los geólogos denominan Buntsandstein (que en alemán significa areniscas de colores), formadas por conglomerados y areniscas de color rojizo (pág. 69).



Figura 3-11. Las rocas rojizas marcan el inicio de las rocas sedimentadas durante el ciclo alpino (episodios 3 y 4), apoyadas sobre una superficie de erosión que marca el arrasamiento de la antigua cordillera Varisca. Alrededores de Albendiego.



Figura 3-13. Ríos como el de la imagen, con numerosos canales y que arrastraban toneladas de sedimentos se desarrollaron a comienzos del Triásico, hace aproximadamente 250 millones de años.

El siguiente cambio importante tendría lugar casi 150 millones de años más tarde. Del periodo intermedio (desde hace 245 hasta hace 100 millones de años) no se conservan rocas en la Sierra Norte de Guadalajara, en parte porque posiblemente no se sedimentaron (era un ambiente con poco relieve donde predominó la erosión y no se acumularon materiales) y en parte porque los que sí que lo hicieron fueron

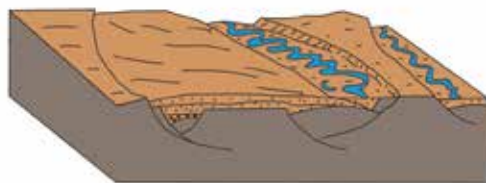


Figura 3-12. Esquema de la formación de las cuencas fluviales a finales del Pérmico y principios del Triásico. Modificado de Arche y Gómez (1992).

posteriormente erosionados. De manera que tenemos un gran intervalo de tiempo de mediados del Mesozoico (aproximadamente 145 millones de años) no representado en el conjunto de rocas del Parque Natural.

Hace aproximadamente 100 millones de años, ya en el Cretácico, un mar llamado Tethys, al que podríamos considerar como el antecesor del Mediterráneo, empezó a invadir timidamente lo que hoy es la Sierra Norte de Guadalajara (Fig.3-14). Antes ya lo había hecho en zonas más orientales (todo el levante español e incluso el Alto Tajo), pero su avance hacia el oeste no alcanzó esta región hasta entonces. La irrupción marina (denominada transgresión) primero creó estuarios y canales mareales cercanos a la costa hace 95 millones de años. En aquella época, esta parte de la actual provincia de Guadalajara era una zona litoral con canales, ríos, dunas e islas. Reflejo de esta etapa inicial a medio camino entre los ambientes fluviales y marinos son las "arenas de Utrillas", tan características del paisaje (págs. 70, 185 y 221).

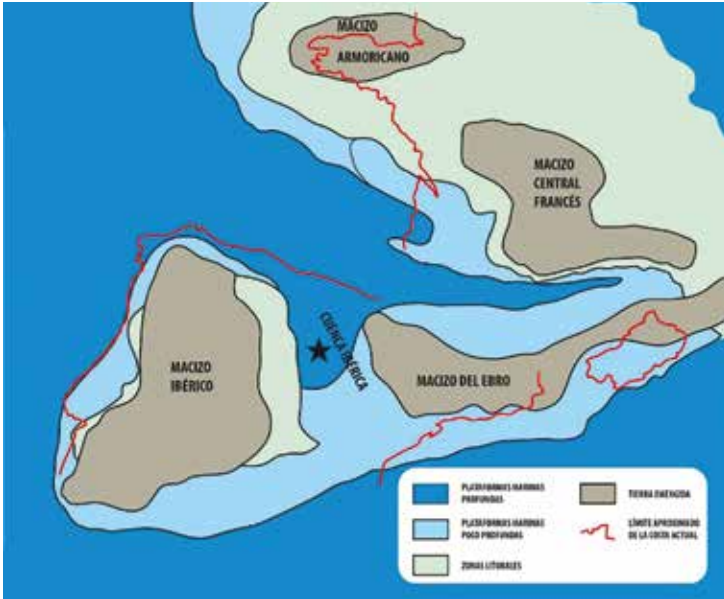


Figura 3-14. Esquema de la paleogeografía a mediados del Cretácico, hace 90 millones de años, de la zona ocupada por la actual Europa occidental. En rojo se han señalado algunos límites geográficos actuales como referencia. La actual Península Ibérica formada por el Macizo Ibérico era una isla en cuyo margen costero oriental se encontraba lo que hoy es la región de Guadalajara (estrella). Modificado de Fernández-Marrón *et al.* (2010).



Figura 3-15. Mares tropicales de aguas cálidas y fondos bien iluminados y llenos de vida se desarrollaron durante la segunda mitad del Cretácico. La imagen muestra un ambiente actual semejante al existente durante aquella época en la actual provincia de Guadalajara.

El mar siguió su avance y, hace unos 90 Ma, tuvo lugar un episodio global de subida del nivel del mar que extendió los océanos hasta inundar zonas donde no había llegado antes. Tanto, que lo que hoy es Europa occidental era un archipiélago de islas que emergían de un mar tropical poco profundo.

Entre el Macizo Ibérico y el del Ebro (Fig. 3-14) se situaba una cuenca marina alargada con forma de surco, comunicada inicialmente solo hacia el sureste con el mar de Tethys, pero más tarde también hacia el noroeste con el Atlántico, que era más profundo, y estaba en plena fase de apertura.

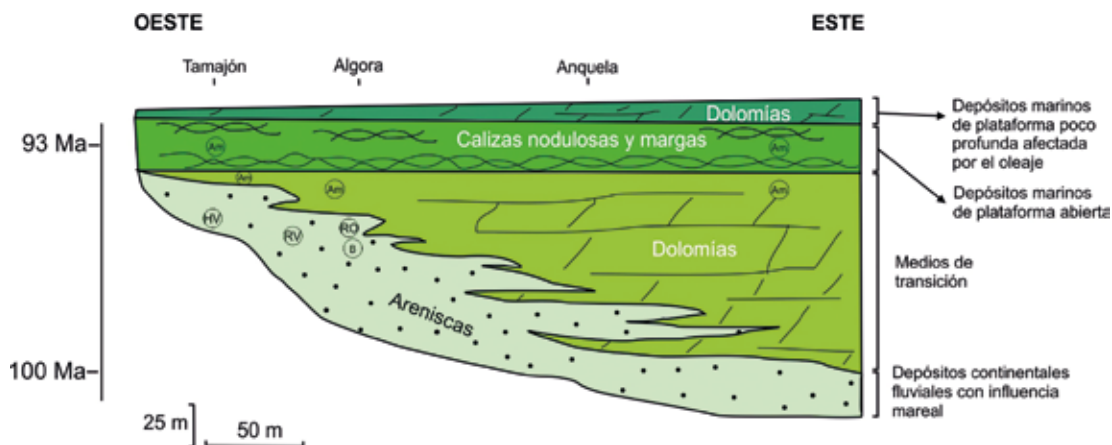


Figura 3-16. Esquema de la serie sedimentaria marina del Cretácico Superior. Am: ammonites; HV: huellas de vertebrados (cocodriloformes, dinosaurios y peces); RV: restos vegetales; RO: restos óseos de vertebrados (peces, tortugas, cocodriloformes, plesiosaurios y dinosaurios); B: bivalvos. Modificado de Berrocal (2022).

El surco marino alcanzó los cien metros de profundidad, con condiciones netamente marinas y de aguas cálidas que desarrollaron fondos colonizados por una rica y variada vida (Fig.3-15). En este contexto se dieron condiciones ideales para la fosilización: profundidad marina moderada, ausencia de corrientes de fondo y un entorno donde las conchas y otros restos de los organismos marinos iban siendo sepultados con relativa rapidez por una "lluvia fina" de partículas que provenían de la desarticulación de organismos planctónicos calcáreos (Fig.3-16).

Como la transgresión marina procedía del este y la cuenca marina se abría hacia esa dirección, para un mismo momento hay diferentes tipos de sedimentos marinos en distintos lugares de la provincia de Guadalajara (Figura 3-16). Hoy podemos ver el resultado de la sedimentación en ese

ambiente marino formando una estrecha banda tanto en la parte sur del Parque Natural, como en los alrededores de Somolinos y del Pontón de la Oliva (Fig. 4-20, en pág. 73). Se trata de calizas y dolomías que también están muy presentes al norte de la Sierra Norte de Guadalajara (pág. 72), y en las cuales han quedado preservados fósiles que atestiguan su origen marino (pág. 88, 210 y 231).

Aunque originalmente los mares cubrieron el territorio de lo que hoy es la Sierra de Guadarrama y la Sierra de Ayllón, las rocas que se formaron en ellos han sido en su mayor parte eliminadas por la erosión. El mar se retiró definitivamente de esta zona hace alrededor de 80 millones de años. La causa serían los cambios que, a nivel continental, se estaban sucediendo, y que alcanzarían su máximo desarrollo en el siguiente episodio. ●

Episodio 4

Hace entre 80 y 3,5 millones de años



Figura 3-17. Zona afectada por la orogenia Alpina (sombreada en blanco). Forma un cinturón de cordilleras que se extiende desde la Península Ibérica, al oeste, hasta Oceanía, al este.

A inicios del Cenozoico comenzaron a sentirse en la actual Península Ibérica los efectos de una nueva orogenia. En realidad, los cambios llevaban tiempo fraguándose, ya que hace 80 millones de años las placas tectónicas euroasiática y africana comenzaron a acercarse (Fig. 3-18). Hace unos 50 millones de años terminarían por colisionar en la orogenia Alpina, formando un formidable cinturón de cordilleras que hoy se extiende por medio mundo, y del que forman parte los Pirineos, los Alpes, los Cárpatos o el Himalaya, entre muchas otras (Fig.3-17).

Entre las dos grandes placas tectónicas africana y euroasiática se situaba la de

Iberia que, en su mayor parte, corresponde a lo que hoy es la Península Ibérica (Fig. 3-18). El resultado de este aprisionamiento sería el cierre definitivo del mar de Tethys y la formación de todas las cadenas montañosas que vemos hoy en día en nuestro territorio que, aunque nos parezcan importantes, se quedan "pequeñas" comparadas con los Alpes o el Himalaya, formadas en lugares donde la colisión fue mucho más intensa. La razón es que, a diferencia de la orogenia Varisca (descrita en el episodio 2), la Alpina sólo afectó "de refilón" a la zona central de la Península Ibérica y, además, esta convergencia entre placas se realizó de forma lenta. Por ello, aunque no provocó tantos cambios en las rocas ni en la

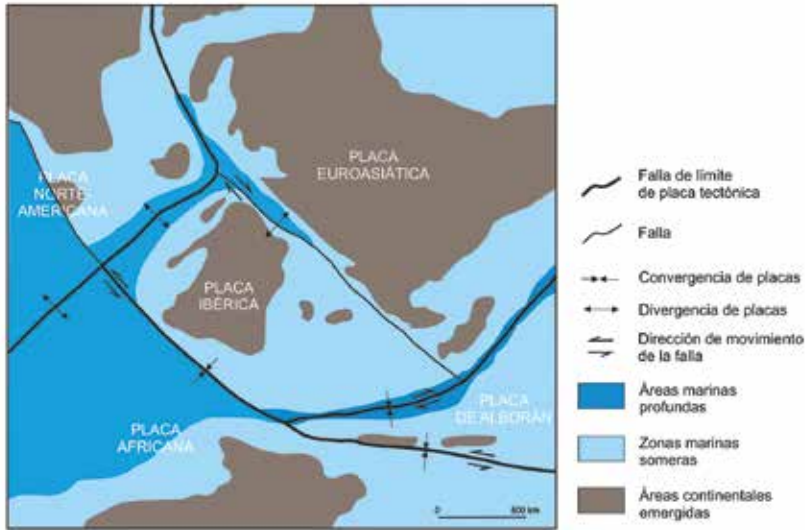


Figura 3-18. Esquema de la situación de la placa Ibérica hace 100 millones de años, antes de que fuera aprisionada entre las africana y euroasiática, en la orogenia Alpina que se iniciaría 50 millones de años después.

corteza terrestre como si ocurrió en la Varisca, la orogenia Alpina si tuvo suficiente intensidad para crear los relieves ibéricos actuales y generar intenso plegamiento y grandes fallas (pág. 90).

Los efectos de la orogenia se produjeron incluso antes de la propia colisión. Hace unos 80 millones de años, la convergencia entre las placas ya provocó una elevación general de la zona, lo que significó la retirada del mar. Los ambientes marinos fueron sustituidos por abanicos aluviales, ríos, playas continentales y lagos salinos extensos durante más de 40 millones de años. El resultado sería la acumulación de más de dos mil metros de espesor de arcillas y yesos (págs. 74 y 235) en un clima cada vez más árido en las cuencas sedimentarias del Tajo y del Duero (fuera del Parque Natural). En ese largo periodo de tiempo se inició la elevación del Sistema Central, que no lo hizo a la vez en toda su actual extensión. La parte oriental, donde se sitúa la Sierra Norte de Guadalajara, se elevó hace entre 42 y 30 millones de años. Un segundo pulso tectónico, más

moderado que el anterior y de hace entre 9 y 3 millones de años, rejuveneció los relieves hasta dar con la configuración estructural actual. En total, el sustrato se elevó casi 5 km sobre las cuencas sedimentarias del Duero y del Tajo por medio de cabalgamientos que se inician en el interior de la corteza (Fig. 3-19). Aunque estos cabalgamientos permanecieron activos durante millones de años, hay que entender que no produjeron la elevación de manera continua y progresiva, sino mediante pequeños y numerosos episodios bruscos. Así, la elevación del Sistema Central se produjo por la acumulación de esfuerzos compresivos que generaron fallas y cabalgamientos donde la energía se liberó mediante terremotos que fueron levantando el terreno en numerosos pulsos. A día de hoy, los cabalgamientos del Sistema Central están prácticamente inactivos excepto en el extremo occidental de Portugal. A pesar de ello, la zona de la Sierra Norte de Guadalajara aún se eleva 1 mm al año, lo que demuestra que la compresión sigue activa, aunque muy atenuada.

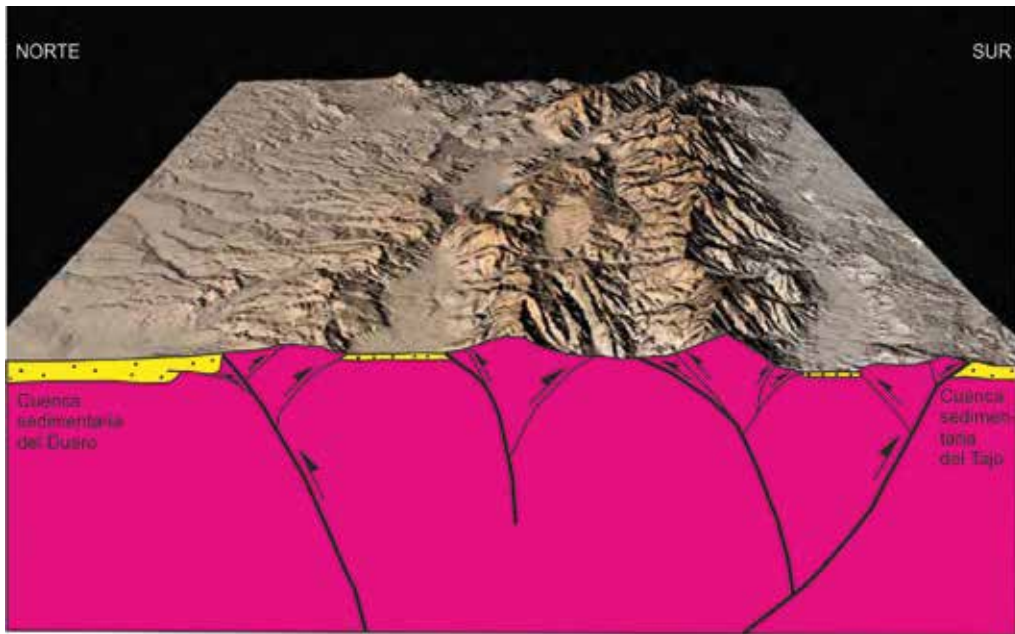


Fig.3-19. Corte transversal del Sistema Central mostrando su estructura profunda en relación con su relieve. Modificado de De Vicente (2009).

En el caso del borde sur del Sistema Central, las antiguas grandes fallas variscas (como la de Berzosa, Fig. 3-9) y pérmicas (como las de Tamajón, Almiruete o Somolinos, págs. 213, 154 y 182 respectivamente) se reactivaron como si fueran cicatrices mal curadas, y se convirtieron en cabalgamientos, de los que encontramos magníficos ejemplos en el Parque Natural (Fig.3-20; pág. 90).

Tan pronto como los relieves empezaron a elevarse, la erosión actuó sobre ellos, arrastrando grandes cantidades de sedimentos al interior de las zonas deprimidas que se habían creado al sur y norte de los relieves. Estas zonas deprimidas, que al sur denominamos cuenca sedimentaria del Tajo, llegaron a acumular miles de metros de materiales como conglomerados, reflejando en su estructura los efectos del

levantamiento de la cordillera (págs. 76 y 282, Fig. 3-21). El segundo pulso de levantamiento volvió a producir una intensa erosión, de manera que la cuenca recibió otra vez una gran cantidad de sedimentos (pág. 282). El transporte de esta enorme cantidad de sedimentos debió ser mediante grandes avenidas esporádicas de gran energía denominadas corrientes de lodo, formadas cuando grandes masas de barro, tierra y agua generaban avalanchas que discurrían por el valle arrastrando cantos de diferentes tamaños formando los conglomerados (Fig. 3-22).

Así, los más antiguos que afloran en la Sierra Norte de Guadalajara tienen algo más de 20 millones de años y se acumularon en los abanicos aluviales formados tras la primera fase de elevación del Sistema Central (como los de Beleña de

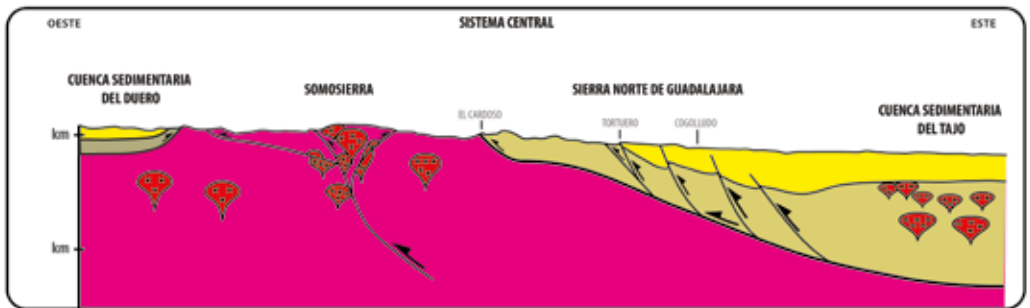


Figura 3.20. Esquema del Sistema Central y significado de los cabalgamientos desarrollados durante la orogenia Alpina en el borde sur, muchos de ellos situados en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara. Basado en De Vicente *et al.* (2022)

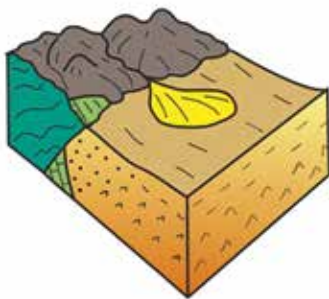


Figura 3-21. Levantamiento de la cordillera por fallas inversas y relleno de la cuenca por conglomerados en la parte más cercana al relieve y sedimentos más finos en las zonas más alejadas.



Figura 3-22. Detalle de los conglomerados formados por la acumulación de cantos angulosos, que reflejan las etapas iniciales de formación del Sistema Central.

Sorbe, pág. 282). Por su parte, los más recientes apenas tienen 3 millones de años y se formaron en la segunda fase (como los de Puebla de Valles, pág. 240).

Finalmente, la cuenca sedimentaria sería rellenada con diferentes tipos de materiales, colmatándose hace unos 6,5 millones de años (Fig. 3-23 izq). A partir de ese momento, la erosión se atenuó y pasaría un cierto tiempo de poca actividad geológica donde el relieve debió cambiar poco.

Durante un periodo de casi 3 millones de años, la cuenca siguió siendo endorreica

(sin conexión directa con el mar). En ella se dieron procesos de débil encajamiento fluvial, capturas fluviales y erosión. En ese contexto se produjo la formación de la "raña" (pág. 98), posiblemente como resultado de cambios en el clima y reajustes tectónicos generalizados en el centro peninsular, hace entre 3,5 y 2,5 millones de años. Su color rojizo se debe a la movilización de ciertos compuestos químicos presentes (fundamentalmente óxidos e hidróxidos).

Las "rañas" se formaron como depósitos situados a la salida de los valles montañosos,

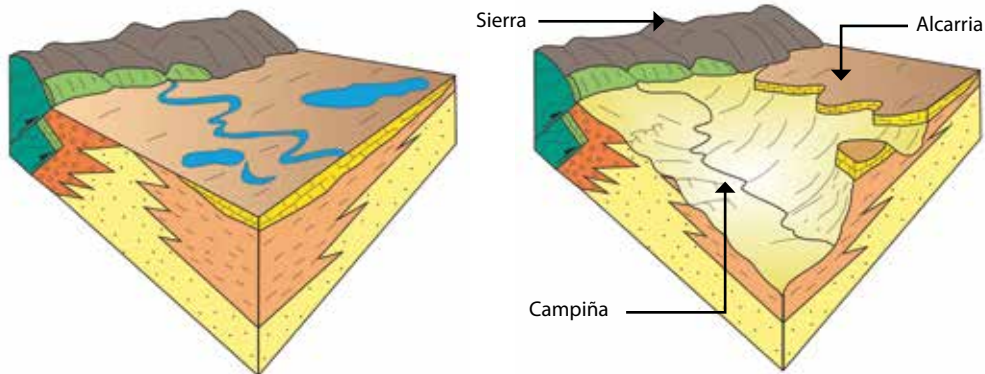


Figura 3-23. Etapa de colmatación de la cuenca sedimentaria hace unos 6,5 Ma (izquierda) y su posterior vaciado (derecha), que corresponde con la actualidad.

originando conos de deyección y llanuras aluviales de piedemonte. El clima debía ser seco y frío, pero con estaciones de fuertes lluvias torrenciales que movilizaban grandes cantidades de material. Como todavía no se había producido el encajamiento de la red fluvial, la escorrentía debía circular sin encauzar, erosionando algunos relieves y acumulando los materiales al pie de los relieves montañosos. Así, su formación debió ser en dos fases: en una primera los

materiales fueron arrastrados desde las montañas mediante sistemas torrenciales y depositados a sus pies, y en una segunda estos depósitos fueron transportados y sedimentados mediante mecanismos de escorrentía difusa hasta adquirir la forma actual. Con posterioridad tendría lugar el encajamiento de la red fluvial actual, dejando a las "rañas" en posiciones elevadas. En conclusión, las "rañas" son testigos de una red fluvial anterior a la actual. ●

Episodio 5

Desde hace 3,5 millones de años hasta la actualidad

Hace 3,5 millones de años tuvo lugar otro suceso fundamental: la cuenca sedimentaria situada al pie de los relieves de la Sierra Norte de Guadalajara (que correspondería con la parte nororiental de la cuenca del Tajo), quedó conectada con el mar mediante la red fluvial. Se inició así un brutal proceso de erosión y vaciado de la misma por parte del río Tajo y sus tributarios (sobre todo, Jarama y Henares), formando

la actual red fluvial (Fig. 3-23 dcha). Buen ejemplo de este proceso de erosión y desmantelamiento del relieve es la formación de los valles fluviales y de las cárcavas, tan características de la Sierra Norte de Guadalajara (pág. 106, 199, 232 y 240).

Mientras tanto, otros procesos singulares también actuaron, como la karstificación. Respecto al origen del karst, debemos



Figura 3-24. La karstificación es uno de los procesos más recientes en la historia geológica de la Sierra Norte de Guadalajara.

remontarnos a las etapas de formación del Sistema Central. Hasta entonces, las rocas calcáreas y dolomíticas cretácicas estuvieron cubiertas por rocas posteriores, fundamentalmente arcillas y yesos, que no permiten la infiltración del agua, por lo que no sufrieron karstificación (pág. 100). Una vez formados los relieves del Sistema Central, los materiales cretácicos comenzaron a quedar al descubierto o cerca de la superficie debido al levantamiento tectónico y erosión. Entonces, las aguas subterráneas empezaron a actuar sobre la roca, a favor de las discontinuidades, como los planos de estratificación o las diaclasas, formando conductos y galerías.

Por último, en épocas más recientes tendría lugar el glacialismo, ligado a los

periodos fríos cuaternarios, dejando huellas de glaciares hoy desaparecidos en las cumbres más altas de la Sierra Norte de Guadalajara, hace alrededor de 20.000 años (págs. 108, 131 y 270).

Hoy en día, los procesos predominantes son la erosión a través de la red fluvial, los procesos gravitacionales y de ladera y el retoque de todas las formas del relieve existentes. En las siguientes páginas se describen con detalle estos procesos, su resultado en el paisaje actual y los lugares que han sido clave para desentrañar esta larga historia geológica, que se remonta a hace más de 550 millones de años, hasta configurar el relieve y el paisaje geológico que hoy distinguimos en el Parque Natural. ●

CAPÍTULO

4

Rocas del Parque Natural

DESCRIPCIÓN DE LAS ROCAS MÁS REPRESENTATIVAS
DEL PARQUE NATURAL

Esquistos. Fotografía: Carlos González





Figura 4-1. Paisaje típico generado en las pizarras. Cañón del Jarama en las proximidades de Colmenar de la Sierra.

4.1 Pizarras

Las rocas más antiguas y más abundantes de la Sierra Norte de Guadalajara

Las pizarras son las rocas más abundantes en el Parque Natural. Ya sea solas o, más habitualmente, intercaladas con cuarcitas y esquistos, ocupan la mayoría del territorio (Fig. 4-2). Esa abundancia se debe a que hay varias formaciones de pizarras de gran espesor, y a que la disposición tectónica provoca que esas mismas formaciones se encuentren repetidas en diferentes lugares (ver pág.32). Las pizarras están formadas mayoritariamente por cristales de minerales como la mica y el cuarzo pero, tan pequeños (menores de 0,05 milímetros), que es imposible distinguirlos a simple vista. Se formaron en diferentes momentos hace entre 550 y 370 millones de años (ver pág. 41-42). En el fondo de un mar se fueron acumulando lentamente partículas minerales de tamaño muy fino, pues a estas

zonas de la plataforma marina, profundas y alejadas de la costa, sólo llegaban los sedimentos más finos desde el continente, fundamentalmente arcillas y limos y, ocasionalmente, algunas capas de arenas. A esa profundidad las aguas marinas apenas tenían oxígeno y las condiciones eran prácticamente anóxicas, por lo que la materia orgánica procedente de los restos de los seres que vivían en el océano no se oxidaba ni apenas se descomponía, acumulándose mezclada entre los sedimentos. Esta materia orgánica se convertiría en carbón o grafito y proporciona el color oscuro a las pizarras.

El espesor de sedimentos superó los dos mil metros y el propio peso del material acumulado provocó la compactación y transformación de las arcillas y limos en

Figura 4-2. Mapa de distribución de las pizarras (en verde) en el Parque Natural, a menudo intercaladas con cuarcitas y esquistos. EC: El Cardoso; CR: Campillo de Ranas; V: Valverde de los Arroyos; T: Tamajón; Ca: Cantalojas; Co: Condemios; Bu: Bustares; H: Hiendelaencina. Ríos (en azul): J: Jarama; S: Sorbe; B: Bornova.

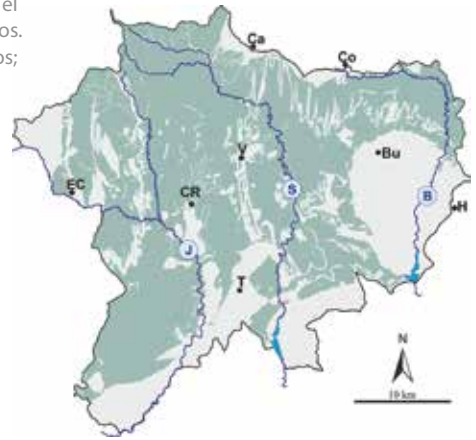
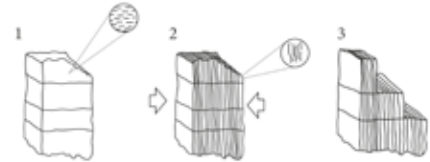


Figura 4-3. Relación entre la estratificación y la esquistosidad de una roca.

1. La acumulación de limos y arcillas genera una roca sedimentaria que presenta una estratificación con bandeo horizontal (capas o estratos). Si la observáramos con microscopio (círculo), veremos cómo los minerales laminares típicos de las arcillas se disponen en posición horizontal, que es como se depositaron.
2. La roca es sometida a presión por los esfuerzos tectónicos o por el propio peso de los sedimentos, metamorfizándose y convirtiéndose en una pizarra. Los minerales de la arcilla se transforman y reorientan alineándose en perpendicular a la dirección de máxima compresión, generando una pizarrosidad o esquistosidad. En el ejemplo, los empujes horizontales dan lugar a pizarrosidad vertical.
3. Una vez expuesta en la superficie, la alteración del agua y la erosión progresan con mayor facilidad por los planos de discontinuidad de la roca, tanto por la estratificación como por la pizarrosidad o esquistosidad.



pizarras, mediante un proceso de metamorfismo poco intenso. Las capas más arenosas se convertirían en esquistos o cuarcitas. Precisamente, este origen provoca que las pizarras estén formadas por finas láminas que se pueden separar fácilmente al golpearlas. Esta propiedad, llamada pizarrosidad o esquistosidad, es habitual y característica de estas rocas (Fig. 4-3) y las hace muy apreciadas en construcción. De hecho, en la Sierra Norte de Guadalajara, el uso de pizarras ha originado un tipo de arquitectura muy peculiar en los llamados "pueblos negros", posible gracias a la gran abundancia de esta roca y a la escasez de otras con las que construir. Al margen de la

esquistosidad, generada por el metamorfismo, las pizarras tienen otros planos de discontinuidad debidos a la sedimentación en capas paralelas. La relación entre estratificación y esquistosidad juega un papel fundamental en la configuración de los relieves en zonas pizarrosas (págs. 124 y 167).

¿Dónde encontrarlas en el Parque Natural de Sierra Norte de Guadalajara?

La Geo-ruta 1 y la primera parte de la Geo-ruta 3 (paradas 1 y 2) se centran casi exclusivamente en describir las pizarras y la "arquitectura negra". ●

4.2 Gneises

Rocas singulares de la Sierra Norte de Guadalajara



Figura 4-4. Gneis glandular, con grandes cristales o "glándulas" de feldespato, en los alrededores de Hiendelaencina.

Los gneises son rocas metamórficas que contienen los mismos minerales principales que el granito: cuarzo y diversos tipos de feldespatos y micas. Sin embargo, en los gneises estos minerales se disponen en bandas que alternan colores claros y oscuros, formadas por deformación tectónica y recristalización de los minerales debidas al intenso metamorfismo. Ese bandeado es bien visible a simple vista, aunque suele ser irregular (Fig. 4-4). En ocasiones, los feldespatos, que suelen ser el mineral mayoritario, pueden alcanzar un gran tamaño, en lo que se denomina gneis glandular.

El gneis es una roca metamórfica, como los esquistos (pág. 64), las pizarras (pág.60)

y las cuarcitas (pág. 66). Se crean cuando rocas preexistentes son sometidas a presiones y/o temperaturas diferentes a las que había cuando se formaron, provocando que la asociación de minerales que las constituyen ya no sea la más estable. Se produce, entonces, la reorientación de los minerales preexistentes y su recristalización, pero también la formación de otros nuevos, modificando la textura y estructura original de la roca, dando lugar a una nueva.

El gneis es una roca metamórfica que se forma al someter a rocas a muy altas presiones y/o temperaturas. Esas rocas previas pueden ser muy variadas: arcillas,

arenas, areniscas, rocas ígneas (sobre todo volcánicas y graníticas) e, incluso, otras rocas metamórficas, como esquistos. En todos los casos, las transformaciones a las que habrán sido sometidas para dar lugar al gneis son muy intensas, propias de contextos orogénicos, como cuando hay colisión continental y formación de cadenas montañosas (pág. 43).

En la Sierra Norte de Guadalajara afloran diferentes tipos de gneises repartidos en dos sectores muy diferenciados (Fig.4-5). Las rocas originales formaban parte de una enorme acumulación de más de 1 km de espesor de rocas volcánicas formadas por la gran actividad magmática que tuvo lugar desde hace 495 hasta hace 470 millones de años (pág. 42). Todo el conjunto volcánico (que incluía lavas, cenizas, bloques, etc.) fue metamorfozido mucho tiempo después por las enormes presiones y temperaturas a las que fue sometida la corteza terrestre durante la orogenia Varisca (pág.43). Es decir, el metamorfismo y la transformación de las rocas volcánicas en gneises ocurrió unos 150 millones de años después de que las erupciones volcánicas originales tuvieran lugar.

Los gneises han sido usados con mucha frecuencia en construcción. Suelen tener colores ocres e incluso dorados, que contrastan y los hacen destacar con los colores oscuros (pardos y negros) que suelen tener las rocas que les rodean, como pizarras, generando un tipo de arquitectura denominada "dorada" (Fig.4-6), que contrasta y complementa a la de los "pueblos negros".

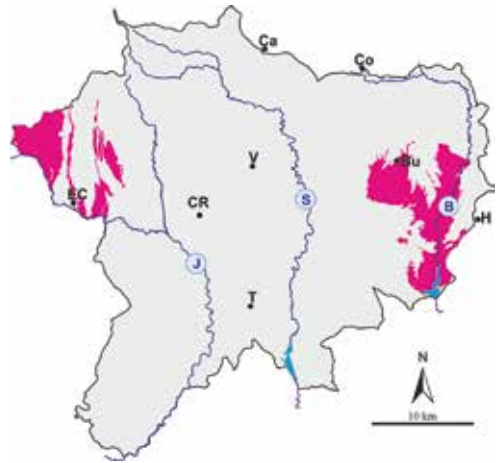


Figura 4-5. Mapa de distribución de los gneises (en magenta) en el Parque Natural.



Figura 4-6. Afloramiento de gneis y casa construida sobre él con la misma roca en Hiendelaencina.

¿Dónde encontrarlos en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

En la parada 3 de la Geo-ruta 1 se describen los gneises de El Cardoso. En el extremo opuesto del Parque Natural, en Hiendelaencina y Villares de Jadraque, hay fantásticos afloramientos de gneises descritos en las paradas 2 y 3 de la Geo-ruta 4. En las paradas 4, 5, 7 y 8 de esa misma Geo-ruta 4 se describen aspectos relacionados con la "arquitectura dorada". ●

4.3 Esquistos

Acompañando a las pizarras



Figura 4-7. Detalle de un esquistos micáceo, con la moscovita brillante, en El Cardoso de la Sierra.

Los esquistos son rocas metamórficas que están formadas en su mayor parte por minerales micáceos de grano medio y que se dividen fácilmente en láminas siguiendo los planos de esquistosidad. Se diferencian de las pizarras en que son el resultado de un metamorfismo más intenso, y el tamaño de grano es mayor, hasta el punto de que se pueden llegar a ver a simple vista los minerales que los componen. Durante las fases iniciales del metamorfismo de limos

y arcillas (cuando es de grado muy bajo y/o bajo), los minerales resultantes suelen ser de grano fino (los cristales tienen menos de 0,1 mm). Eso permite que a veces se conserve casi intacta la textura original de la roca, como ocurre con la mayoría de las pizarras. Sin embargo, con el aumento de la presión y la temperatura, los minerales siguen recrystalizando. Esto conlleva un aumento progresivo del tamaño de los cristales de mica, dando lugar a la sustitución

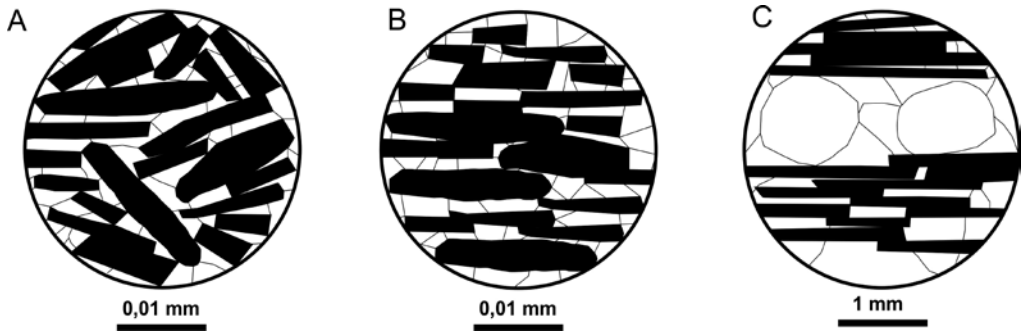


Figura 4-8. Organización de los minerales en una roca.

- A. En una arcilla los minerales mayoritarios son aplanados (micas, generalmente más del 70%, en negro) y se disponen en su mayoría horizontales, que es como se sedimentaron, pero los hay también en otras direcciones. También hay otros minerales como cuarzo y feldespatos (en blanco).
- B. Al transformarse en pizarra por el metamorfismo los minerales se reorientan en posición perpendicular a la presión.
- C. Al proseguir el metamorfismo para dar un esquisto, el tamaño de los cristales crece (la escala de tamaño cambia), incluido el de los minerales no aplanados, para así dar lugar a esa esquistosidad peor definida.



Figura 4-9. Paisaje formado en esquistos, muy característico del Parque Natural.

de la textura original de la roca (Fig. 4-8). La esquistosidad se mantiene, pero es ya un poco más grosera, y por eso los esquistos se laminan en lajas más gruesas que las de las pizarras. Así que el término esquisto, de manera genérica, está definido por la textura de la roca, independientemente de su composición. En cualquier caso, para mantener la esquistosidad es necesario que al menos la mitad de sus minerales sean aplanados y alargados, como las micas y otros minerales de la arcilla. El cuarzo y los feldespatos (que no son ni planares ni alargados) también suelen estar presentes, pero en menor proporción. Uno de esos minerales más frecuentes es la moscovita (llamada

también "mica blanca"). Es un mineral laminar de color plateado brillante (Fig. 4-7), que resalta porque refleja la luz del sol como si se tratara de pequeños espejos.

¿Dónde encontrarlos en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Los esquistos suelen aparecer junto con las pizarras y cuarcitas, formando gran parte de los relieves del Parque Natural. En la parada 2 de la Geo-ruta 1 se visitan esquistos con diversos minerales, como estauroлита, granate, turmalina, andalucita y sillimanita. ●



Figura 4-10. Escarpes de cuarcitas de Peñas Rubias, sobre el río Sorbe, entre Umbralejo y Zarzuela de Galve.

4.4 Cuarcitas

Omnipresentes en el relieve

Las cuarcitas no son las rocas más abundantes del Parque Natural, pero sí son las más representativas del paisaje, porque condicionan totalmente el relieve de la zona. Su alta resistencia a la erosión provoca que generen espectaculares escarpes y cortados que figuran entre los paisajes más emblemáticos del Parque Natural. Además, a menudo originan saltos de agua, lo que aumenta su espectacularidad (pág. 104).

Las cuarcitas están formadas casi exclusivamente por granos de arena de cuarzo que, por efecto del metamorfismo, han recrystalizado dando lugar a una masa compacta de cuarzo (Fig. 4-11). Cuando

su composición es pura, la cuarcita es de color claro, casi blanco, pero la presencia de óxidos de hierro hace que con mucha frecuencia sean de color rosáceo, marrón o anaranjado (Fig. 4-10).

Las areniscas que dieron lugar a las cuarcitas tienen un remoto origen marino. Corresponden a acumulaciones de arena formadas en zonas costeras (ver pág. 42). El metamorfismo unió los granos de cuarzo y los transformó en cuarcitas, permitiendo que se conservaran algunas estructuras sedimentarias y, excepcionalmente, ciertos fósiles (ver pág. 274). Su origen sedimentario queda reflejado en su marcada

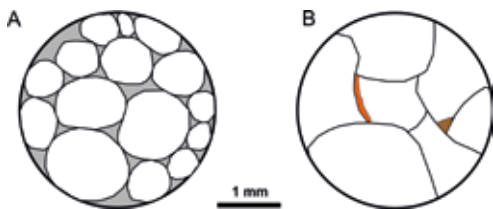


Figura 4-12. Relieves en cuarcitas, en las proximidades de Valverde de los Arroyos.

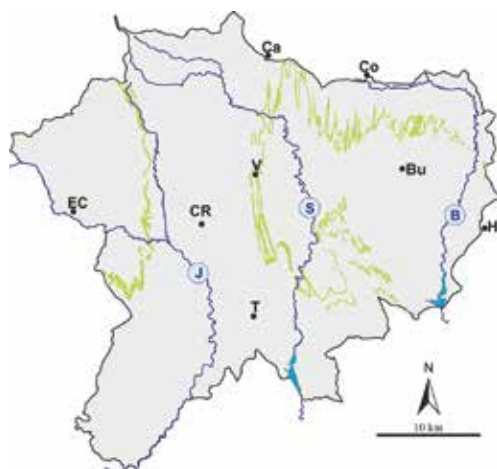


estratificación, que forma bancos de rocas compactas de varios metros de espesor (Fig.4-10). Las cuarcitas suelen estar recubiertas por líquenes característicos que ocultan su color natural.

A pesar de su alta resistencia, en algunos lugares de la Sierra Norte de Guadalajara las cuarcitas aparecen intensamente plegadas (ver págs. 128, 134, 146 y 152). Precisamente ese plegamiento es el que provoca que las cuarcitas aparezcan de una manera conspicua en el paisaje de la Sierra Norte de Guadalajara (Fig. 4-13). Al estar intensamente fracturadas por fallas y diaclasas (pág. 153), suelen presentar un aspecto dentado y afilado, dando lugar a formas que asemejan agujas, torreones o castillos.

Figura 4-11. Diferencia de la textura de una arena y una cuarcita.
A. En una arena hay huecos (en gris) entre los granos de cuarzo (en blanco).
B. En la cuarcita los granos han recrystalizado, aumentando de tamaño y soldándose, desapareciendo los huecos excepto en los que se sitúan los óxidos y arcillas que les dan color. También desaparecen las irregularidades de los granos, que adquieren formas poligonales con límites más rectos.

Figura 4-13. Mapa de distribución de las cuarcitas (en verde) en el Parque Natural.



¿Dónde encontrarlas en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

La Geo-ruta 2 recorre algunos de los paisajes cuarcíticos más singulares (paradas 1 a 8). También la segunda parte de la Geo-ruta 1 (paradas 8 y 10) o la primera parte de la Geo-ruta 3 (parada 1). La Geo-ruta 4 sube a la cima del Alto Rey (parada 6), quizá el relieve cuarcítico más emblemático del Parque Natural. Otro enclave destacado es el Cuchillar del Asomante (pág. 266). ●



4.5 Areniscas

Poco abundantes pero singulares

Las areniscas no son muy abundantes en el Parque Natural, pero son importantes por su significado geológico. Las areniscas y conglomerados (pág. 76) son rocas sedimentarias formadas por la acumulación y cementación de fragmentos de otras rocas. El diámetro de los cantos o granos es lo que se utiliza para clasificarlas: en los conglomerados superior a 2 mm, y en las areniscas inferior.

Las areniscas y conglomerados del Parque Natural tienen un característico color rojizo y se formaron fundamentalmente durante el Triásico inferior, hace algo más de 245 millones de años. Forman parte de

una formación geológica muy característica denominada Buntsandstein, término alemán que significa "areniscas de varios colores" (Fig. 4-14), pues fueron investigadores de Centroeuropa los primeros en estudiarlas. En muchos lugares a estas areniscas se las conoce con el nombre popular de "rodeno". Es una roca muy característica que aparece con mucha frecuencia en la provincia de Guadalajara (Sigüenza, Alto Tajo, etc.).

Los fragmentos de rocas que forman estos conglomerados y areniscas son principalmente de cuarcita y cuarzo. Esto quiere decir que las antiguas montañas



Figura 4-14. Afloramiento de areniscas del Buntsandstein en Sacedoncillo (Tamajón).

que estaban siendo erosionadas estaban formadas mayoritariamente por cuarcita, y los fragmentos resultantes fueron transportados hasta acumularse en este lugar.

La posterior cementación de los granos y cantos daría lugar a las areniscas y conglomerados respectivamente. Su estudio ha permitido identificar que el sistema de transporte de estos fragmentos fue una red fluvial compleja, que evolucionó desde abanicos aluviales hasta grandes ríos con varios canales. Los conglomerados se acumularon en sistemas torrenciales con gran capacidad de transporte de sedimentos (y, por tanto, caudales altamente energéticos, aunque fueran intermitentes), mientras que las areniscas se acumularon en los cauces y márgenes de ríos de enormes



Figura 4-15. En las proximidades de Albendiego las areniscas del Buntsandstein afloran dando lugar a escarpes con su característico color rojizo.

dimensiones, pero más alejados de las zonas de erosión. Estas areniscas y conglomerados son fácilmente reconocibles por su color rojizo, que se debe a que, al depositarse en condiciones climáticas tropicales, el hierro contenido en los sedimentos se oxidaba fácilmente, tiñendo las rocas (Fig. 4-15).

¿Dónde encontrarlas en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Quizá los mejores lugares para observar esta unidad sean los alrededores de Sacedoncillo (pág. 254), en las proximidades de Condemios de Arriba y Condemios de Abajo, y en la carretera que da acceso a Albendiego (Fig. 4-15). ●

4.6 Arenas

Un importante recurso económico

En diversos lugares del Parque Natural y su entorno, afloran unas arenas formadas mayoritariamente por granos de cuarzo que tienen predominantemente color blanco y anaranjado, aunque también se intercalan niveles verdosos, violáceos y ocreos (Fig. 4-16). Al tratarse de unas rocas poco consolidadas, son propensas a la formación de cárcavas y torrenteras naturales.

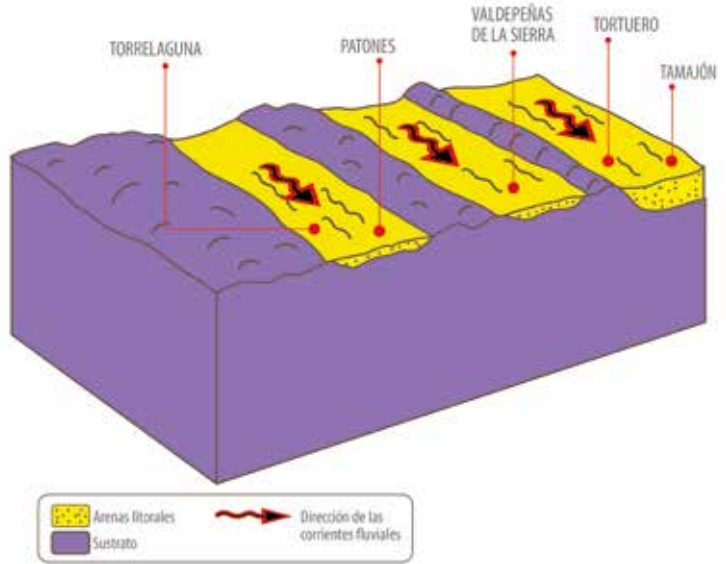
Se trata de una formación geológica muy frecuente en toda la Cordillera Ibérica y, por lo tanto, son habituales en los paisajes de Guadalajara, Cuenca, Teruel y Soria,

entre otros lugares. Se denominan "Arenas de Utrillas", porque fueron descritas geológicamente en esa localidad de la provincia de Teruel. Aunque tradicionalmente se las llama "arenas", en realidad son areniscas y conglomerados. Esta formación geológica no presenta las mismas características en todos los lugares, pudiendo observarse diferencias en su composición, espesor e incluso edad, aunque su apariencia a simple vista sea muy similar. Teniendo en cuenta lo extensa que es el área que ocupan, es fácil entender que se formaron en ambientes variables según su ubicación y



Figura 4-16. Típico aspecto de las "Arenas de Utrillas", con sus colores característicos, en los alrededores de Somolinos.

Figura 4-17. Interpretación de los diferentes canales fluviales donde se depositaron las "arenas de Utrillas" en la zona centro peninsular, en el límite entre las provincias de Madrid y Guadalajara. Los espesores de esta formación geológica son mayores cuanto más al este. Basado en Guidi *et al.* (2005).



su evolución en el tiempo. Así, en el borde sur del Sistema Central evolucionaron desde depósitos de tipo abanico aluvial y de ríos trenzados de alta energía, a depósitos costeros.

Así, las "Arenas de Utrillas" corresponden a depósitos de cursos fluviales paralelos fluyendo del noroeste al sureste cerca de la costa (Fig. 4-17), hace entre 95 y 100 millones de años. Los ríos desembocaban en el mar y, a veces, las mareas inundaban los canales. Una densa vegetación tropical cubría las orillas y abundantes islas.

Un aspecto importante de estas arenas es que constituyen un recurso geológico con numerosas aplicaciones. El interés se centra en los granos de cuarzo, utilizados para fabricación de vidrio y otros muchos usos industriales. También en las arcillas arenosas, utilizadas como desengrasantes para la lana, mientras que los niveles ricos en caolín tienen numerosas aplicaciones en la industria

farmacéutica y cosmética, así como para la construcción, fabricación de porcelanas y estucado de papel, entre otros.

Por ello, han sido explotadas en grandes canteras que generan problemas ambientales y paisajísticos, aunque no en este Parque Natural. En la provincia de Guadalajara se han puesto en marcha varios proyectos innovadores de restauración de esas canteras, con excelentes resultados que constituyen un modelo internacional. (pág.185).

¿Dónde encontrarlas en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Aparecen en muchos lugares del Parque Natural, pero quizá los mejores lugares para observarlas son las cercanías de Somolinos (Geo-ruta 3, parada 10), donde una antigua cantera ha sido restaurada. También en las proximidades de Tamajón y su laguna (Geo-ruta 5, parada 4). ●

4.7 Calizas y dolomías

Un cambio en el paisaje

Las calizas y dolomías son rocas minoritarias en el Parque Natural, pero generan un paisaje muy diferente y singular que destaca del resto. Forman rocas compactas de colores grises y ocres que dan lugar a cañones fluviales y caprichosos relieves kársticos (Fig. 4-19). Su composición carbonatada contrasta con la silíceo que predomina en el Parque Natural, de manera que su presencia supone un importante cambio en el paisaje, tanto en lo referente a rocas, suelos, vegetación e hidrología, como a los usos del territorio.

Las calizas y dolomías que aparecen en Sierra Norte se formaron hace entre 90 y 70 millones de años, en el Cretácico Superior. En gran parte de este periodo geológico la zona estuvo cubierta por un mar tropical poco profundo en el que se producía la precipitación de carbonato cálcico, que generaría las calizas (pág. 50). Por ello, es fácil identificar en ellas restos fósiles de organismos que vivieron en aquellos mares (pág.231). En función de si se formaron en la orilla del mar, en un arrecife o en fondos más profundos, la roca caliza presenta características diferentes. Por ejemplo, en cada una de estas situaciones muestra una textura concreta, determinadas estructuras sedimentarias y aparecen distintos tipos de fósiles que nos informan de las condiciones ambientales del momento en que se formó la roca caliza.

Las dolomías son rocas de apariencia similar a las calizas. Tanto que, a simple

vista, es prácticamente imposible distinguirlas entre sí. La principal diferencia entre ambas es la composición química, ya que la caliza está compuesta por carbonato cálcico y la dolomía por carbonato cálcico-magnésico. Prácticamente todas las dolomías se forman por transformación de calizas preexistentes. Una consecuencia importante del paso de caliza a dolomía es la pérdida de la mayoría de los fósiles que, tras la transformación mineral, quedan poco o nada reconocibles.

En el Parque Natural, las calizas y dolomías afloran formando una estrecha banda en la parte sur (Fig. 4-20). También aparece un pequeño afloramiento en la zona norte, pero con poco reflejo en el paisaje. Sin embargo, en las proximidades del Parque Natural sí hay otros afloramientos calcáreos importantes, como los de San Andrés del Congosto al este, o los de la Sierra de Pela al norte. De hecho, la Sierra Norte de Guadalajara, al estar situada en el límite entre el Macizo Ibérico y la Cordillera Ibérica (pág. 28), está prácticamente en la "frontera" entre un territorio mayoritariamente silíceo y otro que, hacia el este y hasta el Mediterráneo, es fundamentalmente carbonatado.

Una particularidad de las calizas y dolomías es que son rocas relativamente solubles (pág. 100). El resultado es la frecuente generación de cavidades y relieves que originan paisajes caprichosos



Figura 4-18. Escarpe en dolomías en las cercanías de Tamajón.

Figura 4-19. Relieves kársticos desarrollados sobre calizas y dolomías en las proximidades de Tamajón.



denominados lapiaces o, más popularmente, "ciudades encantadas de roca", como la de Tamajón (Fig. 4-19 y pág. 215).

¿Dónde encontrarlas en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

En especial, en las paradas 2 y 3 de la Geo-ruta 5 y en las paradas 1 y 7 de la Geo-ruta 6. La Geo-ruta 3 sale de los límites del Parque Natural y se adentra en el Monumento Natural de Sierra de Pela y Laguna de Somolinos, mayoritariamente calcáreo, en las paradas 7, 8 y 9. ●



Figura 4-20. Afloramientos de calizas y dolomías en el Parque Natural.

4.8 Yesos y arcillas

Testigos de climas pasados



Figura 4-21. Detalle de un fragmento de yeso, cerca de Aleas (Cogolludo).

Los yesos afloran en pequeñas zonas del sur del Parque Natural, pero son aquí descritos porque son muy abundantes en el límite suroriental, entre Cogolludo y Aleas, componiendo un paisaje muy característico. Generan relieves alomados donde los yesos de color blanco destacan sobre las arcillas rojizas.

La escorrentía suele formar numerosos barrancos que aíslan las diferentes peñas que pueden llegar a formar escarpes más o menos continuos. En algunos lugares los yesos fueron explotados en pequeñas canteras, hoy abandonadas. Las plantas que aquí habitan están adaptadas a vivir en unas condiciones especiales de gran aridez

y sustratos cargados en sales. Muchas de ellas son endemismos y especies protegidas y se denominan plantas gipsícolas: del griego *gypsum* (yeso) y del latín *incola* (habitante).

Esta unidad geológica de yesos y arcillas es muy frecuente en toda la cuenca del Tajo y en algunos lugares tiene más de mil metros de espesor, lo que refleja que se formó en un ambiente sedimentario que estuvo activo durante mucho tiempo. De hecho, se acumularon de forma no continua en un periodo de tiempo comprendido entre hace 70 y 40 millones de años, en amplias llanuras de inundación con formación de lagos esporádicos bajo un clima muy árido (pág. 56),



Figura 4-22. Escarpe en los yesos, en las proximidades de Aleas (Cogolludo).

Aunque los llamemos yesos de manera genérica, en realidad son formaciones salinas evaporíticas, que resultan de la precipitación de las sales disueltas en las aguas, en este caso lacustres. Estas sales proceden, a su vez, de la disolución de materiales rocosos que aportan los iones. Por lo tanto, las aguas de escorrentía transportaban hacia los lagos los iones que tomaron de rocas aflorantes, incrementando la concentración salina del agua hasta que, por una circunstancia climática propicia, se produjo la suficiente evaporación que provocó la hipersaturación y precipitación de los materiales evaporíticos. De ahí que haya tanta variedad de tipos de yesos, en función de cómo evolucionara el clima, según llegaran más o menos aportes de iones y arcillas y según las transformaciones posteriores que hayan sufrido.

Los yesos tienen una particularidad interesante. Como las calizas, son relativamente solubles en agua, de manera que pueden ser karstificados, llegando a generar incluso

grandes sistemas subterráneos. Esa karstificación hace que los yesos a menudo colapsen, generando hundimientos en el terreno y llamativos pliegues. En otras ocasiones el proceso es diferente: con el enterramiento los yesos se deshidratan dando lugar a anhidrita (sulfato de calcio sin agua), pero con la presencia de agua se rehidratan y aumentan de volumen, provocando plegamiento en las rocas adyacentes.

¿Dónde encontrarlos en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

De manera exclusiva en la zona sur. La Geo-ruta 6 visita en su parada 3 los afloramientos de Peñas Blancas, precisamente así llamados por el color de los yesos. En la carretera que une Cogolludo y Aleas se pueden encontrar también buenos afloramientos a pie de carretera, incluyendo algunas canteras abandonadas en las que se extraían yesos para la fabricación de escayola, estuco y molduras. ●

4.9 Conglomerados

Testigos de la formación del Sistema Central

Los conglomerados son rocas formadas por la acumulación y cementación de fragmentos de otras rocas (Fig. 4-23), que varían entre los 2 mm y más de 1 m de tamaño, y se denominan clastos (del griego "roto"). El cemento que los aglutina puede ser de diversas composiciones, e intercalados entre los clastos suelen encontrarse, en forma de matriz que los aglutina, arcillas y arenas.

La forma de los clastos proporciona mucha información acerca del origen de los conglomerados de los que forman parte. Si son angulosos, los conglomerados se llaman brechas, e indican que los cantos no sufrieron mucho transporte

antes de acumularse, normalmente como resultado del transporte en masa por corrientes de lodo o glaciares. Por el contrario, si los clastos son redondeados, indican que fueron movilizados largas distancias por una corriente de agua en un medio fluvial o incluso marino, y en ese transporte su forma se fue suavizando (como ocurre con los cantos rodados).

Los clastos también nos indican su procedencia y la situación de los relieves de los que fueron arrancados. El tipo de roca nos hace ampliar la mirada para buscar dónde pudo haber afloramientos con esa composición, ya que puede que hoy no existan porque hayan sido arrasados por



Figura 4-23. Detalle de un conglomerado, formado por una mezcla caótica de cantos de cuarcita y pizarra empastados en una matriz areno-arcillosa, en Puebla de Valles.

la erosión. Por su parte, la disposición de los clastos dentro de una capa de conglomerado puede indicarnos la densidad, la energía e incluso el sentido de la corriente que los trasportaba, indicando hacia dónde se situaban los relieves montañosos de donde procedía.

Los conglomerados que vemos en la Sierra Norte de Guadalajara suelen ser una mezcla poco compacta de cantos de diversos tamaños empastados en una matriz areno-arcillosa. Los fragmentos son fundamentalmente de pizarra y cuarcita, lo que refleja que son el resultado de la acumulación de enormes cantidades de cantos erosionados de los relieves de la Sierra. Al estar cementados por una masa de arcillas y arenas, generalmente poco compacta, son fácilmente erosionables, originando espectaculares cárcavas (pág. 106). Otros, por el contrario, están más firmemente cementados, dando lugar a resaltes, como los de Beleña de Sorbe (pág. 282). Los abundantes conglomerados de

la Sierra Norte de Guadalajara son reflejo de distintas etapas de la elevación del sistema montañoso del cual proceden y por eso proporcionan importante información acerca de cómo fue el levantamiento del Sistema Central (pág. 55). Según se iban creando los relieves, la erosión los atacaba con intensidad, acumulando enormes cantidades de cantos, arenas y arcillas en los bordes de la cuenca sedimentaria para dar lugar a los conglomerados (pág. 56).

¿Dónde encontrarlos en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Unos de los más espectaculares y accesibles están cerca de Beleña de Sorbe, en la carretera que lleva a la presa, justo al lado de la carretera (pág.282). Otros son visibles en algunas de las imponentes cárcavas del Parque Natural, como las de Mingo Negro (Geo-ruta 6, parada 2), las de Zarzuela de Jadraque (Geo-ruta 4, parada 5-B), o las de Puebla de Valles (Geo-ruta 6, parada 5). ●



Figura 4-24. En Sierra Norte de Guadalajara los conglomerados pueden llegar a tener espesores de varios cientos de metros, como ocurre en Puebla de Beleña.

CAPÍTULO

5

Rasgos geológicos destacados

DESCRIPCIÓN DE LOS RASGOS GEOLÓGICOS
MÁS SINGULARES DEL PARQUE NATURAL

Cordal de cuarcitas plegadas visto desde la ruta escénica del Puerto de la Quesera.
Fotografía: Carlos González.





Figura 5-1. Sucesión de pliegues en la cuerda del pico Ocejón (2.049 m).

5.1 Grandes pliegues variscos

El armazón del relieve

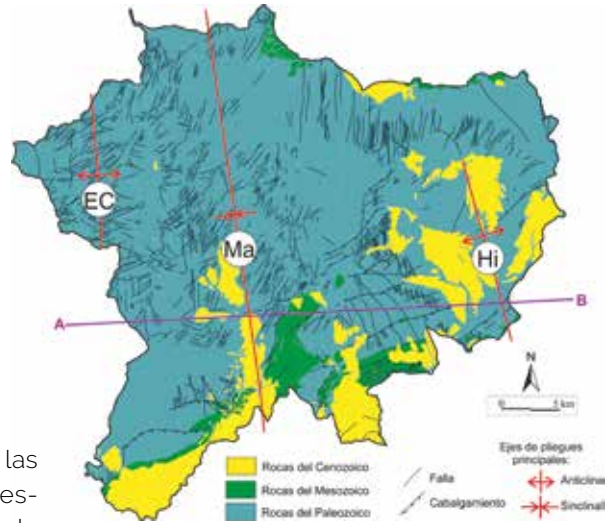
En la Sierra Norte de Guadalajara podemos ver los efectos de dos orogenias, la Varisca y la Alpina (ver capítulo 3 de historia geológica) que dieron lugar a sistemas montañosos y que son las responsables de la configuración del relieve actual. En ellas, tanto las rocas como su disposición se vieron intensamente transformadas, de tal forma que podemos distinguir en el paisaje los efectos de cada orogenia.

Así, la primera de ellas, la orogenia Varisca, tuvo lugar en el Paleozoico (hace entre 370 y 280 millones de años) y fue mucho más intensa. Sería la causante del metamorfismo de las rocas, pero también de varias fases de plegamiento. En

cada una de ellas, se añadía nueva deformación que afectaba a las anteriores. El plegamiento y fracturación de las rocas fue a todos los niveles: desde la escala microscópica hasta grandes pliegues de dimensiones kilométricas, que tienen una influencia absoluta en el paisaje actual (págs. 34 y 150). A pesar de que estos pliegues se formaron en el subsuelo a más de 5 km de profundidad, los procesos tectónicos y la erosión han hecho que actualmente los podamos ver en superficie y condicionan en gran medida la geomorfología del Parque Natural.

Así, el Parque Natural se estructura mediante tres grandes pliegues de dirección

Figura 5-2. Mapa geológico simplificado del Parque Natural donde se muestran las principales estructuras tectónicas. Se han destacado los ejes de los tres grandes pliegues principales (en rojo): EC: anticlinal de El Cardoso, Ma: sinclinal de Majaelrayo, Hi: anticlinal de Hiendelaencina. La línea morada (A-B) indica el lugar del corte geológico de la Fig. 2-6 (pág. 34).



predominante norte-sur que afectan a las rocas paleozoicas (Figs. 2-6 y 5-2). Destaca un gran sinclinal que ocupa toda la parte central, con su eje cercano a Majaelrayo. En sus extremos se sitúan dos anticlinales centrados en El Cardoso de la Sierra y Hiendelaencina, respectivamente. Entre medias, aparecen otros pliegues de menor tamaño. El resultado es una serie de bandas de varios kilómetros de ancho de afloramientos en los que, en unos casos predominan las formaciones pizarras, y en otras lo hacen las cuarcíticas (pág. 66). Como éstas son más resistentes a la erosión que las pizarras, el resultado es un relieve con valles orientados norte-sur delimitados por escarpes de cuarcitas (Fig. 2-8).

Según lo expuesto, el relieve de la Sierra Norte de Guadalajara debería estar dominado por esos valles norte-sur "variscos" y, en cierto modo, así es, como refleja el trazado de los tres ríos principales (Fig. 1-1). Sin embargo, cualquiera que conozca la zona sabe que el relieve es algo más complejo, incluso con una alineación montañosa como Alto Rey en dirección claramente este-oeste. El motivo es que, sobre la estructura varisca (de dirección N-S) se

superpuso el resultado de la orogenia Alpina, que generó estructuras NO-SE y E-O, fundamentalmente representadas mediante fallas y numerosos cabalgamientos (pág. 88). El resultado de la interferencia entre ambos tipos de estructuras ligadas a sendas orogenias es el relieve actual. La explicación detallada de todos estos procesos se muestra en los siguientes capítulos.

¿Dónde encontrarlos en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Al ser de grandes dimensiones, estos grandes pliegues pueden observarse en muchos lugares. Por ejemplo, son descritos en las paradas 7 y 10 de la Geo-ruta 1, en las paradas 2 a 7 de la Geo-ruta 2, o en las paradas 1c y 3 de la Geo-ruta 3. Para observar los efectos del plegamiento varisco a escala menor, se recomienda la visita a la parada 5 de la Geo-ruta 2. ●

5.2 Metamorfismo regional

Geotermómetros y geobarómetros



Figura 5-3. Esquisto micáceo con estaurólitas de El Cardoso de la Sierra.

Cuando una roca arcillosa original es sometida a presiones y temperaturas progresivamente más altas, se produce la formación de nuevos minerales y la reorientación y recristalización de los existentes, modificando la textura y estructura originales, lo que da lugar a una nueva roca. En función de las condiciones de presión y temperatura se formarán determinados minerales, de manera que su presencia puede relacionarse directamente con la intensidad del metamorfismo.

Tanto es así, que la presencia de estos minerales índice (así llamados porque indican las condiciones metamórficas) permite realizar un análisis muy fino de la intensidad y la naturaleza del metamorfismo en un área determinada y, por lo tanto, deducir las condiciones de presión y temperatura a las que fueron sometidas las rocas originales (Fig.5-4).

La orogenia Varisca sometió a las rocas a un metamorfismo regional hace 335-325 millones de años, fruto de la colisión continental (pág. 43). Esto provocó intensas transformaciones, alterando las condiciones de presión y temperatura originales (pág.45 y 46). Algunos de los minerales que formaban esas rocas, en especial el cuarzo y el feldespato, sufrieron pocos cambios porque son estables tanto en condiciones de bajas como de altas presiones y temperaturas, pero la mayoría de los otros se originaron por transformaciones a partir de minerales previos.

Como se ha dicho, algunos de ellos son característicos de unos determinados intervalos de presión y/o temperatura, como clorita, biotita, granate, estaurólita, andalucita o sillimanita. Gracias a ellos sabemos que el metamorfismo regional que afectó a toda la región alcanzó una presión media, y que con el tiempo evolucionó hacia menor presión pero con mayor temperatura.

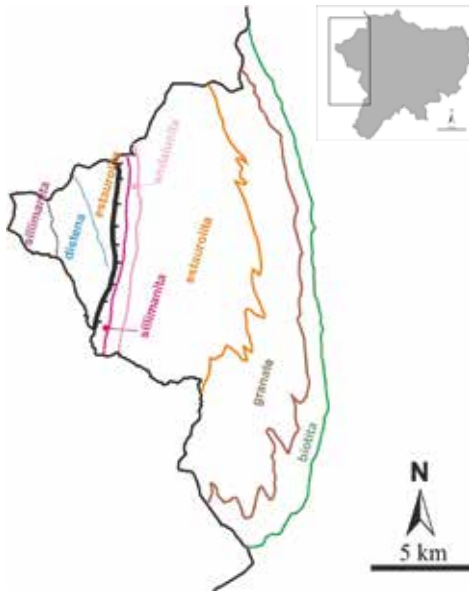


Figura 5-4. Izogras de los diferentes minerales índice del metamorfismo regional en el extremo occidental del Parque Natural. Las isogras continúan por la contigua provincia de Madrid. Basado en Rubio (2008). Derecha: contorno del Parque Natural Sierra Norte de Guadalajara. El recuadro marca la zona ampliada en la figura de la izquierda.

En la zona oriental del Parque Natural y el territorio colindante de la provincia de Madrid, se conserva esa sucesión o zonación metamórfica, que es muy completa y constituye una de las mejores de Europa para estudiar el metamorfismo regional producido por la orogenia Varisca. En esa sucesión se produce la superposición de diferentes zonas e isogras metamórficas, que son las líneas que marcan las zonas de estabilidad de los minerales índice, de manera que a partir de cada isograda deja de estar presente uno y aparece otro (Fig. 5-5).

¿Dónde encontrarlo en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Los esquistos suelen aparecer junto con las pizarras y cuarcitas, formando gran parte de los relieves del Parque Natural. En la parada 2 de la Geo-ruta 1 se visitan los esquistos con diversos minerales, como estaurolitas, granates, turmalinas, andalucitas y sillimanitas. ●

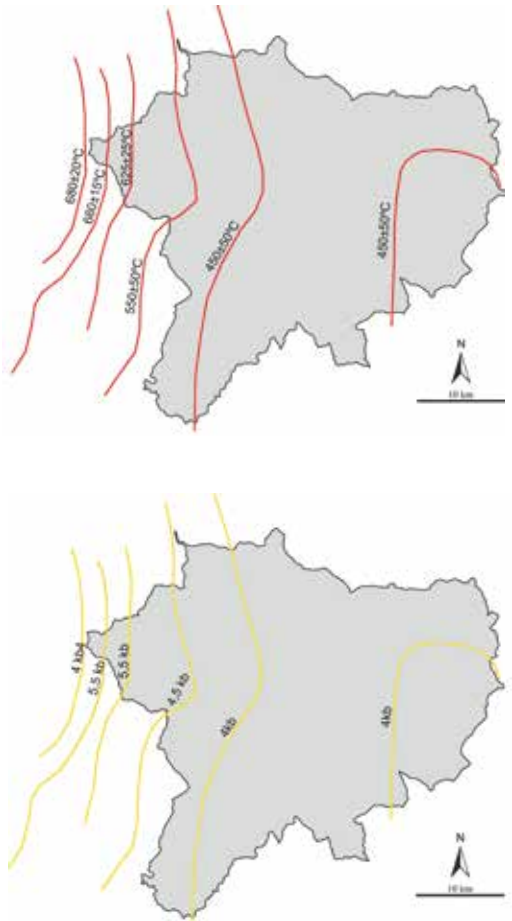


Figura 5-5. Esquema del Parque Natural con las líneas isotermas (en rojo) que indican la temperatura del metamorfismo e isobaras (amarillo) que indican la presión que produjo el metamorfismo regional durante la orogenia Varisca, deducidas a partir de los minerales índice presentes en la zona. Basado en Lopez Ruiz *et al.* (1975).

5.3 Vulcanismo pérmico

La fragmentación de Pangea

En su movimiento a lo largo del tiempo geológico, las placas tectónicas pueden crear una única y enorme masa continental que se denomina supercontinente. Este proceso ha sucedido en diferentes momentos de la historia de la Tierra. Así, por ejemplo, hace unos 900 Ma se creó el supercontinente Rodinia, hace unos 600 Ma el supercontinente Gondwana, y hace unos 325 Ma el supercontinente Pangea (Fig.3-5, pág.44). La convergencia de las placas produce la colisión continental en el inicio de una orogenia, acompañada de

la formación de grandes cadenas o cinturones de montañas. Además de las dos orogenias explicadas anteriormente (pág. 80), en el Parque Natural también podemos ver los efectos del proceso que siguió a la orogenia Varisca: la fragmentación del supercontinente Pangea (pág. 48).

La gigantesca masa terrestre de un supercontinente acumula bajo ella una enorme cantidad de calor procedente del interior terrestre. Ese calor termina adelgazando la corteza y creando depresiones o

Figura 5-6. Afloramientos volcánicos cerca de La Miñosa, resultado de la fragmentación del supercontinente Pangea.



cuenclas donde se acumulan sedimentos, inicialmente procedentes de los relieves cercanos. También, inicialmente, las cuencas son alargadas y pueden tener sólo unos centenares de metros, pero pueden seguir evolucionando uniéndose hasta alcanzar cientos de kilómetros cuadrados de extensión, en un proceso que puede durar decenas de millones de años (Fig. 5-7).

La apertura de estas cuencas que fragmentarían Pangea se produjo a favor de fallas que limitaban sus bordes y que se iniciaban a kilómetros en el interior de la litosfera. Estas fallas sirvieron para que el calor, y por tanto el magma, pudiera ascender hasta la superficie generando erupciones volcánicas con lavas y cenizas que se intercalan con los sedimentos que rellenan la cuenca (pág. 47).

Hoy en día podemos ver los efectos de todos esos procesos en la Sierra Norte de Guadalajara. La ruptura de Pangea hace unos 290 millones de años provocó la creación de pequeñas cuencas que fueron rellenadas por sedimentos (pág. 16g). También hubo erupciones volcánicas fisurales que acumularon más de 200 metros

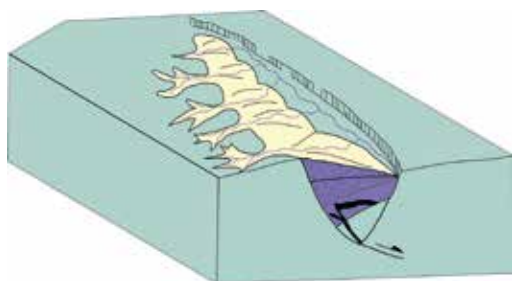


Figura 5-7. Formación de cuencas sedimentarias alargadas en el inicio de la ruptura de un supercontinente. Están delimitadas por fallas profundas a favor de las cuales pueden ascender magmas que provoquen erupciones volcánicas. Basado en Arche y López (1992).

de espesor de cenizas y lavas. Su ascenso se produjo a favor de antiguas fallas, generadas anteriormente en la orogenia Varisca y que fueron reactivadas al romperse el continente (como si fueran costuras mal cosidas) formando valles de dirección NO-SE con bordes escarpados, donde se intercalaron sedimentos y materiales volcánicos. Aunque formen un modesto conjunto de 15 afloramientos de rocas volcánicas de colores grisáceos y verdosos con relieves alomados poco cubiertos por la vegetación, se trata, nada más y nada menos, que del reflejo de la ruptura de un supercontinente (Fig. 5-6). En otras zonas de la provincia de Guadalajara también es posible ver restos volcánicos, como los que fosilizaron un bosque en la Sierra de Aragoncillo.

¿Dónde encontrarlo en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

En sentido estricto, los afloramientos del vulcanismo pérmico se sitúan fuera de los límites del Parque Natural, pero contiguos a él. Están englobados en la Microrreserva de los Cerros Volcánicos de La Miñosa. La Geo-ruta 3 recorre algunos afloramientos en sus paradas 4-A y 4-B. También se pueden ver los sedimentos, tanto los que rellenan esas cuencas en su momento inicial, como los que se ven en Retiendas (pág. 256), como otros un poco posteriores. Este es el caso de los que hay en las proximidades de Condemios de Arriba y de Abajo y en la carretera que da acceso a Albendiego (Fig. 4-15). ●



Figura 5-8. Exposición en el Museo País de la Plata, dedicado a las mineralizaciones de Hiendelaencina.

5.4 Yacimientos minerales

La riqueza del interior terrestre

Uno de los rasgos más destacados de la Sierra Norte de Guadalajara es la presencia de mineralizaciones de gran interés económico. De ellas, las que tuvieron mayor trascendencia social y económica fueron las de plata de Hiendelaencina (pág. 47). Esta singularidad se debió a la extraordinaria riqueza de los yacimientos por su altísima ley (cantidad de mineral argentífero por tonelada de roca), aunque el espesor de los filones y la longitud explotada fueran reducidos.

Las minas fueron explotadas desde la segunda mitad del siglo XIX hasta comienzos del XX, si bien los trabajos a gran escala comenzaron en 1844, fecha a partir de la cual se produjo una auténtica "fiebre minera" que duraría ochenta años, aunque con numerosos altibajos en la producción. Tanto es así que, a finales del siglo XIX, Hiendelaencina competía en número de habitantes (más de 5.000)

con la capital provincial, gracias al trabajo que ofrecían las minas y los servicios asociados (comerciantes, albañiles, herreros, mecánicos, farmacéuticos, médicos, obreros siderúrgicos, arrieros para el transporte del material de construcción, etc.). La cantidad de plata obtenida fue enorme para un yacimiento tan pequeño, de ahí su fama y el prestigio de Hiendelaencina en la minería española. Las especies minerales de plata más representativas fueron freieslebenita, pirargirita, estefanita y plata nativa. La actividad minera descendió a comienzos del siglo XX, si bien, de manera intermitente, se reanudaron las explotaciones en diversas ocasiones, finalizando definitivamente en 1984. En la actualidad no hay ninguna actividad minera, aunque ya está en marcha un ambicioso proyecto para la restauración y musealización de la mina Santa Catalina, con el objetivo de hacerla visitable (pág.189).

Además de los de Hiendelaencina, destacan los yacimientos de oro que se encuentran dispersos en los términos municipales de La Nava de Jadraque, Arroyo de las Fraguas, Semillas y Palancares. El oro se asocia a unos filones de cuarzo con partículas auríferas en forma de filamentos o de granos muy pequeños (Fig. 5-9), y también a aluviones procedentes de su desagregación, compuestos por cantos gruesos, arenas y arcillas con partículas de oro en laminillas o granitos.

Los primeros análisis asignaron al yacimiento riquezas muy variadas pero siempre fabulosas, superiores a las más elevadas del mundo que, además, incluían buenas cantidades de plata. Posiblemente la riqueza única de los yacimientos de Hiendelaencina impulsara tal ilusión. No es de extrañar que alguna empresa realizara costosas instalaciones ante el señuelo de rendimientos colosales, pero fue un puro espejismo y los trabajos de explotación tan solo duraron unos años, desde finales del siglo XIX hasta su cierre definitivo en 1916.

Además de oro y plata, también había mineralizaciones interesantes de hierro en la vertiente norte de Alto Rey que se usó en las ferrerías de Somolinos, sillimanitas en El Cardoso, yacimientos de carbón cerca de Tamajón y Retiendas, numerosos filones de cuarzo intercalados en los gneises y las pizarras (llamados popularmente "gorrones", pág. 122) explotados en diversos lugares, y minas de plata cerca de Tamajón (pág. 260). Por último, por su interés histórico, destacan las mineralizaciones de andalucita (pág. 276), a las que se dedica un apartado específico en esta guía.



Figura 5-9. Oro, de El Ordial, como pequeños granos. Fotografía: Colección Museo Geominero.

¿Dónde encontrarlos en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Con excepción de Hiendelaencina, los yacimientos no son visitables, al estar abandonados y ser peligroso adentrarse en ellos. En esta localidad hay una ruta minera y varios recursos interpretativos, por lo que las paradas 1 y 2 de la Georuta 4 se centran en el entorno de esta localidad. Además, en Hiendelaencina se sitúa el Centro de Interpretación "El País de la Plata", en la C/Mayor, 13. El Centro, atendido por la Asociación de Amigos del Museo, abre los sábados y domingos de 12 a 14h, siendo posible concertar visitas en otros horarios en el tfo.: 616 679 164 o en elpaisdelaplata@gmail.com

Este centro, dotado de numerosos paneles, vitrinas expositoras, maquetas y sala audiovisual, tiene por objeto mostrar la historia minera de Hiendelaencina. En su planta baja se ubica uno de los centros de visitantes del Parque Natural. Más información en: www.elpaisdelaplata.es ●

5.5 Yacimientos paleontológicos del Cretácico

Excepcional registro de la vida

Los yacimientos paleontológicos más destacados del Parque Natural se sitúan en las calizas y arenas del Mesozoico que forman una banda en la zona sur (pág. 73). El entorno de Tamajón es la zona que concentra más yacimientos paleontológicos, correspondientes a tres momentos diferentes de la historia geológica, de manera que, aunque hoy en día los vemos unos cerca de otros, se formaron en ambientes y momentos muy diferentes.

Dos de los yacimientos son del Cretácico superior, pero en condiciones y épocas distintas. En uno de ellos hay una extraordinaria concentración de huellas de vertebrados. Hay que tener en cuenta que los fósiles no solo se originan a partir de restos de organismos, sino que también son fósiles las evidencias de su actividad vital, como huellas (icnitas), nidos, excrementos,

etc. En el caso de los yacimientos de Tamajón, incluyen huellas de natación y pisadas de cocodrilomorfos (grupo que incluye a los cocodrilos actuales y sus antepasados), una huella de un dinosaurio y numerosas pisadas de peces de hace 95 millones de años. También hay fósiles de plantas que informan sobre la densa vegetación que vivía en las orillas de la cuenca.

Estas huellas se formaron en un cauce costero poco profundo (pág. 50), cuyo fondo arenoso estaba cubierto por un tapiz bacteriano que inducía la precipitación de hierro. Esto permitió que la marca de paso de los diferentes organismos se conservara en la arena, ya que el sedimento ferruginoso tenía la plasticidad necesaria, y luego se endureció preservando el molde de las huellas. Aparecen en una plancha de "Arenas de Utrillas" (pág. 70), una formación



Figura 5-10. Maqueta de un cocodrilomorfo de hace 95 millones de años caminando sobre un canal arenoso, como el que pudo crear las icnitas descubiertas en Tamajón. CIPAT.

geológica en la que no es habitual encontrar fósiles, lo cual hace más excepcional aún al yacimiento.

Los otros yacimientos del Cretácico que hay en Tamajón son un poco posteriores, de hace 93 millones de años. El mar fue subiendo y desplazó la línea de costa hacia el interior del continente, es decir, hacia el oeste (pág. 50). Así, las rocas correspondientes a este momento incluyen fósiles de organismos ya netamente marinos, como corales, braquiópodos y equinodermos (erizos de mar). También se encuentran diversos moluscos, como bivalvos (que vivían posados sobre el fondo o enterrados por sedimentos), gasterópodos (que se desplazaban por el fondo) y cefalópodos como los ammonites (que nadaban en el mar). Además, también hay fósiles de dientes de peces óseos y cartilaginosos (sobre todo tiburones). Gracias a todo ello sabemos que el ecosistema marino correspondía a un mar de aguas cálidas y someras, que fue evolucionando hacia otro de aguas más abiertas, frías y profundas.

En conjunto, estos yacimientos muestran la evolución de ambientes entre hace 95 y 93 Ma desde un medio fluvial cercano a la costa hasta condiciones marinas abiertas, pasando por medios de transición continental/marino y por ambientes litorales protegidos del oleaje por una barrera costera. Proporcionan así abundante información ambiental, ecológica y geográfica de la progresiva profundización de las condiciones marinas durante el Cretácico Superior (pág. 51).

Los yacimientos paleontológicos de Tamajón aún guardan información por descubrir.

De hecho, en los últimos años se están desarrollando diversos proyectos de investigación en la zona que han desvelado mucha información sobre estos yacimientos. Por eso, cada vez sabemos más de cómo eran las condiciones de vida en aquella época, y en los próximos años sabremos mucho más aún.

¿Dónde encontrarlos en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Los yacimientos no son visitables, excepto cuando se organizan jornadas de puertas abiertas, que suelen ser en los meses de verano. Sin embargo, en Tamajón se puede visitar el Centro de Interpretación Paleontológica y Arqueológica de Tamajón (CIPAT), donde se muestran las características más importantes de estos yacimientos y se describen los últimos avances realizados en las campañas de investigación. La parada 1 de la Geo-ruta 5 describe el contenido del CIPAT.

El CIPAT se localiza en el extremo sur de la población de Tamajón, en uno de los primeros edificios a mano izquierda si se llega por la carretera CM-1004 que une Humanes con Tamajón. Se encuentra en la C/ La Soledad s/n, junto al Centro Cultural y la ermita de La Soledad. ●

HORARIOS DE APERTURA

- **Sábados:** 10–14h y de 16–19h.
- **Domingos y festivos:** 10–14h.
- **Martes a viernes:** visitas exclusivamente para grupos con cita previa, de 10–14h. Las reservas pueden realizarse a través del correo electrónico: ayuntamiento@tamajon.es.
- Más información en: <https://tamajon.es/>



Figura 5-11. Cabalgamiento de Tamajón. Las pizarras han sido desplazadas a favor de la línea blanca y se apoyan sobre las arenas, que tienen cien millones de años menos de antigüedad.

5.6 Cabalgamientos alpinos

La construcción del Sistema Central

Uno de los principios de la geología (llamado de superposición de estratos) es que las rocas más modernas se depositan sobre las más antiguas. De esta manera, en una sucesión "normal" de rocas se asume que las que están situadas más abajo son anteriores. Sin embargo, esta sucesión puede verse alterada en algunas situaciones.

Una de ellas son los cabalgamientos, que son un tipo de fallas formadas en zonas que han sufrido compresión tectónica. En este tipo de estructuras se produce un desplazamiento relativo que permite que las rocas del bloque inferior se superpongan sobre el superior, alterando el orden normal de la sucesión geológica (Fig. 5-13). Así, las rocas estratigráficamente inferiores,

más antiguas, son empujadas hacia arriba, por encima de otras rocas más recientes.

A veces no es fácil observar el plano del cabalgamiento, es decir, la superficie que pone en contacto las rocas más antiguas sobre las más modernas, ya que el movimiento de la falla alteró intensamente las rocas afectadas. Como consecuencia, en la superficie en la que se produjo el cabalgamiento se forma un suelo de alteración sobre el que la vegetación crece con facilidad, ocultando el plano de la falla (Fig. 5-11).. Sin embargo, es posible deducir la existencia del cabalgamiento observando el paisaje, al identificar que la parte alta de los cerros cercanos está formada por rocas más antiguas que su base.

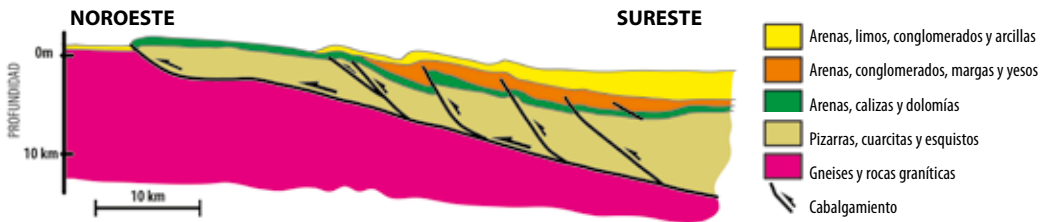
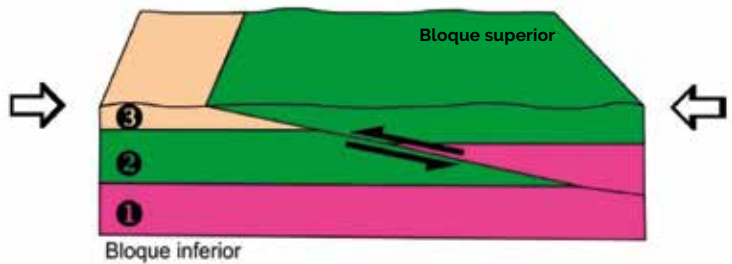


Figura 5-12. Esquema de algunos de los cabalgamientos y retrocabalgamientos desarrollados durante la orogenia Alpina en el borde sur del Sistema Central, muchos de ellos situados en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara. En realidad, casi todos son retrocabalgamientos del principal, no visible por estar en profundidad. Basado en De Vicente *et al.* (2022).

Figura 5-xx. Esquema teórico de una falla inversa o cabalgamiento. Los números indican la edad de las rocas, siendo 1 la más antigua y 3 la más moderna. Las flechas blancas indican la dirección de los esfuerzos compresivos.



En el Parque Natural hay varios cabalgamientos importantes. Para entender su significado, es necesario ampliar el punto de mira y revisar la estructura del Sistema Central como conjunto. Esta cadena montañosa, que atraviesa el centro peninsular desde Guadalajara hasta Portugal, se elevó durante el Cenozoico, en la orogenia Alpina (págs. 54-56) mediante cabalgamientos de gran envergadura (Fig.3-20, pág.55)

Esos grandes cabalgamientos, que son fallas inversas que penetran kilómetros en el interior de la corteza terrestre y limitan por el norte y por el sur la cadena montañosa (Fig. 3-19 y 3-20, págs. 54 y 55), no son visibles en la Sierra Norte de Guadalajara. Sin embargo, sí se pueden observar otros cabalgamientos "menores" y otras interesantes estructuras tectónicas asociados al borde sur, como los retrocabalgamientos (Fig. 5-4). Estos últimos son estructuras tectónicas que se forman con inclinación

contraria a la falla principal y "a su espalda" como resultado de la acomodación del espacio por la compresión (Fig. 5-12 y pág.258). Por ello, el Parque Natural Sierra Norte de Guadalajara es un lugar privilegiado para estudiar la formación geológica del Sistema Central.

¿Dónde encontrarlos en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

En el Parque Natural hay varios cabalgamientos y retrocabalgamientos, como los de Tamajón (Geo-ruta 5, parada 3-A), Muriel (Geo-ruta 5, parada 5), Valdesotos (Geo-ruta 6, parada 5-A), Tortuero (pág. 256) o Almiruete (Geo-ruta 2, parada 9), entre otros. Todos ellos están incluidos en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG, <https://info.igme.es/ielig/>), lo que refleja su relevancia. ●



Figura 5-14. Excavación en el yacimiento paleontológico de La Malia, en Tamajón.
Fotografía: Javier Trueba-Madrid Scientific Films.

5.7 Yacimientos paleontológicos del Cuaternario

La clave para entender nuestro pasado

En el Parque Natural Sierra Norte de Guadalajara hay varios yacimientos paleontológicos del Cuaternario de gran interés. Se ubican en cuevas y abrigos de los macizos kársticos (Fig. 4-20, pág. 73) que, a lo largo de los últimos 90.000 años, sirvieron de guarida a grandes carnívoros como hienas, leopardos y osos, y también como refugio y hogar de humanos prehistóricos. Los carnívoros de gran tamaño eran competidores de los *Homo sapiens* para cazar o carroñear animales con los que se alimentaban, como caballos salvajes, uros, ciervos

o rinocerontes. Las cuevas también eran usadas como silos de grupos agricultores y ganaderos, e incluso como lugar donde depositar los cadáveres de sus difuntos. En los sedimentos acumulados en el fondo de estas cuevas están los fósiles y restos que atestiguan, no solo el uso que se les dio, sino también los cambios en el clima, la vegetación y la fauna durante todo este tiempo. Todas esas evidencias permiten también conocer cómo era el modo de vida de estos humanos y su relación con el ecosistema.

No es de extrañar que estos restos paleontológicos (restos fosilizados de organismos) y arqueológicos (sobre todo tecnológicos, como la industria lítica) se hayan conservado en las cuevas y abrigos. De hecho, en los yacimientos generados en este tipo de ambientes es posible encontrar depósitos con fósiles que han sido transportados (por ejemplo, por corrientes fluviales) desde su zona de concentración original.

En otros casos, los yacimientos son generados por la actividad humana, al utilizar la parte más externa de las cuevas (zonas vestibular y de penumbra) porque estaba expuesta a la luz solar pero ofrecía protección contra los agentes atmosféricos. Por el contrario, los carnívoros solían ocupar las cavidades para la alimentación y la cría, actividades que sobre todo realizaban en las zonas internas (oscuras). Estos yacimientos eran resultado de una ocupación puntual o estacional y, en otros casos, de la actividad de un grupo familiar durante numerosas generaciones.

Entre las cavidades que están aportando más información se encuentran las de La Malia y el abrigo de Los Enebrales (pág. 288) en el macizo kárstico de Tamajón, y los de Jarama II y Jarama VI, en el valle medio de este río (pág. 286).

Hay otros yacimientos de interés. Así, la cueva de El Congosto alberga un yacimiento de restos fósiles del Pleistoceno medio que fueron acumulados por hienas y que luego fueron transportados por corrientes fluviales hacia el interior de la cueva. Por su parte, en la cueva de Los

Torrejones se ha encontrado gran parte del esqueleto de un leopardo y de un caparazón casi íntegro de tortuga que muestran evidencia de actividad humana, además de más de 600 elementos de ocupación y actividad de hienas del género *Crocota* como coprolitos, fósiles de hiénidos inmaduros, huesos de rumiantes destruidos por mordisqueo, etc. En otros niveles han aparecido fósiles de micromamíferos (roedores, lagomorfos, insectívoros y quirópteros) y fósiles resedimentados de hiénidos, úrsidos y rumiantes. Estos yacimientos paleontológicos y arqueológicos aún guardan información por descubrir. De hecho, en los últimos años se están desarrollando diversos proyectos de investigación en la zona que han desvelado mucha información sobre estos yacimientos. Por eso, cada día sabemos más sobre estos yacimientos, permitiendo avanzar en el conocimiento de las condiciones del medio natural en aquellas épocas.

¿Dónde encontrarlos en el Parque Natural de Sierra Norte de Guadalajara?

Los yacimientos no son visitables, excepto cuando se organizan jornadas de puertas abiertas, que suelen ser en los meses de verano. Sin embargo, puedes encontrar información en el Centro de Interpretación Paleontológica y Arqueológica de Tamajón (CIPAT), donde se muestran las características más importantes de estos yacimientos y se describen los últimos avances realizados en las campañas de investigación.

Información sobre localización y horarios de apertura del CIPAT en la pág. 91. ●

CAPÍTULO

6

Paisaje geológico

DESCRIPCIÓN DE LOS ELEMENTOS
GEOMORFOLÓGICOS MÁS SINGULARES
DEL PARQUE NATURAL



Pico Ocejón (2.049 m). Fotografía: Carlos González.





Figura 6-1. Relieve apalachano en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara, con contrastes generados por la diferente resistencia a la erosión de las pizarras y cuarcitas.

6.1 Relieve apalachano

Paisaje de hace millones de años

La Sierra Norte de Guadalajara es un excelente ejemplo de paisaje apalachano (también llamado apalachiano o apalachense). Es un tipo de relieve característico de lugares donde alternan unidades geológicas plegadas de diferente resistencia a la erosión, como pizarras y cuarcitas, o esquistos y areniscas. Se caracteriza por un paisaje conformado por crestas, valles, escarpes y depresiones, condicionados por el tipo de roca del sustrato y su disposición tectónica. Uno de los lugares del mundo que mejor representa este tipo de paisaje es la cordillera de Los Apalaches, en Estados Unidos, de ahí su nombre. En España es un relieve característico de una parte importante de la mitad oeste peninsular, con buenos

ejemplos en lugares como Despeñaperros (Jaén), Sierra de la Culebra (Zamora), Monfragüe (Cáceres), Cabañeros (Toledo y Ciudad Real) o Las Villuercas (Cáceres), entre muchos otros. El motivo de la similitud entre los paisajes de estos lugares y el de Los Apalaches es que se formaron por los mismos procesos y en el mismo periodo (Fig. 3-6, pág. 44).

El paisaje apalachano es el resultado de "rejuvenecer" un territorio previamente plegado que después fue intensamente erosionado hasta marcar y destacar la alternancia de rocas con diferente resistencia (Fig. 6-2). Así, el paisaje apalachano de la Sierra Norte de Guadalajara es el resultado de la erosión de los relieves generados en

1. Hace 450 M.a.

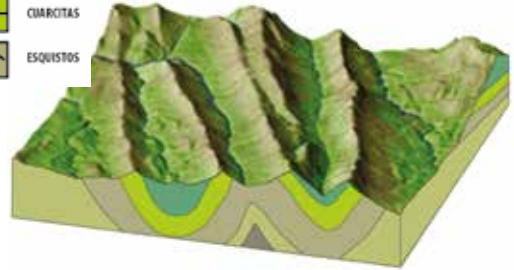
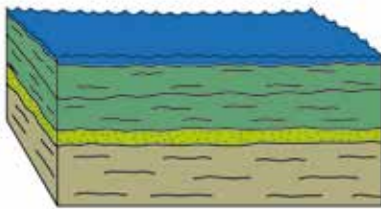
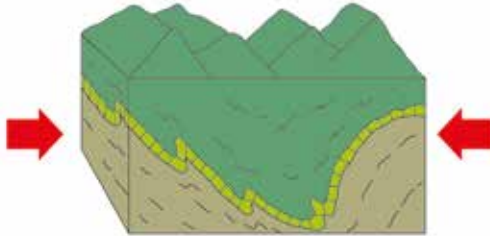


Figura 6-2. Esquema de un relieve apalachano.

2. Hace 350 M.a.



3. Actualidad



Figura 6-3. (1) Hace entre 550 y 370 millones de años se produjo la sedimentación alternante de arcillas y arenas en un fondo marino. Entre ellas, unas arenas litorales hace alrededor de 470-477 millones de años.

(2) En la orogenia Varisca, las rocas fueron sometidas a altas presiones y temperaturas, lo que produjo fracturación, plegamiento y metamorfismo. Los sedimentos finos se convirtieron en pizarras, y las arenas en cuarcitas, que se plegaron intensamente.

(3) Muchos millones de años después, posiblemente desde hace unos 3 millones de años, la tectónica y la erosión dejaron al descubierto aquellos pliegues que, en su día, estaban a gran profundidad en la corteza terrestre, generando el relieve que vemos actualmente.

la orogenia Varisca y su posterior elevación en la orogenia Alpina (pág. 54).

Sus elementos característicos son unos relieves diferenciales, originados por el contraste de resistencia a la meteorización y erosión entre crestas alargadas y paralelas, y valles incididos.

También son elementos característicos relieves invertidos, cañones fluviales y cascadas, pedreras o canchales que tapizan las laderas al pie de los resaltes (pág. 265), y las "rañas" (pág. 98) e incluso los "ríos de rocas" (pág. 267).

¿Dónde encontrarlo en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Gran parte del territorio del Parque Natural corresponde a un paisaje apalachano. Un elemento importante son los crestones cuarcíticos, como los de Los Paredones del Veguillas (pág. 129), Peñas Rubias (pág. 147), Peña del Osar (pág. 262), Cuchillar del Asomante (pág. 266), etc. La Geo-ruta 1 recorre algunos de los enclaves más singulares y accesibles, en especial en las paradas 4 a 10; la Geo-ruta 2 también, entre las paradas 1 a 8. ●



6.2 “Rañas”

Testigos de una antigua red fluvial

Las “rañas” son elementos característicos del relieve de algunos sectores de la provincia de Guadalajara. Se caracterizan por ser unas planicies elevadas formadas por acumulaciones de cantos rodados en una matriz de arenas y arcillas de color rojizo (Fig. 6-4). El término de “raña” fue descrito en los Montes de Toledo y tiene el problema de que su significado es diferente cuando su uso se realiza desde un punto de vista popular o desde un punto de vista científico.

Así, cuando los geólogos definen la raña no se refieren solo al relieve o la topografía, sino también a su origen y significado sedimentario. En sentido técnico, una “raña” es una formación sedimentaria conglomerática de origen aluvial, con espesor variable (desde unos pocos a decenas de

metros), que define una superficie plana y de poca pendiente que marca el cambio entre el relleno sedimentario de la cuenca endorreica (cerrada al mar) y la apertura de esta hacia el mar y, por tanto, la formación de las primeras terrazas fluviales (ver explicación detallada en pág. 55).

Las “rañas” debieron constituir llanuras de gran extensión, aunque actualmente aparecen fraccionadas en una serie de superficies independientes separadas por ríos y arroyos. Así que hoy en día solo vemos una parte de las “rañas” porque otra (la mayor parte) ha sido erosionada por los ríos actuales (Fig.6-5). A pesar de que son muy abundantes en los Montes de Toledo, La Mancha, Sierra de Ayllón, Campo de Calatrava, numerosas sierras extremeñas y portuguesas y la Cordillera Cantábrica, son



Figura 6-4. Raña al pie de Alto Rey, distinguible como una suave superficie que enlaza los relieves con el valle, ocupada por brezales y jarales y algunos cultivos ocasionales.

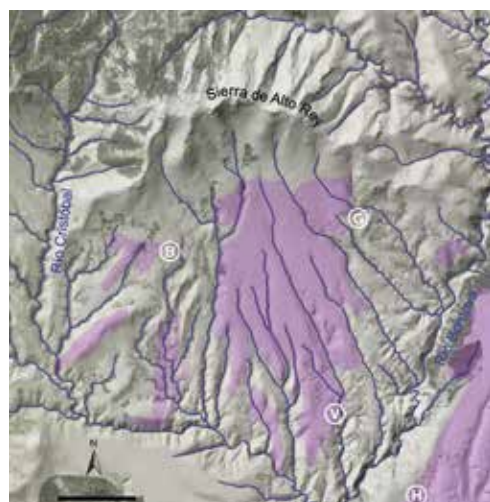
una singularidad exclusivamente ibérica. Además, están considerados los suelos más antiguos de Europa.

La confusión con las "rañas" surge debido a que algunos de los sedimentos que marcan el final del relleno de la cuenca sedimentaria también son conglomerados de color rojizo y se sitúan en zonas elevadas. Este es el caso de los depósitos sobre los que se desarrollan las cárcavas de Mingo Negro y Puebla de Valles, que no son "rañas" en sentido estricto (págs. 76, 106, 232, 240). Así que, a pesar de su similitud, no son "rañas" todos los sedimentos de conglomerados rojizos que abundan en la parte meridional del Parque Natural.

¿Dónde encontrarlas en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Las únicas "rañas" dentro del Parque Natural son las situadas en la vertiente sur de la Sierra de Alto Rey (Figs.6-4 y 6-5). ●

Figura 6-5. Modelo del relieve mostrando la raña de Alto Rey, donde se aprecia una superficie (en rosa) inclinada hacia el sur. Hoy en día está disectada por la red fluvial actual, aunque originalmente formaban una sola unidad. H: Hiendelaencina; V: Villares de Jadraque; B: Bustares; G: Gascueña de Bornova.



6.3 Karst

Paisajes caprichosos

Con la palabra karst se denomina al conjunto de procesos, formas del terreno y paisajes relacionados con la disolución y precipitación de las rocas. El karst es típico de aquellos lugares donde afloran rocas con alta capacidad de disolución, como las calizas, dolomías o yesos, y donde la circulación de agua, superficial o subterránea, permite su disolución. Pero, para que la disolución y precipitación sean eficaces y el karst alcance un desarrollo importante, no sólo es necesaria la presencia de rocas solubles; también es determinante

la participación de otros factores, como la disponibilidad de agua, la permeabilidad por fracturación de las rocas o la temperatura ambiental y del agua.

La palabra karst procede de la región de Kras, en Eslovenia, donde este tipo de modelado alcanza un espectacular desarrollo. Los elementos kársticos pueden dividirse en dos grandes grupos: los formados por la disolución de las rocas y los originados por la precipitación del carbonato cálcico. Además, los hay superficiales y



Figura 6-6. Caverna subterránea exhumada, en los alrededores de Tamajón.

subterráneos (denominados exo o endokársticos respectivamente).

En la zona del Parque Natural con forma de banda alargada en la que afloran calizas y dolomías, se desarrolla un importante karst que se divide en diferentes macizos (Fig. 6-7).

El más importante es el karst de Tamajón en el que, a pesar de su reducida superficie, se han identificado más de 60 cuevas y simas. Destaca su relativa riqueza en exo y endoformas, así como el interés paleontológico y arqueológico de sus abrigos y cavidades (págs. 92 y 288). En el sector de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra el río Jarama ha labrado un profundo cañón sobre los materiales cretácicos (pág.103), en cuyas paredes se ven varias cavidades. En ellas se han realizado diversas excavaciones paleontológicas y arqueológicas que ponen de manifiesto la importancia que tuvieron desde tiempos prehistóricos (pág. 92 y 286).

En el macizo de Muriel se conocen una decena de cavidades. Una de ellas es la Cueva del Gorgocil que, con 590 m de desarrollo horizontal, es la segunda cavidad más larga de la vertiente meridional del Sistema Central, solo superada por la del Reguerillo, en la provincia de Madrid.

El endokarst también adquiere mucho desarrollo en la prolongación de la banda de calizas y dolomías fuera del Parque Natural, como ocurre en el entorno del Pontón de la Oliva y en la zona de San Andrés del Congosto. También en el macizo de Somolinos donde adquieren especial desarrollo los manantiales y los cañones, con relieves

Figura 6-7. Principales macizos kársticos del Parque Natural y entorno inmediato (en verde). P-Pontón de la Oliva; R-V: Retiendas-Valdesotos; T: Tamajón; M: Muriel; C: San Andrés del Congosto; S: Somolinos. Poblaciones (en negro): EC: EL Cardoso; CR: Campillo de Ranas; Ca: Cantalojas; V: Valverde de los Arroyos; T: Tamajón; Co: Condemios; Bu: Bustares; H: Hiendelaencina. Ríos (en azul): J: Jarama; S: Sorbe; B: Bornova.



residuales relativamente abundantes en forma de agujas o pináculos separados de las paredes del cañón (pág. 156 y 181).

¿Dónde encontrarlo en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Varios de los macizos kársticos citados son visitados en las geo-rutas. Así, por el de Tamajón discurre la parada 3-B de la Geo-ruta 5. La parada 5 de esa misma geo-ruta visita el macizo de Muriel, aunque no se centra en los aspectos kársticos. La parada 1 de la Geo-ruta 6 visita el Pontón de la Oliva, la parada 7 de esta misma geo-ruta discurre por la Hoz del Jarama donde se sitúan varias cavidades, y la parada 8 de la geo-ruta 3 recorre el macizo de Somolinos. ●

6.4 Cañones fluviales

Las arterias del Parque Natural



Figura 6-8. Cañón del Sorbe, encajado en las cuarcitas en el Pozo de los Ramos (Almiruete).
Fotografía: Carlos González.

El Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara está recorrido por tres ríos que vertebran el territorio, formando largos valles de dirección norte-sur: el Jarama, el Sorbe y el Bornova. Estos ríos, a su vez, cuentan con numerosos afluentes como son los ríos Ermito, Berbellido, Veguillas, Jaramilla, Lillas, Zarzas, Sonsaz, Cristóbal o Pelagallinas (Fig.1-1, pág.11).

Esta red fluvial muestra una amplia diversidad, con sectores profundamente encajados frente a valles abiertos, tramos rectilíneos que alternan con marcados meandros y repentinos cambios de dirección en el río, o cascadas frente a remansos, todo ello

claramente condicionado por la estructura y composición geológica. En muchos tramos, estos ríos están encajados formando cañones fluviales (Fig.6-10). A veces son auténticas hoces hendidas en las rocas; en otros casos están menos encajados, pero dibujan perfectamente el trazado sinuoso de los ríos, que es otra particularidad de los ríos del Parque Natural (Fig. 6-9).

En concreto, dos son los factores principales a la hora de crear dicha red fluvial: la litología (el tipo de rocas) y la tectónica. La variedad de rocas y su distinta resistencia a la erosión propicia que sean muy variadas las morfologías fluviales (Fig.6-10). El

Parque Natural es un verdadero muestrario de tipologías, con cañones fluviales en diferentes tipos de rocas (Fig. 6-10): en pizarras (Jarama y Jaramilla aguas arriba del embalse de El Vado, Bornova en el cañón de La Requijada entre Condemios y Alben Diego y en su confluencia con el Pelagallinas en Prádena de Atienza, y el Vallosera en La Vereda); en cuarcitas (Veguillas en Los Paredones en la pista al Puerto de la Quesera, río Sorbe cerca del Molino de Cantalojas y en el Pozo de los Ramos, el Sonzaz en Cantalojas y Valverde de los Arroyos en la Junta de los Ríos); en gneises (Berbellido aguas abajo de Bocigano, Bornova entre Hiendelaencina y Villares de Jadraque) y en calizas (Jarama entre Retiendas y Valdesotos, Lozoya en el Pontón de la Oliva).

Por su parte, la tectónica también juega un papel importante ya que pliegues, fallas y la esquistosidad marcan zonas



Figura 6-9. Los ríos de la Sierra Norte de Guadalajara presentan tramos con recorrido muy meandriforme, como el Pelagallinas en Prádena de Atienza. Fotografía: Nuria Martín.

de debilidad por los que la erosión fluvial avanza con mayor facilidad, condicionando el trazado de los cursos (pág. 165), lo que explica la dirección general de los ríos y sus frecuentes cambios de dirección.

¿Dónde encontrarlos en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Hay numerosos lugares donde visitar estos cañones. Por ejemplo, los de los ríos Jarama y Jaramilla se pueden observar en la parada 5 de la Geo-ruta 1; el río Bornova en pizarras en el cañón de La Requijada en la parada 5 de la Geo-ruta 3; el río Bornova en gneises en la parada 3 de la Geo-ruta 4, o el cañón en calizas y dolomias del Lozoya en el Pontón de la Oliva en la parada 1 de la Geo-ruta 6, y el cañón del Jarama entre Retiendas y Valdesotos en la parada 7 de la Geo-ruta 6. ●

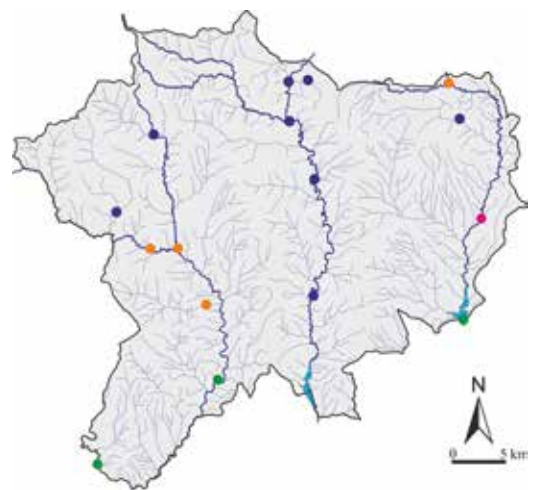


Figura 6-10. Distribución de los cañones fluviales en el Parque Natural y tipo de roca sobre los que se forman. Rosa: gneises. Naranja: pizarras. Azul: cuarcitas. Verde: calizas.



Figura 6-11. Chorrera de Despeñalagua en Valverde de los Arroyos, formada por el salto entre los diferentes estratos de cuarcita.

6.5 Cascadas y saltos de agua

Postales del Parque Natural

Uno de los elementos geológicos más populares del Parque Natural son las cascadas y saltos de agua. En especial durante el otoño, invierno y primavera, suponen uno de los principales atractivos por su espectacularidad, siendo importantes recursos turísticos.

De nuevo, como ocurre con los cañones fluviales (pág. 102), dos son los condicionantes geológicos que participan en su formación: el tipo de rocas y la tectónica. Las cuarcitas, rocas altamente resistentes a la erosión (pág. 66), aparecen en el Parque Natural formando gruesos bancos o



estratos, que generan un relieve escalonado que da lugar a saltos de agua (pág. 152). Quizá el ejemplo más paradigmático sea la Chorrera de Despeñalagua, en Valverde de los Arroyos (Fig. 6-11).

En el caso de las pizarras, a la estratificación original de las rocas hay que sumar la esquistosidad, dos conjuntos de planos de debilidad que a veces presentan direcciones perpendiculares, dando lugar a relieves escalonados. La estratificación es la laminación que tenía la roca original,



Figura 6-12. Chorro de Valdesotos, formado en las pizarras.

compuesta por sedimentos detríticos finos, en el momento de su sedimentación. Por su parte, la esquistosidad se generó como consecuencia de las presiones a las que fueron sometidas esas rocas sedimentarias por los esfuerzos tectónicos. Esto provocó que los cristales minerales se reorientaran o crecieran según unas direcciones perpendiculares a la dirección de compresión, dando lugar a un conjunto de planos paralelos a partir de los cuales la pizarra se desgaja en láminas finas (Fig. 4-3 en pág. 61). El resultado de todo ello es la formación de cascadas escalonadas, como las del Aljibe (pág. 126) y la de Valdesotos (pág. 244).

¿Dónde encontrarlas en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Hay muchas, pero las más populares son las cascadas del Aljibe en la Geo-ruta 1 parada 6, la Chorrera de Despeñalagua en la parada 7 de la Geo-ruta 2, y la del Chorro de Valdesotos en la parada 6-B de la Geo-ruta 6. ●

6.6 Cárcavas

Relieves espectaculares

Las cárcavas se forman cuando numerosos regueros se encajan en laderas formadas por materiales detríticos poco cohesionados (como es el caso de las gravas, arenas y limos) ejerciendo una intensa erosión lineal (Fig. 6-13). Este sustrato poco compactado se erosiona y desmorona fácilmente con el paso del agua, y unos

regueros se forman según se deshacen otros. Las cárcavas dan así lugar a una red de drenaje muy densa: un laberinto de barrancos en una ladera. Estos terrenos adquieren una topografía muy quebrada, con presencia de escarpados interfluvios que separan vallejos con fondo plano o "en uve" de pequeñas dimensiones (Fig. 6-14).



Figura 6-13. Cárcavas de Mingo Negro, una de las más populares, en Valdepeñas de la Sierra.



Figura 6-14. Detalle de los interfluvios caóticos de las cárcavas de Zarzuela de Jadraque. Vista desde dron. Fotografía: Carlos González.

En su formación son determinantes cuatro factores: la cohesión de las rocas, la pendiente, la densidad y tipo de la cubierta de vegetal, y la intensidad y frecuencia de las lluvias. Así, las cárcavas adquieren un mayor desarrollo cuanto menor es la cohesión de las rocas, mayor es la pendiente de la ladera, menor es la densidad de la cobertura vegetal y más esporádicas y de mayor intensidad son las precipitaciones.

A menudo, las cárcavas se inician en las cabeceras de varios barrancos cercanos y, al ir creciendo, llegan a enlazarse, formando un único anfiteatro de mayores dimensiones (pág. 198). Se destruye así la ladera pero, al mismo tiempo, se crea un paisaje muy dinámico y nuevo cuyo protagonista son las cárcavas.

Las cárcavas de la Sierra Norte de Guadalajara resultan muy llamativas en campo, tanto por su morfología como por su colorido, y reflejan el poder erosivo de la escorrentía superficial. Se desarrollan

principalmente sobre conglomerados poco cohesionados en los que la erosión progresa con facilidad (pág. 76). Además, el dinamismo de estos sistemas inhibe la fijación de la vegetación, lo que hace que la erosión sea aún más efectiva.

En general, la morfología de las cárcavas, debido a su acción remontante (erosión que avanza hacia la cabecera), se muestra como un arroyo que se va ramificando infinitas veces hasta las partes más altas de la ladera, de forma que en la parte baja está constituido por un único cauce que se va abriendo erosionando en forma de abanico las laderas.

¿Dónde encontrarlas en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Las más espectaculares son las de Mingo Negro en Valdepeñas de la Sierra (Geo-ruta 6 parada 2), Puebla de Valles (Geo-ruta 6, parada 5), y Zarzuela de Jadraque (Geo-ruta 4, parada 5-B). ●



Figura 6-15. Valles glaciares en la ladera oriental del macizo del Pico del Lobo (2.273 m).

6.7 Glaciarismo

Vestigios de la última glaciación

El Parque Natural Sierra Norte de Guadaluajara alberga los únicos vestigios glaciares de toda Castilla-La Mancha, pues fue el único macizo montañoso de la región en el que se desarrollaron glaciares de cierta entidad durante la última glaciación.

Este glaciarismo fue similar y contemporáneo al desarrollado en otros sectores del Sistema Central, como los de las sierras de Gredos y de Guadarrama. Sin embargo, el glaciarismo tuvo aquí menor desarrollo por tres motivos fundamentales. En primer lugar, la altitud del macizo es

menor que en las otras dos sierras, siendo las cotas máximas de Gredos y Guadarrama el pico Almanzor (2.591 m) y Peñalara (2.428 m), respectivamente, y el techo de Sierra Norte el Pico del Lobo (2.273 m). En segundo lugar, es menor el área de la superficie elevada donde la nieve se pudiera acumular y permanecer sin fundirse (estimada por encima de los 1.950 m de altitud para aquella etapa glacial). Por último, al estar situado más al este, estaba más alejado de los frentes atlánticos y el clima era más continental, lo que se traducía en menores precipitaciones y, por tanto,

menor cantidad de nieve que alimentara a los glaciares.

En cualquier caso, en las sierras de Somosierra y Ayllón llegaron a formarse 18 glaciares de pequeña extensión. La mayoría de ellos solo ocuparon circos en las zonas más elevadas, pero también se desarrollaron algunas lenguas de hielo que bajaban por las laderas hacia el valle hasta alcanzar, en el momento de máximo apogeo de la glaciación, cotas en torno a los 1.500 m de altitud. Este avance glaciar se tradujo en que algunas de las lenguas de hielo llegaron a superar los 2 km de longitud. Todos estos glaciares se formaron durante la última glaciación, que tuvo lugar hace entre 26.000 y 19.000 años (pág.270).

Se estima que los glaciares del Sistema Central terminaron de derretirse hace

alrededor de 11.000 años. Hoy en día sabemos de la existencia de este extinto glaciarrismo por las evidencias que dejó. Estas son de dos tipos: erosivas, porque los glaciares son muy eficaces agentes erosivos, siendo capaces de esculpir circos, cubetas y valles; y depósitos, ya que son como enormes bulldóceres que transportan valle abajo el material erosionado y arrancado, formando acumulaciones denominadas "morrenas".

¿Dónde encontrarlo en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara?

Para ver de cerca los restos glaciares (especialmente los circos) hay que subir a la parte más alta de los macizos del Pico del Lobo, Cebollera o Cerrón. Sin embargo, hay una buena panorámica a pie de carretera desde la parada g de la Geo-ruta 1. ●

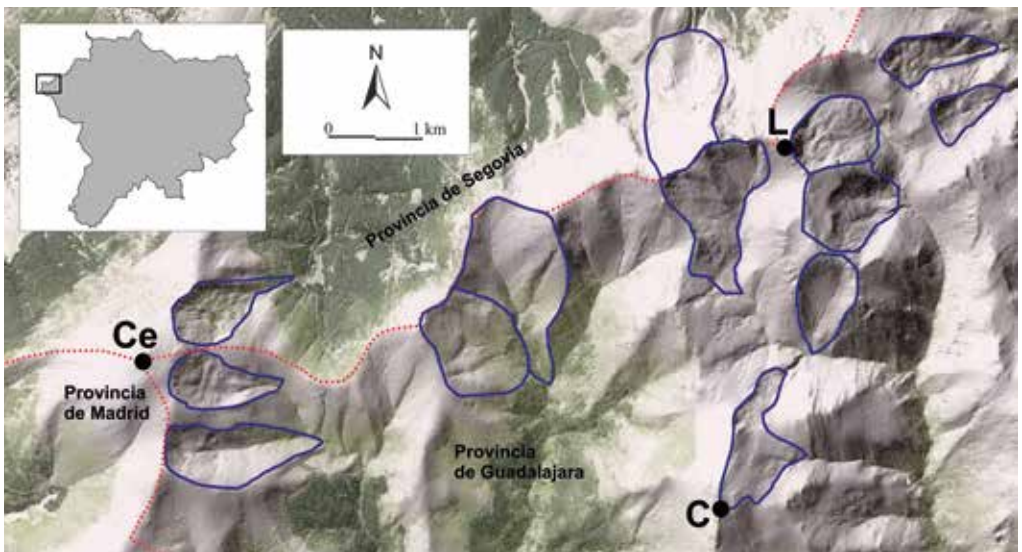


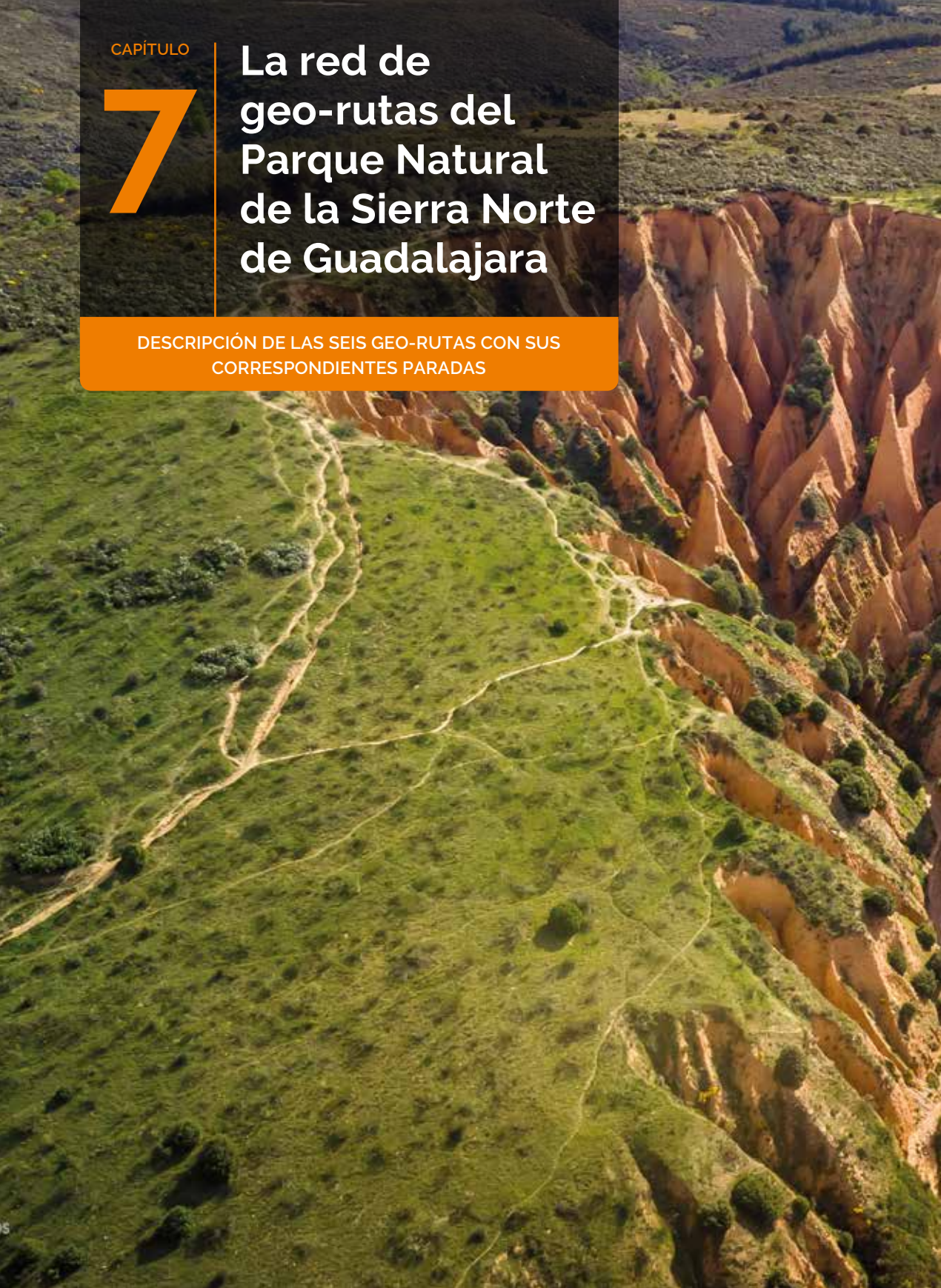
Figura 6-16. Extensión de los glaciares (en azul) en la Sierra Norte de Guadalajara y Sierra de Ayllón durante el último máximo glaciar. Límite del Parque Natural con el recuadro indicando la zona ampliada en la figura adjunta. En rojo el límite provincial. Ce: Cebollera Vieja (2.127 m), L: Pico del Lobo (2.273 m), C: Cerrón (2.197 m). Modificado de Carrasco *et al.* (2016).

CAPÍTULO

7

La red de geo-rutas del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara

DESCRIPCIÓN DE LAS SEIS GEO-RUTAS CON SUS
CORRESPONDIENTES PARADAS



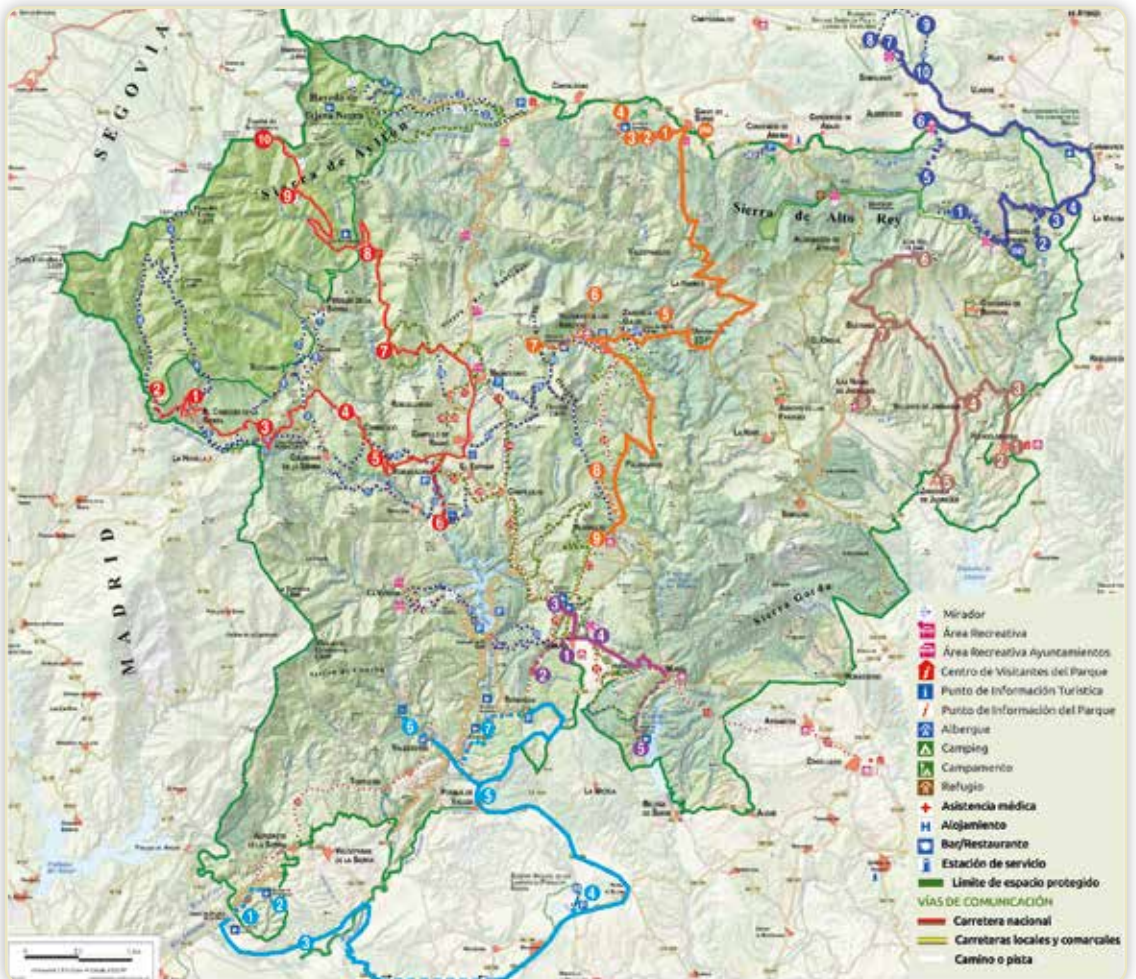


Cárcavas de Mingo Negro. Fotografía: Juanjo Bolaños.

La red de **geo-rutas** del **Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara** incluye **seis itinerarios autoguiados** que permiten descubrir sus enclaves geológicos más singulares, pero también su relación con la biodiversidad y riqueza cultural.

Las geo-rutas están diseñadas para ser recorridas en vehículo, aunque incluyen numerosos paseos complementarios para acceder a las paradas que no están a pie de carretera. Así, algunas de las rutas pueden ser largas incluso para ser recorridas en una única jornada si se realizan todos los paseos propuestos.

Las geo-rutas están equipadas con paneles interpretativos y balizas con códigos QR que remiten a la información de cada una de las 66 paradas.



1 | POR LOS RELIEVES APALACHANOS DEL JARAMA Y JARAMILLA

Recorre la cabecera del valle del Jarama, remontando el curso de varios de sus afluentes, los ríos Berbellido, Jaramilla y Veguillas, en el extremo noroccidental del Parque Natural y de la provincia de Guadalajara.

● El Cardoso de la Sierra ■ Puerto de la Quesera

2 | SIGUIENDO EL SORBE POR LOS DOMINIOS DE LA CUARCITA

Largo recorrido que visita enclaves geológicos del entorno del río Sorbe y lugares emblemáticos del Parque Natural como el castillo de Diempures en Cantalojas y la Chorrera de Despeñalagua en Valverde de los Arroyos

● Galve de Sorbe ■ Almiruete

3 | GEOLOGÍA EN EL CONTACTO ENTRE LOS SISTEMAS CENTRAL E IBÉRICO

Itinerario a los pies de la Sierra de Alto Rey que conecta el Parque Natural con otros dos espacios naturales protegidos cercanos de gran interés geológico: la Microrreserva de los Cerros Volcánicos de La Miñosa y el Monumento Natural Sierra de Pela y Laguna de Somolinos.

● Prádena de Atienza ■ Somolinos

4 | EL USO DE LOS RECURSOS GEOLÓGICOS AL PIE DEL ALTO REY

Recorre la vertiente meridional de la Sierra del Alto Rey, donde el uso de los recursos geológicos durante siglos refleja muy bien la relación entre geología, cultura y usos tradicionales, condicionando la vida de las personas.

● Hiendelancina ■ Las Navas de Jadraque

5 | LA GEODIVERSIDAD DE TAMAJÓN

Ruta formada por varios ramales que recorren enclaves geológicos del municipio de Tamajón, como el Centro de Interpretación Paleontológica y Arqueológica, la famosa "ciudad encantada", cabalgamientos, lagunas, etc.

● Tamajón ■ Ermita de Peñamira (Muriel)

6 | POR EL VALLE MEDIO DEL JARAMA, ENTRE HOCES Y CÁRCAVAS

Recorre el extremo suroccidental del Parque Natural y visita enclaves singulares como cárcavas, cañones fluviales sobre rocas cuarcíticas y calcáreas, y lagunas temporales. Además, se visita uno de los más importantes cabalgamientos del lado meridional del Sistema Central.

● Pontón de la Oliva ■ Retiendas

POR LOS RELIEVES APALACHANOS DEL JARAMA Y JARAMILLA

El Cardoso de la Sierra - Puerto de la Quesera



Pozos del Aljibe, uno de los principales atractivos de la geo-ruta. Foto: Carlos González.

El itinerario recorre la cabecera del Valle del Jarama, remontando el curso de varios de sus afluentes, los ríos Berbellido, Jaramilla y Veguillas, en el extremo noroccidental del Parque Natural y de la provincia de Guadalajara. Además, visita dos de sus entradas desde las provincias aledañas: El Cardoso de la Sierra, que conecta con la provincia de Madrid, y el Puerto de la Quesera, que comunica con Riaza y la provincia de Segovia. El paisaje que recorre la ruta está totalmente dominado y condicionado por la presencia

de dos tipos de rocas: pizarras y cuarcitas. En función de sus características y, por tanto, de su resistencia a la erosión, se originan unos relieves u otros. Es un recorrido ideal para entender la importancia de las rocas y sus estructuras en la configuración del paisaje. La singularidad geológica de la zona se encuentra reflejada en los cuatro conjuntos de afloramientos rocosos que se pueden visitar en este recorrido y que están incluidos en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico.



CAPTURA ESTE
QR PARA
DESCARGAR PDF



Mapa del recorrido y ubicación de las paradas de la Geo-ruta 1. La línea discontinua indica los recorridos a pie. Mapa de fondo: IGN.

La geo-ruta se debe realizar en vehículo e incluye dos recorridos de mayor duración a pie en las paradas:

- Parada 2: paseo de 2 km (ida+vuelta).
- Parada 6: paseo de 6,5 km (i+v) desde Roblelencasa hasta los Pozos del Aljibe por el PR-GU 09 (2h i+v).

INICIO Y PARADA 1: Centro de Visitantes del Parque Natural en El Cardoso de la Sierra

El Cardoso de la Sierra se sitúa en el extremo noroccidental del Parque Natural

CÓMO LLEGAR / PARADA 1

El centro está situado en el mismo núcleo urbano, en la carretera GU-187 en dirección a Colmenar de la Sierra.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- Geográficas
ETRS89; 41°05'56.3"N 3°27'47.3"W;
- UTM
461.107, 4.549.848.
- Google Maps
41.098981, -3.463142; etiquetado como: "Centro de Interpretación El Cardoso de la Sierra".

de la Sierra Norte de Guadalajara. Es, por tanto, una de las entradas a este territorio, y la principal vía de comunicación con la Comunidad de Madrid. Por ello, es un lugar ideal para la ubicación de un centro de interpretación que muestre a los visitantes los valores ambientales y culturales del Parque Natural y las infraestructuras de uso público para su disfrute.

El Centro de Visitantes de El Cardoso de la Sierra está especialmente enfocado en destacar los valores ambientales y etnográficos del Macizo del Pico del Lobo-Cebollera. Consta de una sala única con paneles y maquetas y en él se proyecta un audiovisual sobre los valores del Parque Natural, incluyendo los geológicos.

Es un lugar perfecto para introducirnos en este territorio y recibir la información precisa, antes de iniciar el recorrido de



Figura 7-1. Fachada del Centro de Visitantes.

la geo-ruta. Los horarios de apertura se muestran actualizados en la página:

<https://areasprotegidas.castillalamancha.es/rap/espacios-naturales-protegidos/enp-parque-natural/parque-natural-sierra-norte-de-guadalajara/ci-0>



Figura 7-2. Interior del Centro de Visitantes.

CÓMO LLEGAR / PARADA 2

Aunque desde El Cardoso de la Sierra la ruta vaya a discurrir hacia el este, para esta primera parada nos desplazaremos tres kilómetros en dirección contraria, hacia el límite con la Comunidad Autónoma de Madrid. El coche debe estacionarse en un apartadero situado en el lado izquierdo de la carretera, donde sólo caben 3 ó 4 vehículos (ver coordenadas). Desde allí retrocederemos un centenar de metros, en dirección a El Cardoso hasta el comienzo de un frondoso rebollar y veremos una pista que sale a mano izquierda (oeste), con un poste con la señal blanca y amarilla del PR-GU 20. Hay también opción de aparcar justo donde sale el PR, pero el espacio es aún más reducido.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
ETRS89; 41°05'44.6"N
3°28'59.4"W;
- **UTM**
459.423, 4.549.496
- **Google Maps**
41.095734, -3.483172.



Figura 7-3. Afloramiento de la vena de segregación metamórfica (color claro).

PARADA 2: Los minerales de El Cardoso

Seguiremos la pista un centenar de metros hasta encontrar un primer resalte de esquistos en el lado derecho del camino.

En él destaca un fragmento de roca blanca que resalta en las oscuras rocas metamórficas que atraviesa (Fig. 7-3). En realidad,

es parte de ellas, ya que, durante el metamorfismo intenso (pág. 43), se producen cambios en la roca original, lo que puede dar lugar a la formación de nuevos minerales o a una transformación de los originales por reorientación, recrystalización o segregación.

En concreto, la segregación lo que provoca es la separación de los minerales claros

de los oscuros, como ocurre aquí. Además, estas venas de cuarzo suelen estar deformadas por estiramiento y aplastamiento, formando estructuras con aspecto que recuerda a una "ristra de morcillas", que se denominan "boudines" (del francés "boudin", que significa morcilla). Siguiendo la senda encontraremos más resaltes donde es posible encontrar otros minerales: estauroilita, granate (almandino), turmalina (principalmente chorlo), rutilo, ilmenita y los tres silicatos de aluminio: andalucita (muy abundante), sillimanita y cianita (mucho más escasas).

Estos minerales tienen la misma composición pero presentan distinta estructura cristalina, lo que implica que también muestran diferencias en su aspecto y propiedades físicas, y por eso se dice que son polimorfos. Cabe destacar a la andalucita (Fig. 7-5), que tiene en El Cardoso de la Sierra (Guadalajara) su localidad-tipo. Eso quiere decir que fue definida por primera vez con ejemplares procedentes de esta zona.

Los prestigiosos mineralogistas Werner y Delamétherie nombraron este mineral en el siglo XVIII, atribuyendo erróneamente su lugar de procedencia a Andalucía, lo que provocaría su nombre. Si no hubieran fallado, quizás podría haber tenido un nombre derivado de El Cardoso o Guadalajara. Lo curioso es que lo mismo pasó con el Aragonito, definido a partir de ejemplares encontrados en Molina de Aragón. Por dos veces, la provincia de Guadalajara ha perdido la oportunidad de bautizar un mineral.

La sillimanita o fibrolita (Fig. 7-4) fue utilizada desde tiempos prehistóricos en la

fabricación de útiles de corte. Recibe distintos nombres que aluden a su aspecto, como "asta de toro" o "jade oriental". También se la llama "piedra del rayo" o "centella", debido a la antigua creencia de que caía del cielo con los rayos.

En esta zona también es llamada "piedra del dinero", porque se vendía para su utilización en la fabricación de productos cerámicos y como material refractario. Por último, la cianita, que debe su nombre al color azul que presenta (Fig. 7-6). También llamada "distena", su presencia es mucho más escasa que la de la andalucita y la sillimanita, por lo que habrá que fijarse bien para reconocerla en el campo.

El que regionalmente se puedan observar los tres polimorfos, es una curiosidad termodinámica que aporta un valor mineralógico a la zona, ya que implica que nos encontramos en unas condiciones de formación de los minerales próximas al denominado "punto triple", que es un pequeño intervalo de presión y temperatura donde coexisten las tres especies minerales (Fig. 7-7). Por su relevancia mineralógica e histórica, este lugar está incluido en el en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico dado su interés científico.

La pista sigue paralela a la carretera y, a aproximadamente un kilómetro desde el inicio, se tiene buena vista del valle (un poste marca el lugar), incluyendo la silueta del Tres Provincias o Cebollera Vieja. Ese es uno de los macizos de la Sierra Norte donde en el Cuaternario se desarrollaron glaciares, como veremos con detalle en la parada 9. Desde este lugar daremos media vuelta para volver al vehículo.



Figura 7-4. Sillimanita.



Figura 7-5. Andalucita.



Figura 7-6. Cianita o distena.

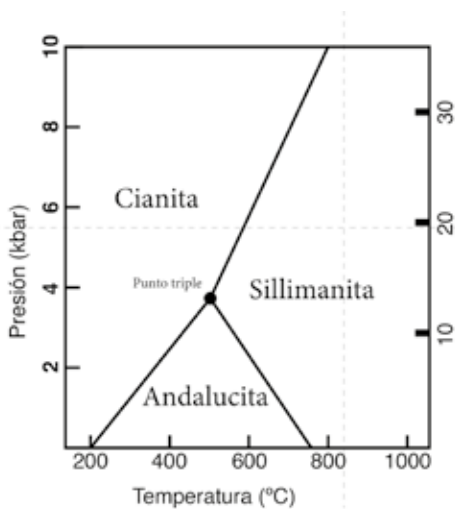


Figura 7-7. Diagrama de fases con indicación del "punto triple" donde coexisten los tres minerales. Eso significa que las rocas que aquí aparecen se formaron a casi 12km de profundidad y 500 °C de temperatura. La erosión y la tectónica las pondrían en superficie para que hoy las podamos ver.

CÓMO LLEGAR / PARADA 3

Volvemos con el vehículo hacia El Cardoso de la Sierra y atravesamos la localidad en dirección a Colmenar de la Sierra siguiendo la GU-187. Pasados cinco kilómetros desde El Cardoso, aproximadamente en el PK 12,5 llegaremos a una curva a mano derecha de donde sale el desvío a la GU-223 en dirección a Bocigano. Justo en este cruce hay un apartadero a mano izquierda donde estacionaremos nuestro vehículo.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
41°05'29.8"N 3°25'36.5"W;
- **UTM**
464.155, 4.549.014;
- **Google Maps**
41.091607, -3.426791

PARADA 3: El gneis de El Cardoso

Desde el apartadero, seguimos una senda poco evidente que se adentra en el bosque marcada con balizas de madera. A unos 70 metros desde el aparcamiento encontraremos la baliza que marca el lugar de la parada. Desde aquí hay buena vista del paisaje que hay al otro lado del río Berbellido. La roca que forma el relieve que tenemos frente a nosotros es gneis (pág. 62) que, por su localización, es conocido por los geólogos como gneis de El Cardoso.

Originalmente, era una capa de cenizas volcánicas que se acumularon hace 480 millones de años sobre los sedimentos infracráticos, formados por lodos arcillosos y areniscas. Durante la orogenia Varisca (pág. 43), alrededor de 150 millones de años

después de su acumulación por erupciones volcánicas, todo el conjunto fue sometido a altas presiones y temperaturas, metamorfi-zándolo y transformando las rocas volcánicas en gneises, y las arcillas y areniscas en esquistos y cuarcitas respectivamente. Por ello, este gneis es un excelente ejemplo de cómo una roca volcánica se transforma en roca metamórfica como resultado de la colisión entre continentes, dando lugar a la formación de una gran cordillera (pág. 44).

En consecuencia, y dada su relevancia científica, el gneis de El Cardoso también está incluido en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico. Si vemos de cerca una muestra de este gneis, podremos distinguir a simple vista los cristales de cuarzo, feldespatos (plagioclasa) y micas (moscovita y biotita) que son los minerales mayoritarios de esta roca.



Figura 7-8. Vista del afloramiento de gneis de El Cardoso en las proximidades del río Berbellido.



Figura 7-9. Detalle del gneis de El Cardoso. Se aprecia la alineación de los minerales que lo forman, resultado de la orientación de estos por las fuertes presiones a las que fue sometido.

CÓMO LLEGAR / PARADA 4

Seguimos por la carretera GU-187 y luego tomamos la GU-181 en dirección a Corralejo. A unos 9 km desde la parada anterior llegaremos a un mirador equipado con un panel para la interpretación del paisaje, situado en el lado izquierdo de la carretera.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
ETRS89, 41°05'51.7"N 3°22'25.0"W;
- **UTM**
468.625, 4.549.670;
- **Google Maps**
41.097704, -3.373612; etiquetado como "Mirador de Corralejo".

PARADA 4: Mirador de Corralejo

De camino a este mirador desde la parada anterior, se pueden ver en numerosos lugares, junto a la carretera, grandes bloques de una roca muy blanca y compacta. Se trata de fragmentos de cuarzo que se acumulan en vetas o filones que atraviesan las pizarras y cuarcitas, como vimos en la parada 2. Fueron explotados porque el cuarzo tiene muchas aplicaciones industriales. El problema es que se trata de una roca muy

dura y costosa de extraer. Localmente se les denomina "gorrones" y son relativamente frecuentes por toda la región, con afloramientos residuales en las proximidades de las carreteras y caminos, donde era más fácil acceder a ellos.

Frente al mirador se sitúa el cerro Cabeza de Cabida (Fig. 7-11), un pico modesto en altitud pero que destaca del relieve circundante al estar rodeado por el arroyo de las Cercadillas y el río Jaramilla. Está formado por pizarras y también por cuarcita (pág.



Figura 7-10. “Gorrón” de cuarzo, cerca de la carretera.

66), una roca muy resistente a la erosión que veremos con más detalle en las paradas 7 y 8. Si queremos ver cómo es el aspecto de esta roca, no tenemos más que darnos la vuelta, ya que al otro lado de la carretera una cantera abandonada deja al

descubierto las capas de cuarcita que destacan por su color claro.

Las cuarcitas, a pesar de ser muy resistentes a la erosión por estar formadas casi exclusivamente por cuarzo, suelen ser afectadas por la degradación física y los agentes erosivos. El resultado es la fragmentación en bloques que caen al pie de los relieves de donde proceden, depositándose en las vaguadas. Así, se van formando acumulaciones de bloques denominadas pedreras, pedrizas o canchales, muy frecuentes (pero no exclusivos) en los paisajes donde predominan las cuarcitas. Al pie de Cabeza Cabida podemos ver una de estas pedreras (Fig. 7-11).

Las pedreras son rasgos típicos de un tipo de paisaje formado en lugares donde predominan las pizarras y cuarcitas llamado apalachano (pág. 96). Se caracteriza por un paisaje de crestas, valles, escarpes y depresiones, condicionados por el tipo de



Figura 7.11. Vista del cerro Cabeza de Cabida desde el mirador de Corralejo, con rasgos típicos del paisaje apalachano.

roca y su disposición en la estructura tectónica. Desde este lugar, podemos ver un buen número de los elementos que definen el paisaje apalachiano, como son escarpes, pliegues, pedreras y crestas (Fig.

7-11). En las siguientes paradas veremos cómo se formaron cada uno de los rasgos que representan este tipo de paisaje tan singular, donde las pizarras y las cuarcitas son las rocas dominantes.

CÓMO LLEGAR / PARADA 5

Se continúa por la carretera hasta llegar a Corralejo. En lugar de atravesar el pueblo, tomamos la pista asfaltada que sale a la derecha en dirección a Roblelacasa y Campillo de Ranas. Se trata de una estrecha pista asfaltada con algún tramo con fuerte pendiente que seguiremos hasta que traza una curva muy cerrada a la izquierda, en cuyo lateral hay sitio para aparcar. A esta pista se la conoce como “pista del Jaramilla” y también como “la muralla china” por su trazado sinuoso, como se aprecia muy bien desde esta parada.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
41°04'18.7"N
3°21'17.5"W;
- **UTM**
470.195, 4.546.797;
- **Google Maps**
41.071868, -3.354854.

PARADA 5: Miradores del Jarama y Jaramilla

Estamos en un lugar donde podemos observar los valles de los ríos Jarama y Jaramilla, que se unen a poca distancia de aquí. El Jarama es el que primero hemos visto (a mano derecha según circulábamos), y el Jaramilla el que divisamos desde el lugar en que hemos aparcado.

El relieve que acompaña a los dos ríos en esta zona no es el típico de zonas donde predominan las pizarras, con laderas alomadas y poco elevadas (Fig. 7-11). En su lugar, aquí se formaron profundos cañones, fuertes escarpes y desniveles muy notables, como los que vemos en esta parada. Ello es debido a que estas pizarras son especialmente resistentes a la erosión, algo no muy habitual. El porqué de esa dureza se debe a una combinación de factores. Por un lado, el conjunto de pizarras es muy homogéneo, con fuerte cementación entre sus clastos,

lo que le resta puntos débiles por los que pueda progresar la erosión. Por otro lado, las discontinuidades que presenta el conjunto son muy verticales (Fig. 7-12), y eso también le resta eficacia a la erosión.

Estas lineaciones y discontinuidades pueden constituir planos de debilidad por los que la erosión progrese con mayor eficacia, y tienen tres orígenes (Fig. 7-13). Por un lado, hay que recordar que las pizarras de esta región se forman por el metamorfismo de arcillas al ser sometidas a altas presiones. Así, la acumulación y consolidación de limos y arcillas marinas generan una roca sedimentaria que presenta una estratificación con niveles o estratos gruesos horizontales. Si las observáramos con microscopio, veríamos cómo los minerales laminares típicos de las arcillas se disponen también en posición horizontal, que es como quedaron al caer por decantación al fondo del mar para dar lugar al depósito marino (Fig.4-8 en pág.65). Además, al estar sometidos a altas presiones,



Figura 7-12. Cañón del Jarama desde la parada 5.

los minerales de la arcilla se transformaron y reorientaron alineándose de manera perpendicular a la dirección de máxima compresión, generando una pizarrosidad o esquistosidad. Cuando la roca queda expuesta en la superficie, la alteración del agua y la

erosión progresan con mayor facilidad por las lineaciones y planos de discontinuidad de la roca, a saber: la estratificación original, la esquistosidad o pizarrosidad metamórfica y las fracturas originadas durante la deformación tectónica.



Figura 7-13. Detalle de los escarpes del barranco del Jarama con las tres familias principales de lineaciones y discontinuidades: oblicuos (en rojo) los planos de fracturación, y verticales (en amarillo) los planos de pizarrosidad o esquistosidad.

CÓMO LLEGAR / PARADA 6

La pista asfaltada baja hasta el puente que cruza el Jaramilla y sube con fuertes pendientes hasta alcanzar el llano y llegar al desvío a Roblelacasa. Lo tomamos y seguimos las indicaciones para ir al aparcamiento ubicado en sus afueras, ya que se trata de un pueblo pequeño donde no es posible aparcar. A partir de aquí, seguiremos a pie.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
41°04'35.0"N 3°19'37.0"W;
- **UTM**
472.534, 4.547.286;
- **Google Maps**
41.076378, -3.326954; etiquetado como "Aparcamiento de Roblelacasa".

PARADA 6: Roblelacasa y Pozos del Aljibe

Desde el aparcamiento de Roblelacasa tan solo es necesario seguir las indicaciones del sendero PR-GU 09 para llegar a pie hasta las cascadas, en un paseo de bajada que lleva aproximadamente una hora de ida, y algo más de vuelta al tratarse de subida. En total son 6,5 km (i+v) y 200 m de desnivel (2 h i+v). Otra opción es realizar un recorrido circular que sale desde este mismo lugar y pasa por El Espinar siguiendo el PR-GU 09, que coincide en un tramo con el GR 60.

También está indicado con postes y marcas. En este caso, el recorrido es más largo (9 km i+v; 3,5 horas), pero tiene la ventaja de que la vuelta no se realiza por el mismo lugar que la ida. Estamos en una zona donde, como hemos visto en la parada anterior, predominan las pizarras negras (pág.60). Estas rocas no solo han condicionado el tipo de paisaje que vemos, sino también los usos del territorio. En concreto, las pizarras han sido utilizadas como material predominante de construcción, en la denominada "arquitectura negra" (Fig. 7-14). Las pizarras son el principal material de construcción que aflora en la zona y las



Figura 7-14. Roblelacasa, al igual que el resto de pedanías de Campillo de Ranas, es un excelente ejemplo de arquitectura negra, donde el uso de las pizarras es predominante tanto en muros como en tejados.



Figura 7-15. El pueblo está asentado sobre las pizarras que son utilizadas como material de construcción y se adapta a las irregularidades que generan en el relieve.

dificultades originadas por los precarios medios de transporte y comunicación no facilitaban el traer otro tipo de materiales, por lo que fueron utilizadas como material casi exclusivo (Fig.7-15). El color oscuro de las rocas utilizadas en este tipo de arquitectura popular es una de sus características principales, ya sea en viviendas, cerramientos, cobertizos para guardar el ganado (llamados "taínas" en esta zona) e incluso puentes y caminos. El uso predominante de esta roca oscura en muros, pavimentos y cubiertas otorga a estos núcleos urbanos de pequeño tamaño una uniformidad cromática muy singular y atractiva (Fig. 7-16).



Figura 7-16. Las pizarras se combinan con el uso de cuarcitas, también abundantes en la zona, que suelen destacar por su color claro.

Las cascadas del Aljibe, conocidas como "Pozos del Aljibe", son dos saltos sucesivos, con unos 5 y 10 metros de altura respectivamente, situados en el arroyo del Soto, un afluente del Jarama (Fig. 7-17). Están encajadas sobre el lecho de pizarra del arroyo, y la senda dirige al mirador que hay justo enfrente, desde donde se tiene la mejor vista de las cascadas. Aunque se pueden visitar todo el año porque la senda es fácil, es recomendable hacerlo cuando tienen más caudal, lo que suele ocurrir tras las lluvias de otoño y primavera.

En verano pueden estar totalmente secas, lo que disminuye mucho su atractivo. Los Pozos del Aljibe se forman en unos escarpes excavados en las pizarras negras, el mismo tipo de roca que vimos en la parada anterior, por lo que tienen las mismas características. De nuevo, las discontinuidades de la roca originan planos, pero en este caso uno de ellos es muy vertical (la esquistosidad o pizarrosidad) y el otro casi horizontal (estratificación del sedimento original, Fig.4-3 en pág.61). El resultado es la tendencia a que la erosión forme relieves escalonados que favorecen la formación de saltos y escarpes que, cuando son atravesados por cursos de agua, originan cascadas como estas.

Figura 7-17. Los espectaculares saltos de agua de los Pozos del Aljibe. Fotografía: Alfanhui.

CÓMO LLEGAR / PARADA 7

Volvemos a la carretera principal y, en aproximadamente un kilómetro, desembocaremos en la GU-186. Iremos en dirección a Campillo de Ranas. Pasaremos esta población y, un kilómetro más adelante, cerca del PK 16,800 y antes de llegar a Majaelrayo, veremos la pista que sale a mano izquierda y se dirige al Puerto de La Quesera y Riaza (Segovia). A partir de este punto, nuestro recorrido va a coincidir con el de la “Ruta Escénica del Puerto de La Quesera”, un camino rural de 29 km de longitud a lo largo del cual se han acondicionado sendas y miradores para la interpretación de los valores naturales, etnográficos y paisajísticos de este precioso territorio.

Tomaremos esta larga **pista asfaltada de prioridad ciclista**, teniendo especial precaución en las zonas de curvas con escasa visibilidad con los ciclistas que puedan estar circulando.

Es importante saber que no se trata de una carretera convencional, sino de un **camino rural asfaltado** que discurre entre los 1.100 y los 1.700 m de altitud y **sin mantenimiento invernal, por lo que la circulación puede ser muy complicada en invierno**. Recorreremos alrededor de 7 kilómetros hasta llegar a un mirador, identificable por un poste indicativo y por tener una zona ancha en el lado izquierdo de la carretera con capacidad para que estacionen varios vehículos. Es también una de las paradas de la ruta escénica del Puerto de La Quesera.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- Geográficas

41°07'42.5"N 3°21'16.3"W

- UTM

470.242, 4.553.080;

- Google Maps

41.128475, -3.354537.

PARADA 7: Mirador del Jaramilla en la ruta escénica del Puerto de La Quesera

En esta zona siguen aflorando las pizarras que hemos visto en las dos paradas anteriores para dar un tipo de modelado

diferente. La esquistosidad casi vertical da lugar a curiosas formas del relieve, ya que la disposición paralela de las capas origina una peculiar barrera rocosa (Fig. 7-18) que podemos atravesar gracias a una “portilla” desde donde se tiene una buena vista panorámica del valle del río



Figura 7-18. Pizarras con una esquistosidad vertical, dando un relieve acastillado.

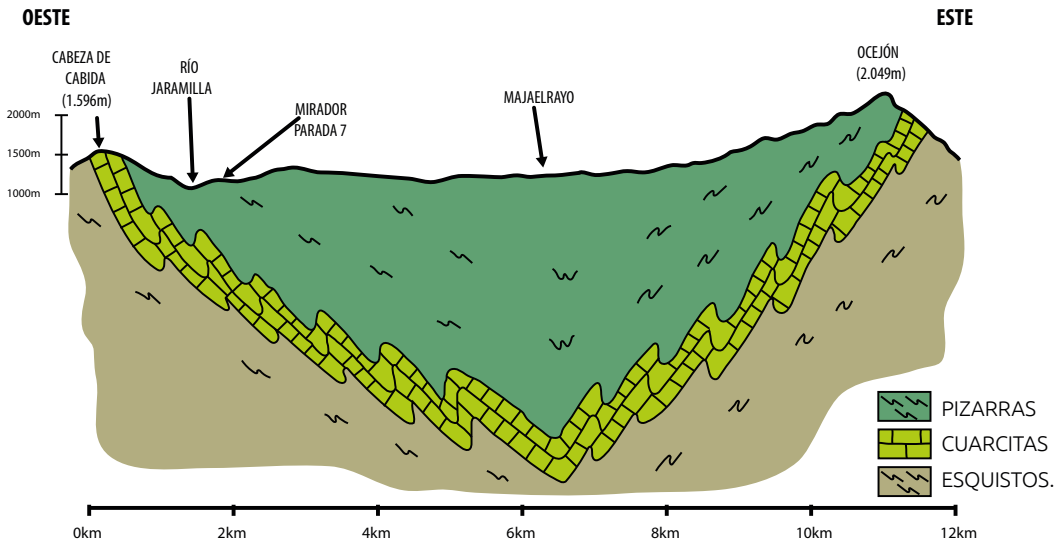


Figura 7-19. Pliegue sinclinal de Majaelrayo, de gran escala, pues hay cerca de 12 km entre sus extremos. La parada 7 se sitúa muy cerca de su extremo occidental. Basado en Hernáiz *et al.* (2015).

Jaramilla. Un panel interpretativo del paisaje identifica las cimas visibles desde aquí, entre las que destaca, por estar justo enfrente, el cerro Cabeza de Cabida (1.596 m), que ya vimos en la parada 4. De esta manera, hemos visitado cuatro enclaves donde predominan las pizarras pero que dan lugar a relieves diferentes: cerros de formas redondeadas (parada 4), cañones fluviales muy encajados (parada 5), saltos con cascadas (parada 6) y barreras alineadas, en esta parada.

Un factor fundamental en todas ellas es la presencia de diferentes planos de discontinuidad cuya inclinación y ángulo respectivo facilita el desarrollo de unas u otras morfologías en la misma formación geológica de pizarras. Un aspecto difícil de apreciar desde aquí, pero muy interesante desde el punto de vista geológico, es que nos encontramos en el flanco occidental de un gran sinclinal (Fig. 7-19).

Este gran pliegue tiene su eje central en la zona de Majaelrayo, y se extiende por el este hasta más allá de Valverde de los Arroyos. Se caracteriza porque en su núcleo afloran rocas más modernas que en sus flancos, y por ello se denomina Sinclinal de Majaelrayo (Fig. 7-19). Esto significa que los crestones y cordales que divisamos desde aquí están formados por rocas más duras y antiguas que las pizarras sobre las que nos situamos.

De hecho, esos cordales están formados mayoritariamente por cuarcitas, que veremos con más detalle en las siguientes paradas. Como adelanto, se puede anticipar que las cuarcitas son las rocas más resistentes a la erosión que hay en la zona, mucho más que las pizarras y esquistos que las bordean y que hemos visto hasta ahora. Por ello, las principales cumbres de la zona están formadas en cuarcitas, como ocurre con la Cabeza de Cabida (1.596

m) que tenemos frente a nosotros y que vimos desde otra perspectiva en la parada 4, con sus típicas pedreras.

Este gran pliegue se formó hace alrededor de 350 millones de años, durante la orogenia Varisca (págs. 43 y 80). En aquel proceso de colisión continental, las rocas preexistentes fueron sometidas a intensas presiones y temperaturas, lo que las

fracturó, plegó y metamorizó. El resultado fue la deformación y metamorfismo del conjunto de rocas que vemos actualmente. Sin duda, este gran pliegue, con más de 10 km de separación entre los afloramientos de sus flancos, es una de las estructuras geológicas más importantes del Parque Natural, y está incluido en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico.

CÓMO LLEGAR / PARADA 8

Seguimos por la pista otros seis kilómetros hasta llegar a una zona despejada donde se ve una choza de piedra a la izquierda con una pequeña explanada delante de ella. Es el refugio de Guijas Albas, desde donde se obtiene una buena panorámica del valle. El lugar está marcado con un poste. Es también una de las paradas de la ruta escénica del Puerto de La Quesera.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
41°09'58.0"N 3°21'42.2"W;
- **UTM**
469.653, 4.557.260;
- **Google Maps**
41.166111, -3.361708.

PARADA 8: Mirador del refugio de Guijas Albas y Paredones del Veguillas

Junto al refugio veremos un resalte rocoso y, en sus proximidades, grandes fragmentos de cuarzo blanco que dan nombre a la zona y al refugio: Guijas Albas significa cantos blancos. Son fragmentos de diques o filones de cuarzo, muy abundantes en toda la zona, tal y como describimos en la parada 4. Cuando vayamos de camino a la siguiente parada, al seguir avanzando por la pista, cruzaremos la banda de cuarcitas que comentamos (pág. 128). Son los denominados "Paredones del Veguillas". Al no existir espacios adecuados para el aparcamiento en los laterales de la pista, no debemos parar al pie de los Paredones

del Veguillas, que atravesaremos de camino a la siguiente parada. Desde esta parada se puede ver dónde se forman estos crestones y la configuración geológica de la zona, así que, en realidad, es un anticipo de lo que veremos más adelante en la pista. Estas cuarcitas, que veremos de camino a la siguiente parada y que vimos formando los principales relieves desde las paradas 4 y 7, fueron originalmente unas arenas depositadas en un ambiente litoral y marino (págs. 41 y 66).

La misma formación geológica de cuarcitas que vemos aquí, crea los relieves de otros enclaves singulares del Parque Natural, como las cumbres de la Sierra de Alto Rey, la vertiente oriental del Pico Ocejón (Fig. 7-19) o el salto de la Chorrera



Figura 7-20. Vista desde el mirador natural del refugio de Guijas Albas. Los Paredones del Veguillas se sitúan en la zona señalada.

de Despeñalagua. Esta misma formación cuarcítica no solo está presente en la provincia de Guadalajara, sino que también forma los principales relieves en otros lugares, como Despeñaperros, Monfragüe, los Montes de Toledo o incluso el Cabo de Peñas en Asturias. La orogenia Varisca no solo es la responsable del metamorfismo que dio lugar a las cuarcitas, sino también

de su plegamiento. Así, las cuarcitas forman parte del flanco occidental del sinclinal de Majaelrayo (ver parada anterior), y se encuentran plegadas y dispuestas en posición vertical (Figs.7-19, 7-23 y 7-24). Estas cuarcitas son llamadas "armoricanas" por los geólogos, porque son equivalentes (en el tiempo y en el contexto geológico) a las del Macizo Armórico francés. Se



Figura 7-21. Paredones del Veguillas, una barrera de cuarcitas que da lugar a unos resaltes muy llamativos.



Figura 7-22. Vista de detalle de los Paredones del Veguillas. Se aprecia cómo los planos de discontinuidad de la roca (en rojo) originan el peculiar relieve acastillado.



Figura 7-23. Paredones del Veguillas, una barrera de cuarcitas que da lugar a unos resaltes muy llamativos.



Figura 7-24. Imagen perpendicular de los crestones donde se aprecia cómo la capa de cuarcitas está rodeada de otras de pizarras y esquistos. Por la estructura del pliegue sinclinal del que forman parte (Figura 7-19), las rocas situadas a su derecha (oeste) son más antiguas, y las de la izquierda (este) son más modernas que las cuarcitas.

disponen sobre esquistos y pizarras, y son cubiertas por otras capas de pizarras. Las cuarcitas son mucho más resistentes a la erosión que las rocas infra y suprayacentes, por lo que suelen dar lugar a resaltes

en el relieve (Fig. 7-24). Si a eso le añadimos que estas capas suelen estar plegadas por efecto de la orogenia Varisca, se entiende por qué suelen formar crestones y sierras alargadas (Fig. 2-6 en pág. 34).

CÓMO LLEGAR / PARADA 9

Se continúa por la pista unos 12 kilómetros hasta llegar a una curva a la derecha en la que una baliza indica la existencia de un mirador. Se aparca en el lateral izquierdo de la carretera, con espacio para dos o tres vehículos. Es también una de las paradas de la ruta escénica del Puerto de la Quesera y mirador Starlight. Antes de llegar a este mirador, habremos pasado junto al desvío a la senda botánica del río Veguillas, indicado con un poste en una fuerte curva hacia la derecha, cuya visita es también muy recomendable.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
41°12'34.6"N 3°24'45.3"W;
- **UTM**
468.625, 4.560.131
- **Google Maps**
41.191824, -3.407724.

PARADA 9: Mirador del Pico del Lobo

Desde la pista caminamos un par de minutos hasta llegar al mirador, delimitado con una talanquera de madera y con un panel interpretativo del paisaje. Frente a nosotros se sitúa el cordal montañoso más elevado de toda la comunidad autónoma y en él destaca el Pico del Lobo que, con sus 2.273

metros de altitud, no solo es la máxima cota del Parque Natural, sino también de toda Castilla-La Mancha. Este es también el único macizo montañoso de toda Castilla-La Mancha en el que se desarrollaron masas de hielo de cierta entidad durante la última glaciación (pág. 108). Se formaron (pág. 270) cuatro lenguas de hielo que bajaban por sus laderas (Fig. 7-26): una hacia el norte, la más extensa de todas, por la



Figura 7-25. Vista desde el mirador del macizo del Pico del Lobo.

vertiente segoviana de La Pinilla, y que por tanto, no vemos desde aquí (1 en la Fig. 7-26); otra en sentido contrario, hacia el sur, siendo la segunda más extensa del macizo (2 en la Fig. 7-26); y otras en dos circos

anexos en la vertiente que tenemos frente a nosotros, en la cabecera del río Berbellido, una en la llamada Buitrera de los Lobos (4 en la Fig. 7-26) y otra bajo la cara este del Pico del Lobo (3 en la Fig. 7-26).



Figura 7-26. Vista aérea de la localización de los circos y glaciares del macizo del Pico del Lobo. Imagen: Google Earth. **1)** Glaciar de La Pinilla (en la vertiente segoviana); **2)** Glaciar de Las Mesas (oculto); **3)** Glaciar del Pico del Lobo; **4)** Glaciar de la Buitrera de los Lobos; **5 y 6)** circo glaciar de la Torre del Rayo. Los valles correspondientes a los glaciares 1 a 4 no se ven desde el mirador, al quedar ocultos por el cordal que alberga los circo 5 y 6. Basado en Carrasco *et al.* (2016).



Figura 7-27. Ubicación de los circos glaciares de Torre del Rayo con la perspectiva que se tiene desde el mirador. Los números 5 y 6 coinciden con los de la figura 7-26.

Esta última lengua superó el kilómetro y medio de longitud y tenía su punto terminal a unos 1.820 m de altitud. Un aspecto interesante es que este glaciar oriental se conectaba con el de La Pinilla, situado en la vertiente opuesta a la que vemos, formando un conjunto glaciar de 3,5 km² de superficie. La lengua glaciar de La Buitrera de los Lobos alcanzó el kilómetro de longitud, estando su frente situado muy cerca del frente del glaciar del Pico del Lobo (pág. 109).

Desde el lugar donde estamos no podemos ver completamente las laderas donde se desarrollaron estas lenguas, ya

que quedan ocultas por el cordal de la Torre del Rayo (Figura 7-27). Sin embargo, sí que podemos ver otros circos glaciares que también estuvieron ocupados por el hielo y que dieron lugar a glaciares de circos menos espectaculares, pues no generaron lenguas de hielo hacia el valle, pero sí suficiente acumulación de hielo en su interior.

El otro gran sector con desarrollo de glaciario de esta zona fue el pico Cebollera Vieja o Tres Provincias, que vimos desde lejos en la segunda parada de la geo-ruta, justo desde el lugar donde dimos la vuelta para retroceder hacia el coche.

CÓMO LLEGAR / PARADA 10

Seguimos conduciendo por la pista asfaltada hasta llegar al puerto de La Quesera en cuatro kilómetros. Antes, a un kilómetro y medio de la parada anterior, se sitúa el mirador del nacimiento del Jaramilla (indicado con una señal), que es una parada de la ruta escénica del Puerto de La Quesera y que también merece la pena visitar. Desde el puerto de La Quesera salen varias rutas de senderismo muy interesantes, como el PR-GU 25 que sube hasta el Pico del Lobo, que divisamos en la parada anterior. Es importante tener en cuenta que este puerto se sitúa a una cota de 1.710 m, por lo que, según la época del año, puede tener nieve y la conducción y la práctica del senderismo pueden ser peligrosos.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
41°12'56.8"N
3°25'13.9"W;
- **UTM**
464.746, 4.562.786;
- **Google Maps**
41.216112, -3.420493,
etiquetado como
"puerto de La Quesera".

PARADA 10: Puerto de La Quesera

En las cercanías del Puerto de la Quesera vuelve a aparecer la capa de cuarcitas que hemos visto en las paradas 7 y 8. Esta vez la estructura es algo más compleja, ya que los repliegues de la capa hacen que aparezca duplicada (Fig. 7-28). Se trata de una estructura tectónica difícil de observar en el campo, pero que se aprecia muy bien en un mapa Fig. 2-8 en pág. 35 y Fig. 2-7 en

pág.34). El resultado es que los crestones de cuarcita se muestran plegados y repetidos, dando lugar a los particulares relieves visibles en el lado este de la carretera. La razón de que estas capas de cuarcita, y en realidad todas las rocas de esta región, estén tan plegadas, es la orogenia Varisca (pág. 80). Entre otros muchos efectos, la orogenia provocó el metamorfismo de las rocas preexistentes (transformando las arenas en cuarcitas, por ejemplo) pero también el plegamiento y fracturación de

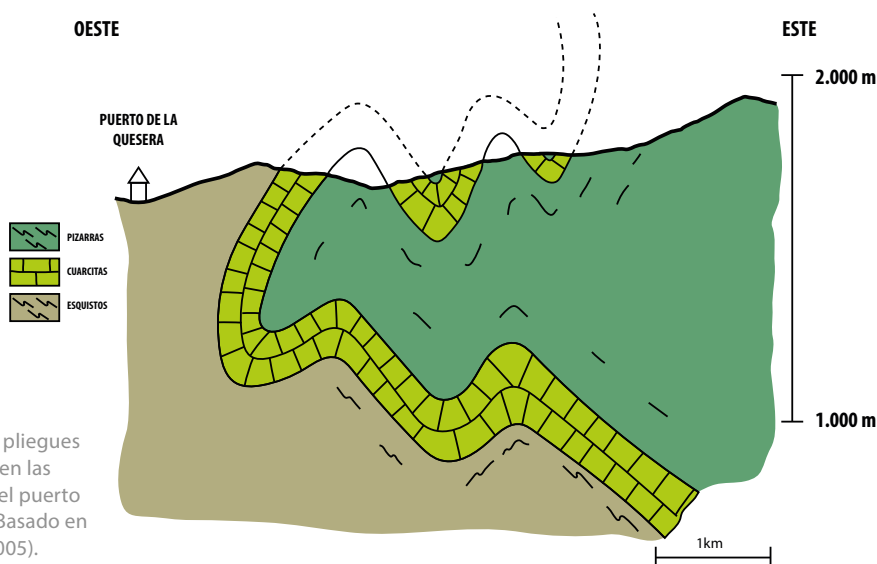


Figura 7-28. Esquema de los pliegues de las cuarcitas en las proximidades del puerto de La Quesera. Basado en Hernáiz *et al.* (2005).

las rocas a todos los niveles: desde la escala microscópica hasta grandes pliegues de dimensiones kilométricas, como los que rodean el puerto de La Quesera. Este plegamiento se realizó en profundidad, donde las condiciones de presión y temperatura permiten que las rocas se deformen y se replieguen.

Sabemos que estos pliegues se formaron hace aproximadamente 350 millones de años a una profundidad de unos 5 kilómetros. Los procesos tectónicos y la erosión posteriores permitieron que hoy en día los veamos en superficie, de tal forma que estos pliegues, que hoy forman sierras y picos, son los cimientos de una antigua gran cordillera que fue lentamente degradada hasta quedar erosionada por completo (Fig. 7-30). Las excursiones que desde aquí parten en dirección a la Peña



Figura 7-29. Pico del Lobo (2.272 m).
Fotografía: Diego Galán.

de la Tiñosa (1.969 m, hacia el este) o hacia el Pico del Lobo (2.273 m, hacia el suroeste) permiten divisar estos pliegues de gran escala y también el modelado glaciar descrito en la parada 9. Finaliza aquí la geo-ruta que nos conduce remontando el curso de los ríos Jarama y Jaramilla y los paisajes apalanchanos que los rodean.



Figura 7-30. Afloramientos de cuarcitas, en esta zona constituidas por capas de muchos metros de espesor y gran continuidad, que forman los pliegues descritos en la figura anterior.

SIGUIENDO EL SORBE POR LOS DOMINIOS DE LA CUARCITA

Galve de Sorbe - Almiruete



Chorrera de Despeñalagua, uno de los principales atractivos de la geo-ruta.

Esta ruta visita enclaves geológicos situados en el entorno del río Sorbe, en un largo recorrido norte-sur que lleva a lugares emblemáticos del Parque Natural, como el castillo de Diempures en Cantalojas y la Chorrera de Despeñalagua en Valverde de los Arroyos. Las cuarcitas, esas duras rocas que suelen dar lugar a resaltes y crestones, son las protagonistas en la mayoría de las paradas, de manera que, recorriendo la ruta, entenderemos por qué afloran una y otra vez y el origen de los espectaculares pliegues que les afectan. La geo-ruta está compuesta de nueve paradas y se realiza en coche por carreteras y pistas con buen firme. El acceso a cada lugar de interés

se realiza a pie desde el aparcamiento indicado en cada una de las paradas. En la mayoría de ellas se realizan cortos paseos a pie de 10-15 minutos, aunque los casos descritos a continuación incluyen recorridos más largos:

- **Paradas 1 a 3:** Paseo de 10 km (i+v) y tres horas de duración, siguiendo el GR 167.3, desde Galve de Sorbe hasta el Molino de La Malecilla.
- **Parada 4:** Paseo de 3 km (i+v) de una hora de duración hasta las ruinas del Castillo de Diempures. La vuelta se realiza por la misma senda.



Mapa del recorrido y ubicación de las paradas de la Geo-ruta 2. Las líneas discontinuas indican los recorridos a pie. Mapa de fondo: IGN.

- **Parada 5:** paseo de 2 km (i+v) desde el aparcamiento junto al molino de Umbral hasta "La Varisca".
- **Parada 6:** Paseo de 7 km (i+v) de dos horas de duración hasta el Alto de La Porrilla desde Valverde de los Arroyos. El recorrido de ida salva un desnivel de subida de 230 m.
- **Parada 7:** Paseo de 4 km (i+v) de una hora y cuarto de duración y 160 m de desnivel hasta el pie de la Chorrera de Despeñalagua.
- **Parada 8:** Paseo de 1,4 km (i+v) de unos 40 minutos de duración y 120 m de desnivel de subida, siguiendo el GR 60 en las cercanías de Almiruete.



Figura 7-31. Esquema de la ubicación de la parada 1-A y de los elementos visibles en ella. La línea naranja discontinua indica la ruta a pie. Imagen de fondo: IGN.

INICIO Y PARADA 1:

Galve de Sorbe - ríos de bloques

El inicio de esta ruta se sitúa en la localidad de Galve de Sorbe.

PARADA 1-A:

Río de bloques oriental

Esta parada visita un río de bloques que es una acumulación de grandes fragmentos de roca que se disponen de manera alargada a lo largo de una vaguada o valle. En las laderas de los picos más altos de la Sierra Norte de Guadalajara es frecuente encontrar acumulaciones de bloques de rocas, generalmente de pizarras y cuarcitas (págs. 60 y 66).

Popularmente se denominan canchales, pedreras o pedrizas. Estas acumulaciones de rocas se deben a la caída o desprendimiento directo de grandes fragmentos desde los crestones rocosos próximos, o a la presencia de bloques de roca que han sufrido un cierto transporte por gravedad y que terminan por depositarse al pie de los relieves. Cuando estos bloques se desplazan rodando o deslizando hasta

CÓMO LLEGAR / PARADA 1-A

Desde el panel de inicio de la Geo-ruta, situado en la Travesía de las Eras junto al Hostal y el Centro de Salud, seguiremos las señales blancas y rojas del GR 167.3 hasta llegar a un poste que indica la dirección a seguir para llegar a la parada 1-A. Siguiendo las balizas de la Geo-ruta unos 350 m, llegaremos a la cabecera del río de piedras (Fig. 7-31).

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°13'22.3"N 3°11'39.4"W
- **UTM**
483.718, 4.563.513
- **Google Maps**
41.222845, -3.194243.

la parte más baja de un valle estrecho de montaña se forman los llamados ríos de bloques o corrientes de bloques, popularmente conocidos también como "ríos de piedras".

El proceso de formación de estos depósitos de rocas es relativamente fácil de entender y tiene lugar en dos pasos. El primero es el que genera los bloques y el segundo el



Figura 7-32. Vista del río de bloques.

que produce su acumulación. El agua de lluvia se infiltra y acumula en las grietas de la roca formadas a partir de fracturas y planos de estratificación.

Al caer la noche y descender la temperatura, el agua se congela y aumenta de volumen. Esto produce enormes presiones que, con el tiempo (repetidas a diario cada invierno), llegan a romper la roca. Este proceso se conoce como 'gelifracción' (rotura por el hielo) o 'crioclastia' (fragmentación por el frío). También se puede producir rotura por las contracciones que originan los descensos bruscos de temperatura, o por la gran oscilación térmica entre el día y la noche, que producen alternativamente la dilatación y la contracción de la roca hasta "agotarla", produciendo la rotura.



Figura 7-33. Remanente de uno de los escarpes de cuarcita de donde proceden los bloques del río de rocas.

Este proceso se conoce con el nombre de agrietamiento (*cracking*) y, repetido miles de veces, provoca que pasemos de tener un escarpe de cuarcitas a tener uno de menor relieve con un depósito de bloques a sus pies. En esta parada, los bloques proceden en su mayoría de los escarpes ya bastante suavizados que había al norte y, sobre todo, al sur del río de bloques (Figs. 7-32 y 7-33). Respecto a su acumulación, los ríos de bloques son resultado de la combinación de procesos gravitacionales y periglaciares que se suelen formar durante los periodos en que la temperatura media anual está por debajo de -5°C (pero no permanentemente helado) y la precipitación es relativamente escasa (entre 250 y 400 mm/año). Cuando la precipitación es mayor se forman glaciares rocosos, en los que el hielo

ocupa de manera permanente el núcleo del depósito. Y, si esa temperatura media fuera aún menor, se originarían glaciares. Así que los ríos de bloques se originan en condiciones específicas de precipitación y temperatura.

Este río de rocas está inactivo, lo que significa que los procesos que lo formaron y permitieron su desarrollo ya no operan con la suficiente eficacia como para mantener su dinámica. Las temperaturas medias hoy en día son más altas y ya no permiten el desarrollo de los procesos gravitacionales y periglaciares que originan un depósito de rocas como este. Se

trata, por tanto, de un elemento geológico relictos, testigo de unas etapas ambientales diferentes a las actuales, con periodos más fríos (glaciaciones) que hubo en el Pleistoceno. Los ríos de rocas no suelen ser muy "profundos", y el espesor suele oscilar entre 1 y 3 metros. En este caso, oscila entre medio metro y un metro de espesor. Son muy frecuentes en cuarcitas, porque es una roca que suele tener diferentes tipos de planos de discontinuidad por los que la gelifracción puede progresar, aislando bloques. En la provincia de Guadalajara existen ejemplos similares e incluso de mayores dimensiones en el Alto Tajo.

CÓMO LLEGAR / PARADA 1-B

Regresamos al poste direccional para continuar nuestro paseo por el GR 167.3. Siguiendo las balizas y las marcas blancas y rojas durante aproximadamente media hora, llegaremos a la parada 1-B junto al campamento de Los Molinos.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89, 41° 13' 31.7" N, 3° 12' 25.4" W
- **UTM**
482.646, 4.563.806
- **Google Maps**
41.225460, -3.207043

PARADA 1-B: Río de bloques y turbera junto al campamento de Los Molinos

Desde este lugar tenemos vista de un nuevo río de bloques. En este caso lo vemos delimitado por el pinar, pero hacia ambos lados (norte y sur) también hay fuertes escarpes de los que proceden los bloques. ¿Por qué el río de bloques no es continuo desde la parada anterior hasta esta? Simplemente, porque no hubo

escarpes que aportaran los bloques de cuarcita (Fig. 7-35).

Entre medias encontramos una zona llana y sobre ella se sitúa una zona de prados y turbera, que cubre el fondo del valle, dejando ver algunos bloques sueltos de cuarcita que se han acumulado aquí. Se trata, por tanto, de dos ríos de bloques distintos. Los líquenes que cubren la parte superior de los bloques denotan que hace mucho tiempo que apenas tienen movimiento.



Figura 7-34. Río de bloques junto al campamento de Los Molinos.



Figura 7-35. Detalle de uno de los escarpes laterales del río de piedras, de donde proceden los bloques, que se encuentran parcialmente ocultos por el pinar.



Figura 7-36. Detalle de la turbera entre las paradas 1-A y 1-B.

Las turberas son zonas permanente o estacionalmente encharcadas en las que se acumulan restos vegetales parcialmente descompuestos (Fig. 7-36). La materia orgánica, debido a unas especiales condiciones físico-químicas, no se descompone completamente, sino que se va transformando por acción de las bacterias en un tipo de carbón poco evolucionado que recibe el nombre de turba. La turba es uno de los primeros resultados del proceso por el que los restos vegetales se transforman en carbón mineral.

Su estudio permite reconstruir las condiciones climáticas del pasado, ya que la materia orgánica en las turbas no se ha transformado totalmente, por lo que se conservan granos de polen, esporas y otros restos de las plantas que allí crecieron. Una vez identificadas las especies a las que pertenecían los restos y datadas

las diferentes capas de turba, se pueden deducir cambios en la vegetación y, de manera indirecta, las condiciones climáticas y ambientales de los últimos milenios. Las turberas son también enclaves de gran interés botánico, con una flora adaptada a un medio con condiciones ecológicas muy particulares. La formación de esta turbera está muy relacionada con la del río de bloques.

En los periodos fríos en los que se acumularon los bloques, en la zona intermedia entre las dos paradas (1-A y 1-B) y de pendiente muy escasa, también se acumularon fragmentos más pequeños de rocas y sedimentos en el fondo de valle, dificultando la escorrentía del agua, que se estancó formando charcas en las que creció vegetación pantanosa. Se formó así un humedal alargado con acumulación de materia orgánica (más de un 30%) proveniente de las plantas vasculares, musgos y líquenes típicos de los climas fríos. En este tipo de áreas frías, saturadas de agua y con poca oxigenación, la materia orgánica se descompone muy lentamente, originándose la turba y preservando fósiles indicadores de las condiciones originales de formación.



Figura 7-37. Capas de cuarcitas con dirección norte-sur y buzamiento (inclinación) al oeste, que el río Sorbe ha cortado perpendicularmente (de derecha a izquierda en la imagen).

CÓMO LLEGAR / PARADA 2

Volvemos a la pista y continuamos por ella nuestro paseo, siguiendo el GR 167.3 en dirección al Molino de La Malecilla. Antes de llegar a él, a un kilómetro de la parada anterior, la pista alcanza un alto con un resalte rocoso a la derecha muy característico.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89, 41° 13' 25.1" N, 3° 12' 59.7" W
- **UTM**
481.846, 4.563.605
- **Google Maps**
41.223631, -3.216590

PARADA 2: Pliegues en las cuarcitas

Desde este lugar, hacia el norte, se tiene una buena vista del río Sorbe (en algunos mapas indicado como Arroyo de La Dehesa), que discurre encajado entre fuertes escarpes de cuarcitas. Abajo a la izquierda, junto al cauce y casi fuera de la vista, se ubican las ruinas del molino de Cantalojas. El río corta aquí de manera perpendicular una capa de cuarcitas que se dispone en dirección norte-sur e inclinación hacia el oeste. En realidad, esta capa es parte de una sucesión de pliegues anticlinales-sinclinales

que repiten el paquete de cuarcitas cada 500 metros más o menos hacia el este y el oeste (Fig. 7-46 en pág. 146). Se trata de la misma capa que originó los resaltes y, por tanto, los escarpes que proporcionaban los bloques para los ríos de bloques que vimos en las paradas anteriores 1-A y 1-B.

Desde aquí es difícil adivinar la estructura de los pliegues, pero volveremos a verla en las siguientes paradas. Esta misma capa de cuarcitas, si la prolongamos hacia el sur varios kilómetros, es la que originará el salto de la Chorrera de Despeñalagua, que veremos en la parada 7.

CÓMO LLEGAR / PARADA 3

Continuamos por la pista y bajamos hasta el Molino de la Malecilla o de Lázaro, donde se ubica una gran explanada donde acaba la pista, junto al río Sorbe. Desde aquí, siguiendo las indicaciones de las balizas, llegaremos a la parada 3 (Fig. 7-38).

COORDENADAS DE LA PARADA 3

- **Geográficas**
ETRS89, 41°12'58.0"N 3°13'10.4"W
- **UTM**
481594, 4562769
- **Google Maps**
41.216096, -3.219565

PARADA 3: Molino de La Malecilla y Estrecho de Valdicimbrío

Desde la explanada junto al molino, nos acercaremos al río y nos dirigiremos aguas abajo (sin cruzar al otro lado), hacia el sureste. Allí veremos un árbol con una marca blanca (Fig. 7-39). Remontaremos entonces el arroyo que confluye desde nuestra izquierda un centenar de metros. Es posible que haya que cruzar el arroyo un par de veces para encontrar la senda más fácil. Llegaremos a un estrechamiento muy característico en las cuarcitas en el pinar. Estamos en un estrecho cañoncito que el

arroyo aprovecha para atravesar las cuarcitas, con una cascada al fondo. Se trata de la misma capa que vimos en la parada anterior, pero su continuación hacia el sur, así que forman parte del mismo flanco (o lado) de un anticlinal. Lo curioso es que, si miramos las capas (Fig. 7-40), parece que están inclinadas en sentido contrario a las de la parada 2 (Fig. 7-37), que buzaban hacia la izquierda, lo cual no es lógico si son parte del mismo flanco del pliegue.

La realidad es que lo que vemos en este lugar no son planos de estratificación, sino un tipo de planos de rotura de la roca llamados diaclasas, creados por los



Figura 7-38. Esquema del acceso a las paradas 3 y 4. Imagen de fondo: IGN.



Figura 7-39. Detalle del desvío a la parada 3, siguiendo una senda poco marcada.



Figura 7-40. Estrecho de Valdicimbrío.



Figura 7-41. Estrecho de Valdicimbrío. Aunque pudiera parecer que las capas están inclinadas hacia la derecha, lo están hacia la izquierda y lo que se observa aquí es el diaclasado.

esfuerzos tectónicos que sufrieron las cuarcitas. La inclinación real de las capas (estratificación) es hacia la izquierda (lo podemos ver bien si nos alejamos un poco del estrecho), y el arroyo se ha encajado avanzando por los planos de diaclasas perpendiculares a la estratificación hasta crear un estrecho cañón (Fig. 7-41). Así,

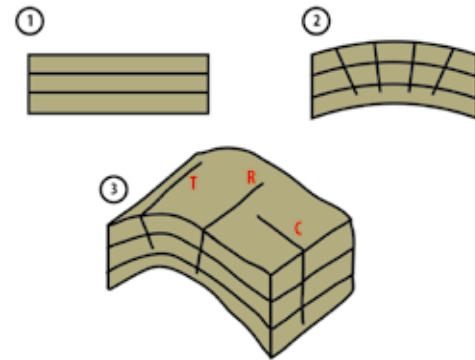


Figura 7-42. Esquema de la formación de diaclasas por plegamiento: (1) Se acumulan sedimentos en diferentes estratos; (2) Al someterlos a una compresión tectónica, las capas se pliegan y se forman planos de debilidad porque el material se estira en unos lugares y se comprime en otros, siendo más frecuente la compresión en las zonas internas del pliegue, y la distensión en las zonas externas. (3) Visto en tres dimensiones, se observa que las diaclasas pueden tener diferentes direcciones en función de la dirección del esfuerzo que generó el plegamiento.

hay diaclasas de tensión (T), de rumbo (R) y conjugadas (C) (Fig. 7-42). Las que vemos en Valdicimbrío (Fig. 7-41) son de tensión. En la explicación de la siguiente parada veremos a qué pliegue están vinculadas estas diaclasas de tensión por las que el arroyo discurre, creando un estrecho cañón con varios saltos de agua.

CÓMO LLEGAR / PARADA 4

Volvemos a la explanada y cruzamos el río Sorbe por el puente de lajas de pizarra. Bordeamos el recinto vallado del Molino de La Malecilla siguiendo las marcas blancas y rojas hasta llegar a un poste direccional en el entronque con el sendero de gran recorrido GR 167 (Fig. 3-1). Siguiendo por este, en dirección a Cantalojas, llegaremos a una loma donde se sitúa el castillo de Diempures. Atravesamos bajo el arco y nos dirigimos a la zona plana del fondo, junto a unas rocas, donde disfrutamos de una buena vista del entorno.

COORDENADAS DE LA PARADA 4

- **Geográficas**
ETRS89, 41° 13' 13.7" N 3° 13' 27.9" W
- **UTM**
481.188, 4.563.255
- **Google Maps**
41.220469, -3.224425, etiquetado como "Ruinas del Castillo de Diempures".



Figura 7-43. El Castillo de Diempures se sitúa sobre un resalte de cuarcitas y pizarras que le proporcionaba protección y un carácter casi inexpugnable.

PARADA 4: Castillo de Diempures

Las ruinas de este castillo medieval, del s. XIII, se sitúan sobre un cerro elevado que facilitaba su función defensiva. Solo se conserva la entrada norte, parte del foso y algunos muros con saeteras, pero merece la pena su visita. El castillo tenía la particularidad de estar construido con pizarras y cuarcitas, algo muy poco frecuente en las fortificaciones. Se ubica sobre un montículo también de cuarcitas y pizarras que tiene unas excelentes vistas del entorno.



Figura 7-44. Entrada norte de las ruinas del castillo de Diempures.



Figura 7-45. Vista de la Peña del Osar, formada por la capa de cuarcitas altamente resistentes a la erosión.

Desde este lugar, hacia el este, podemos ver las crestas de cuarcitas de la parada 2 y su continuación hacia el sur, dando lugar a los paredones de la espectacular Peña del Osar (1.531 m) (Fig. 7-45). Observando estas paredes de cuarcita, comprobamos que están formadas por varios bancos o estratos y que están inclinadas hacia el oeste, como las que vimos en las paradas 2 y 3. De hecho se trata, en todos los casos, de la misma unidad o formación geológica

(Fig. 4-13 en pág. 67). ¿Cómo puede ser, si la capa va en dirección norte-sur y las paradas están casi alineadas en dirección este-oeste? Para entenderlo necesitamos un corte geológico, que es un esquema simplificado que muestra la distribución idealizada de las rocas y estructuras geológicas en el subsuelo (Fig. 7-46), y así veremos que el relieve de la zona está condicionado por las rocas y la estructura geológica.

Como las cuarcitas son más resistentes a la erosión que las pizarras, dan lugar a resaltes, y como están plegadas, la misma capa aflora (aparece en superficie) una y otra vez repetida. Si hiciéramos un corte desde el Castillo de Diempures, donde nos encontramos, hacia el este, es decir, hacia Galve de Sorbe, veríamos que es el mismo nivel de cuarcitas el que origina los crestones de la parada 2 y los escarpes que proporcionan los fragmentos de rocas para que se formen los ríos de bloques de las paradas 1-A y 1-B (Fig. 7-46).

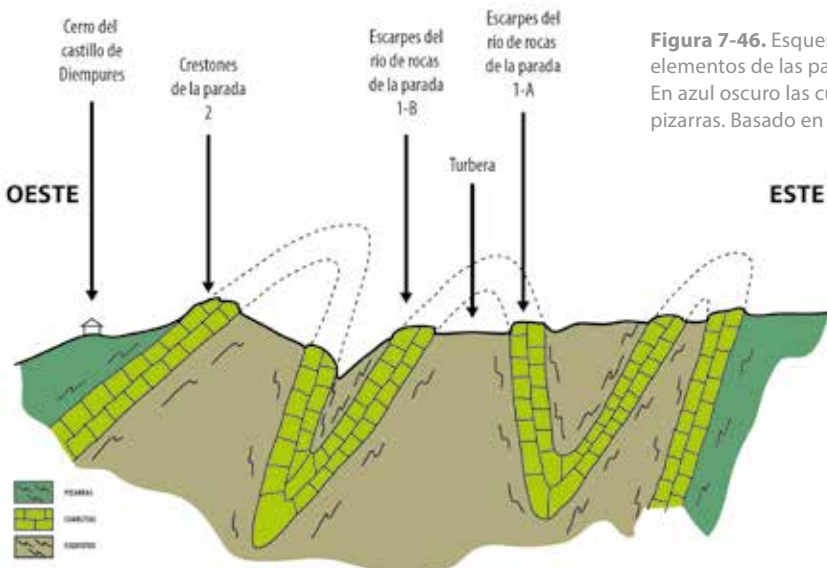


Figura 7-46. Esquema de los pliegues y elementos de las paradas 1-A y 1-B, 2 y 3. En azul oscuro las cuarcitas, en verde las pizarras. Basado en Hernáiz *et al.* (2005).



Figura 7-47. Peñas Rubias: escarpes en cuarcitas sobre el río Sorbe, con abundantes nidos de buitres leonados que aprovechan para anidar las repisas originadas en los planos de debilidad sub-horizontales debidos a la estratificación de la roca.

CÓMO LLEGAR / PARADA 5

Regresamos a Galve de Sorbe siguiendo el GR 167.3 (unas dos horas de paseo) y emprendemos ahora un largo tramo en vehículo. Continuaremos por la carretera CM-1006 hacia el sur, en dirección a Valdepinillos, La Huerce y Umbralejo. Antes de llegar a esta última población, tomaremos la GU-211 en dirección a Valverde de los Arroyos. Ya en esta carretera, pasado el desvío a Umbralejo y unos 4 kilómetros más adelante, aparcaremos en un amplio ensanchamiento a la derecha en el PK 29,1, antes de cruzar el río Sorbe.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
ETRS89, 41° 07' 55.7" N, 3° 11' 38.6" W
- **UTM** 483.712, 4.553.445
- **Google Maps** 41.132150, -3.194053

COORDENADAS "LA VARISCA"

- **Geográficas**
ETRS89, 41° 08' 14.3" N, 3° 11' 30.9" W
- **UTM** 483.892, 4.554.018
- **Google Maps** 41.137314, -3.191925

PARADA 5: "La Varisca"

En el trayecto pasaremos junto al precioso pueblo de Umbralejo, abandonado en los años 70 y hoy restaurado y destinado a la educación ambiental (Programa PRUEPA). Una vez en el aparcamiento de esta parada, justo al otro lado de la carretera sale la senda que conduce al Molino de Umbralejo, pero no iremos en esa dirección.

Al contrario, avanzaremos caminando con cuidado junto a la carretera unos 100 metros en la misma dirección que llevábamos, hasta encontrar una pista que sale a mano derecha cuesta arriba, justo en el PK 29. La pista discurre paralela al río Sorbe, dando muy buena vista de los escarpes en cuarcitas de Peñas Rubias, similares a los que vimos en las paradas anteriores (Fig. 7-47). En este caso, las diaclasas verticales y la estratificación horizontal originan multitud

de repisas, perfectas para que aniden los buitres leonados. Continuamos por la senda hasta que, a unos 800 metros desde el inicio de la pista, lleguemos a una zona más amplia donde aparecen afloramientos de rocas.

Una de ellas, de gran tamaño, destaca frente a nosotros por su particular aspecto (Fig. 7-48). Esta roca es una parada en la ruta que realizan los educadores ambientales de Umbralejo por la zona, y la conocen como "La Varisca". En realidad, desde que iniciamos la senda es fácil ver los pliegues que afectan a las capas de pizarras que rodean el camino, pero en este lugar es mucho más evidente.

Esta roca y las que se sitúan un poco por encima de ella, están absolutamente plegadas, siendo fácil observar las curvas que tienen las capas. Durante toda la ruta, incluidas las paradas anteriores y las que siguen, se van a visitar pliegues de gran escala en cuarcitas. Estos pliegues (Fig. 4-13 pág. 67) son tan grandes que condicionan totalmente el relieve de la zona y originan

escarpes que, por ejemplo, dan lugar a ríos de bloques (parada 1), cañones (paradas 2, 3 y 5), relieves acastillados (parada 4) y saltos de agua (parada 7), entre otros. Pero, en realidad, el plegamiento que sufrieron estas rocas se presenta a todos los niveles, desde la macroescala (kilómetros y cientos de metros) hasta el nivel microscópico (milímetros y micras).

Si observáramos estas rocas en el microscopio, veríamos cómo la deformación de la roca afectó incluso a los minerales que las componen. En esta parada tenemos excelentes ejemplos de los pliegues a escala métrica y centimétrica, que son los más fáciles de ver. Como se cuenta en la historia geológica, estas rocas sufrieron los efectos de la orogenia Varisca (págs. 43 y 80).

En aquel proceso geológico de formación de relieves como consecuencia de una gran colisión continental lenta y gradual, las rocas preexistentes fueron sometidas a intensas presiones y temperaturas, lo que las fracturó, plegó y metamorizó (págs. 43, 66 y 80).



Figura 7-48. "La Varisca", una roca que permite observar el intenso plegamiento sufrido por estos materiales geológicos durante la orogenia que le da nombre.

CÓMO LLEGAR / PARADA 6

Seguimos por la carretera GU-211 y nos dirigimos hacia Valverde de los Arroyos, situado a unos 6 km. Nada más entrar en el pueblo y pasar a nuestra izquierda la ermita de la Virgen de Gracia, tomaremos una calle en rampa mediante un giro a la derecha muy cerrado siguiendo la indicación de aparcamiento. El espacio habilitado es amplio y con capacidad para varias decenas de coches, y se sitúa unos 100 metros más arriba por esa calle hacia las afueras del pueblo. Este será el punto de salida de esta parada y la siguiente.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
ETRS89, 41° 07' 52.2" N, 3° 13' 55.3" W
- **UTM** 480.497, 4.553.428
- **Google Maps**
41.131156, -3.232018;
etiquetado "aparcamiento de Valverde de los Arroyos"

PARADA 6: Mirador de La Porrilla

Desde el aparcamiento indicado salimos caminando en dirección norte, es decir, cuesta arriba y en dirección contraria al centro del pueblo, por una pista que sube en dirección al Alto de La Porrilla. A los 2 km de iniciar la ascensión se llega a un alto en el que la pista se ensancha y desde donde parte otra que sube hacia la izquierda, que deberemos seguir 1,5 km más, hasta llegar a un alto o collado situado a 1.510 m de altitud llamado La Porrilla. Hasta

aquí habremos salvado 230 m de desnivel desde el aparcamiento en una hora aproximadamente de excursión. Desde este lugar hacia el norte divisamos varios pliegues de gran tamaño que hemos podido ir viendo durante el trayecto de ascenso, en especial el de Robledo La Mata (Fig. 7-49). Las cuarcitas que forman este pliegue sinclinal, del que aquí vemos su continuación hacia el sur, son la misma capa que vimos en las paradas 1, 2, 3 y 4. Esto quiere decir que, a lo largo de toda la geo-ruta, estamos viendo la misma formación geológica que, al estar plegada, se repite en el



Figura 7-49. Sinclinal colgado de Robledo La Mata, visto desde el mirador de La Porrilla.

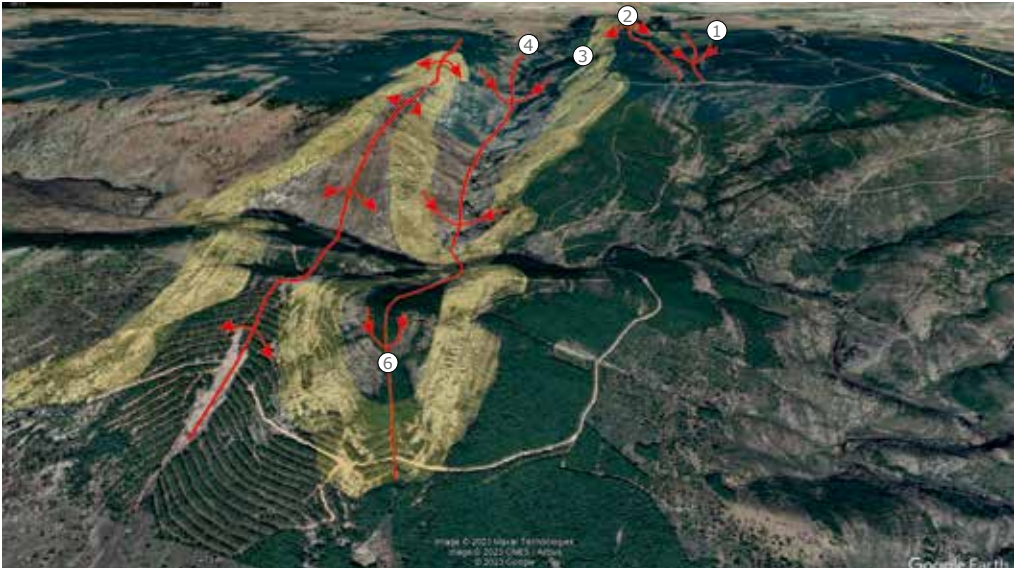


Figura 7-50. Distribución tridimensional de la formación de cuarcitas (amarillo). En rojo se indican los ejes de los pliegues anticlinales (flechas hacia afuera) y sinclinales (flechas hacia dentro) de dirección norte-sur. Los números indican la posición de las correspondientes paradas, excepto la 6, que indica lo que se ve desde esta parada (el pliegue, correspondiente al de la Fig. 7-49). La perspectiva distorsiona ligeramente la geometría de algún rasgo. Imagen de fondo: Google Earth.

paisaje (Fig. 7-46) y es cortada por el relieve en diferentes lugares hacia el norte y hacia el sur. De nuevo, es difícil entender que estemos viendo otra vez la misma capa de cuarcitas que visitamos en las paradas 1 a 4. La cuestión es que la formación, al estar plegada en sucesivos anticlinales y sinclinales de dirección norte-sur, en función de cómo es seccionada tridimensionalmente por el relieve, muestra diferentes secciones de estas estructuras (Fig. 7-50). Estos pliegues de grandes dimensiones se

formaron, tal y como se explicó en la parada anterior, durante la orogenia Varisca (págs. 43, 66 y 80). El resultado actual es un paisaje de crestas, valles, escarpes y depresiones, condicionados por el tipo de roca y su disposición en la estructura tectónica. A este tipo de relieve se le llama apalachiano o apalachense. Desde este lugar, además de los ya citados pliegues, podemos ver un buen número de los elementos que definen el paisaje apalachiano, como son escarpes, pliegues, pedreras y crestas (Fig. 7-51).



Figura 7-51. Panorámica desde el Alto de La Porrilla, con muchos de los elementos típicos del relieve apalachiano.

CÓMO LLEGAR / PARADA 7

Desde el aparcamiento de Valverde de los Arroyos (el mismo que en la parada anterior) salimos andando en dirección al pueblo y seguimos las indicaciones a la Chorrera. Para ello, atravesamos el campo de fútbol situado en la era y tomamos una pista que termina convirtiéndose en una senda que, en 45 minutos aproximadamente, lleva hasta el pie de la cascada. La senda es sencilla, pero requiere calzado adecuado para andar por montaña ya que, especialmente si está mojada, puede ser resbaladiza. En total son algo más de 4 km de recorrido (i+v) y 160 m de desnivel. La vuelta se realiza por el mismo camino. Es una de las excursiones a pie más populares de la provincia de Guadalajara.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89, 41° 07' 37,8" N, 3° 15' 15,5" W
- **UTM**
478.638, 4.552.889
- **Google Maps**
41.127153, -3.254305;
Etiquetado "Chorreras de Despeñalagua"



Figura 7-52. La espectacular Chorrera de Despeñalagua, formada por un salto de agua en cuarcitas.

PARADA 7: Chorrera de Despeñalagua

La Chorrera de Despeñalagua es uno de los lugares más icónicos del Parque Natural. Se trata de una espectacular cascada formada porque el arroyo de La Chorrera se precipita por una sucesión de escarpes rocosos que forman diferentes saltos que salvan unos 120 m de desnivel. Aunque suele tener agua todo el año, es más espectacular en época

de lluvias (Fig. 7-52). El salto de agua de la Chorrera se debe, una vez más, a la presencia de las duras cuarcitas que, como hemos visto en paradas anteriores, condicionan el relieve de la zona. Estas rocas forman parte de un pliegue anticlinal, generando un escarpe que da lugar al salto de agua.

El pliegue anticlinal es bien visible de camino a la Chorrera, donde se puede apreciar la traza de un anticlinal y un sinclinal



Figura 7-53. Vista de los pliegues desde el camino a la Chorrera. En primer plano los estratos de cuarcita inclinados hacia el oeste, por los que discurre el camino. En el núcleo de ambos pliegues afloran las pizarras.

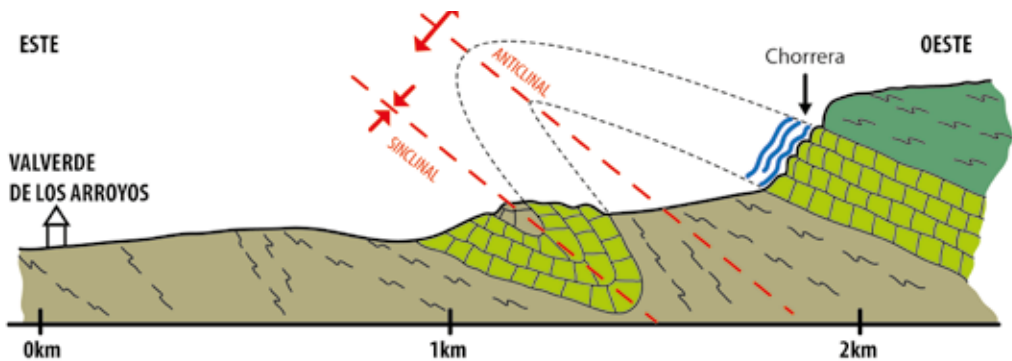


Figura 7-54. Esquema geológico del pliegue que origina el salto de agua de la Chorrera de Despeñalagua. Se corresponde con la figura 7-53. Basado en *Hernández et al.* (2005).

volcados hacia el este (Figs.7-53 y 7-54). Decimos que un pliegue está volcado cuando ambos lados o flancos están inclinados hacia el mismo lado. Como se puede ver, en la zona donde afloran las pizarras se

originan relieves más suaves, laderas más homogéneas e incluso vaguadas. Por el contrario, las cuarcitas generan escarpes verticalizados originando, por ejemplo, el salto de agua de la Chorrera.



Figura 7-55. Tres planos de discontinuidad en las cuarcitas, que condicionan cómo les afecta la erosión. Uno está inclinado (es la estratificación original), otro es horizontal y otro vertical. Por la perspectiva de la fotografía puede parecer que no hay paralelismo entre algunos planos, pero se cumple siguiendo esas tres direcciones e inclinaciones.

CÓMO LLEGAR / PARADA 8

Nos dirigimos hacia la localidad de Almiruete. Para ello seguiremos la GU-211 unos 15 kilómetros. Antes de llegar a la población, muy cerca del PK 8 hay un apartadero en el lado contrario de la carretera (precaución) de donde salen también el GR 60 en dirección a Valverde de los Arroyos y el PR-GU 19 en dirección al Ocejón. Un poste y las correspondientes señales indican el lugar de inicio de la ruta.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- Geográficas 41° 07' 37.8" N, 3° 15' 15.5" W
- UTM 478.638, 4.552.889
- Google Maps 41,127153, 41,051267, -3,221863

COORDENADAS PEÑAS DE ALMIRUETE

- Geográficas 41° 03' 25.4" N, 3° 13' 26.1" W
- UTM UTM: 481.183, 4.545.115

PARADA 8: Peñas de Almiruete

Cruzamos la carretera y seguimos las indicaciones de los postes que marcan la dirección del sendero hacia el pico Ocejón con marcas blancas, rojas y amarillas. Se trata de una fuerte cuesta por la que subiremos unos 20 minutos hasta llegar a un replano. En el camino de subida irán

apareciendo, a ambos lados del mismo, cada vez más afloramientos de cuarcita, la misma que estamos viendo durante toda la ruta, pero esta vez más al sur (págs. 146 y 150). En este lugar se pueden observar muy bien los tres planos de discontinuidad que tienen estas rocas, uno de ellos debido a la estratificación y otros dos debidos a diaclasas, tal y como se ve también en la parada 3. Estos planos de discontinuidad

son importantes porque por ellos progresa la erosión con mayor eficacia, propiciando relieves ortogonales y generando bloques como se vio en la parada 1. De esta manera, a lo largo de las paradas de la geo-ruta, puedes observar cómo la capa de cuarcitas condiciona totalmente el paisaje de

la zona, en función de cómo esté plegada y fracturada. Esta misma capa es la que forma las cumbres de la sierra de Alto Rey, por lo que la formación geológica es conocida entre los geólogos como "Cuarcita de Alto Rey" aunque estemos lejos de la sierra que le da nombre (pág. 66).

CÓMO LLEGAR / PARADA 9

Nos dirigimos hacia la localidad de Almiruete. La cruzamos y tomamos una pista que se dirige hacia el cementerio, localizado en la parte alta del pueblo. Un centenar de metros antes de llegar al cementerio, hay un apartadero en una suave curva hacia la izquierda, donde debemos aparcar.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas** 41° 02' 44.1" N, 3° 13' 48.6" W
- **UTM** 480.655, 4.543.843
- **Google Maps** 41.045591, -3.230171. El lugar está a escasos metros del etiquetado como "cementerio municipal de Almiruete"

PARADA 9: Cabalgamiento de Almiruete

Desde este lugar avanzamos unos 30 m siguiendo a lo largo de un muro de piedra hasta ver, a nuestra derecha (según veníamos circulando), una roca con una marca

de GR (blanca y roja). De ella parte una pequeña senda que asciende por la ladera unos 30 metros hasta ver un escarpe de color gris (Fig. 7-56). Ese escarpe muestra unas pizarras de color gris apoyadas sobre unas arenas de color rojizo. La diferencia de colores hace que sea muy fácil



Figura 7-56. Escarpe que marca el cabalgamiento de Almiruete. Por encima se sitúan las pizarras del Ordovícico y, por debajo, las arenas del Cretácico.

distinguir ambas unidades geológicas. Lo interesante es que las pizarras son rocas mucho más antiguas, pues son del Ordovícico medio, formadas hace alrededor de 460 millones de años y, sin embargo, las arenas tienen una edad del Cretácico medio y se formaron hace alrededor de 100 millones de años.

Esta disposición es totalmente anómala, ya que una regla de la geología es que, si nada ha modificado el orden, las rocas antiguas se sitúan por debajo de las más modernas. En este caso, lo que ha producido esta inversión en el orden es un cabalgamiento (págs. 54 y 90). Sin embargo, si miramos con un poco más de perspectiva veremos que el cabalgamiento se

repite un poco más arriba, y que encima de las pizarras se sitúan unas cuarcitas, más antiguas (Fig. 7-57). Así que en este lugar tenemos dos cabalgamientos superpuestos (Fig. 7-58).



Figura 7-57. Esquema del doble cabalgamiento de Almiruete. La figura 7-58 corresponde a este mismo lugar.



Figura 7-58. Cabalgamientos superpuestos en los alrededores del cementerio de Almiruete.

GEOLOGÍA EN EL CONTACTO ENTRE LOS SISTEMAS CENTRAL E IBÉRICO

Prádena de Atienza - Somolinos



Escarpes de la serie del Cretácico Superior en los alrededores de la Laguna de Somolinos.

El itinerario recorre los alrededores de Prádena de Atienza, a los pies de la Sierra de Alto Rey, para salir de los límites del Parque Natural y conectarlo con otros dos espacios naturales protegidos cercanos de gran

interés geológico: la Microrreserva de los Cerros Volcánicos de La Miñosa y el Monumento Natural Sierra de Pela y Laguna de Somolinos. La geo-ruta incluye cinco recorridos a pie en las siguientes paradas:



Mapa del recorrido y ubicación de las paradas de la Geo-ruta 3. Las líneas discontinuas indican los recorridos a pie. Mapa de fondo: IGN.

- **Parada 1:** desde Prádena de Atienza hasta la Cueva del Oso, siguiendo el GR 167: 3h (i+v).
- **Parada 2:** por los alrededores de las Majadas del Bornova siguiendo el GR 167: 30 minutos (i+v).
- **Parada 5:** por el cañón del barranco de la Requijada, siguiendo el GR 167: 1h 30' (i+v).
- **Parada 8:** desde el aparcamiento de la Laguna de Somolinos hasta la surgencia del río Bornova: 20 minutos (i+v).
- **Paradas 9 y 10:** hay dos opciones descritas en el texto de las correspondientes paradas: 1)-recorrer caminando la senda al Alto del Portillo (4h, recorrido circular) o 2) ir en vehículo a la parada 10 y desde allí acceder andando hasta la parada 9 en 1h (i+v).



Figura 7-59. Vista de Prádena de Atienza, integrada en el paisaje circundante. Fotografía: Alfanhui.

CÓMO LLEGAR / PARADA 1

En las afueras de Prádena de Atienza se sitúa un aparcamiento para una docena de vehículos desde donde parten varios itinerarios de senderismo. Para llegar a él, se debe seguir la carretera GU-137 desde Gascueña de Bornova.

Otra opción es llegar desde Cañamares, que es hacia donde se dirige la ruta en las siguientes paradas, desembocando en la misma GU-137 medio kilómetro antes de llegar al aparcamiento. Se recomienda no entrar en el casco urbano con el vehículo. Una vez en la senda, el recorrido hasta la Cueva del Oso andando lleva aproximadamente 3h (i+v) y está señalizado con las marcas blancas y rojas del GR 167.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°10'19.0"N,
3°0'32.1"W;
- **UTM**
499251, 4557845.
- **Google Maps**
Inicio circular por el
Alto Rey: 41.171695,
3.009196.

INICIO Y PARADA 1:

Prádena de Atienza - Cueva del Oso

Prádena de Atienza es una bonita localidad ganadera de unos 50 habitantes situada en la cara Norte de la Sierra de Alto Rey, muy integrada en el paisaje con la típica arquitectura negra de esta zona y el río Pelagallinas a sus pies. De esta localidad salen varios senderos balizados que permiten realizar excursiones.

La más popular es la que da vista a la Cueva del Oso, situada unos 5 kilómetros

al oeste del pueblo. Nuestra ruta también se dirige a este lugar, realizando por el camino varias paradas para observar los rasgos geológicos y el paisaje. Desde el aparcamiento seguimos las señales hacia la senda de la Cueva del Oso y las marcas de GR (blancas y rojas).

La ruta sigue un antiguo camino de herradura en buen estado que comienza subiendo para alcanzar una pista que discurre a media ladera por la margen izquierda del río Pelagallinas. Al principio iremos junto a muros de piedra de



Figura 7-60. Paisaje con afloramientos de pizarras por los que discurre la senda hacia la Cueva del Oso.

parcelas, hechos con las pizarras y cuarcitas de la zona, y luego abandonaremos las construcciones para entrar ya en el paisaje pizarroso (fig. 7-60).

La senda va elevada sobre el cauce del río, que discurre encajado en las pizarras oscuras trazando numerosos meandros. Precisamente la senda también discurre entre pizarras (pág. 60), en las cuales son frecuentes los diques de cuarzo blanco, aunque generalmente de poca continuidad. Lo curioso es que las propias casas del pueblo reproducen esa alternancia de pizarras y cuarzo en sus muros.

Unos diez minutos después de iniciar la marcha llegaremos a un desvío donde se señala la opción de ir hacia el Puente del Batán o hacia la Cueva del Oso. Nos dirigiremos en esta última dirección, si bien puede merecer la pena bajar hasta el puente para ver el cauce del río Pelagallinas, flanqueado por alisos y encajado en las pizarras.



Figura 7-61. Baliza direccional en la ruta.
Fotografía: Alfanhui.

CÓMO LLEGAR / PARADA 1-A

Según avanzamos en dirección a la cueva, el bosque de robles desaparece y la vista panorámica se abre. Además, las rocas cambian y pasamos de las pizarras a cuarcitas, que muestran en ocasiones evidentes pliegues que deforman las capas (Fig.7-62), como el que podemos observar junto al camino.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41,178358, -3,019963;
- **UTM**
498325, 4558557;
- **Google Maps**
41°10'42.14"N, 3°1'11.93"W.

PARADA 1-A: Pliegue en las cuarcitas

En la ladera de enfrente vemos la vertiente Norte de la Sierra de Alto Rey, formada en cuarcitas (pág. 66) de colores claros dispuestas en estratos de gran espesor que originan grandes escarpes (Fig. 7-63).

Estas capas de cuarcita están plegadas, y los pliegues han sido cortados por el río Pelagallinas de tal forma que los ejes de los pliegues anticlinales dan lugar a lomas con cuarcitas en perfil escalonado, y los pliegues sinclinales corresponden a vaguadas que vierten lateralmente al río. Así, los pliegues anticlinales generan laderas convexas mientras que los sinclinales las originan cóncavas, permitiendo que se acumulen

los fragmentos de cuarcita desprendidos de los escarpes para dar lugar a pedreras muy alargadas pendiente abajo.

Por el contrario, la vertiente por la que nosotros caminamos, formada por pizarras oscuras con niveles minoritarios de cuarcitas, tiene un perfil más suave y sin grandes escarpes, aunque también se forman resaltes cuando aparecen estas últimas. En definitiva, a lo largo de este recorrido podemos observar dos vertientes con rocas distintas y perfil diferente, separadas por el cauce encajado del río Pelagallinas (Fig. 7-62). Por el camino, si ponemos atención, podremos ver abundantes pliegues de pequeña escala en las cuarcitas (Fig. 7-62). En ocasiones parecen retorcidas e incluso volcadas, mostrando un intenso



Figura 7-62. Pliegue en las cuarcitas, donde es posible identificar incluso la charnela del mismo, y vista panorámica del resto del camino, que discurre por la margen izquierda del río Pelagallinas (ladera de la derecha en la foto).

plegamiento. Este tipo de deformación de las rocas solo puede producirse a varios kilómetros de profundidad, en el interior terrestre. Allí, las rocas son sometidas a altas presiones y temperaturas, lo que les permite comportarse de manera dúctil ante los esfuerzos tectónicos.

El resultado son los pliegues que vemos a diferentes escalas. La senda discurre con pequeñas subidas y bajadas pero sin salvar mucho desnivel, atravesando las pizarras que aparecen intermitentemente interrumpidas por niveles de cuarcitas con abundantes diques de cuarzo (Fig. 7-67). En el otro lado del valle vemos algunas pedreras alineadas a lo largo de las vaquadas formadas en los núcleos de los sinclinales.



Figura 7-63. Las capas de cuarcita dan lugar a crestones y escarpes a lo largo de toda la vertiente septentrional de la Sierra de Alto Rey. Estas crestas y rellanos que se adaptan a la estructura de las capas plegadas se conocen como “relieve apalachiano”, por su similitud con el existente en la Cordillera de los Apalaches norteamericana (pág. 96).

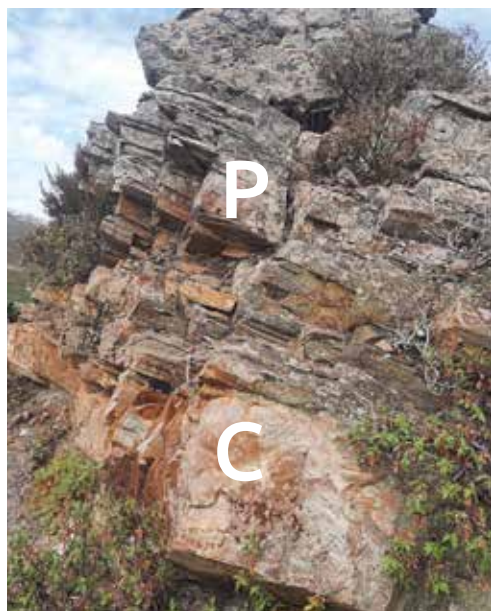


Figura 7-64. Afloramiento en el que se aprecia la alternancia de pizarras (P) y cuarcitas (C), las rocas que forman todas estas laderas.



Figura 7-65. Pliegues de escala métrica en las cuarcitas.



Figura 7-66. Plancha de cuarcitas que origina un mirador natural colgado sobre el río Pelagallinas, justo en su tramo más encajado.

CÓMO LLEGAR / PARADA 1-B

A unos 40 minutos de haber iniciado la ruta la senda alcanza una plancha de cuarcitas que da lugar a un mirador natural (Fig.7-66).

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°11'02.2"N, 3°02'12.0"W;
- **UTM** 496923, 4559176.
- **Google Maps** 41.183938, -3.036677.

PARADA 1-B:

Vetas de cuarzo

Este mirador (Fig. 7-66) se sitúa en una de las bandas de cuarcitas que veíamos en la ladera de enfrente pero que "sobrepasa" el río y alcanza esta posición, en el extremo más septentrional del cierre periclinal (el extremo del anticlinal). En este lugar, la rotura de las cuarcitas origina un corte que no está cubierto por líquenes y permite ver cómo los diques o filones de cuarzo cortan las estructuras (laminación y estratificación) existentes en las cuarcitas, reflejando que los diques son posteriores a la formación de las cuarcitas (Fig. 7-67). Así, en este corte estamos viendo una sucesión de procesos que seguiría el siguiente orden:

1. En el fondo de una plataforma marina de mediados del Ordovícico se acumularon lodos y arenas alternando en

función de las variaciones del nivel del mar.

2. Durante la orogenia Varisca los sedimentos acumulados se plegaron y metamorizaron, dando lugar a pizarras y cuarcitas.
3. En las etapas finales de la orogenia Varisca, el conjunto de pizarras y cuarcitas se vio afectado por esfuerzos tectónicos que generaron pequeñas fracturas por las que circularon fluidos ricos en silice, precipitando y dando lugar a las vetas de cuarzo. Información más detallada de este proceso se describe en los episodios 1 y 2 de historia geológica (págs. 41-47).

Continuamos caminando y ya vemos de manera oblicua la cueva del Oso, en el núcleo de un evidente anticlinal formado en las cuarcitas (Fig. 7-68).

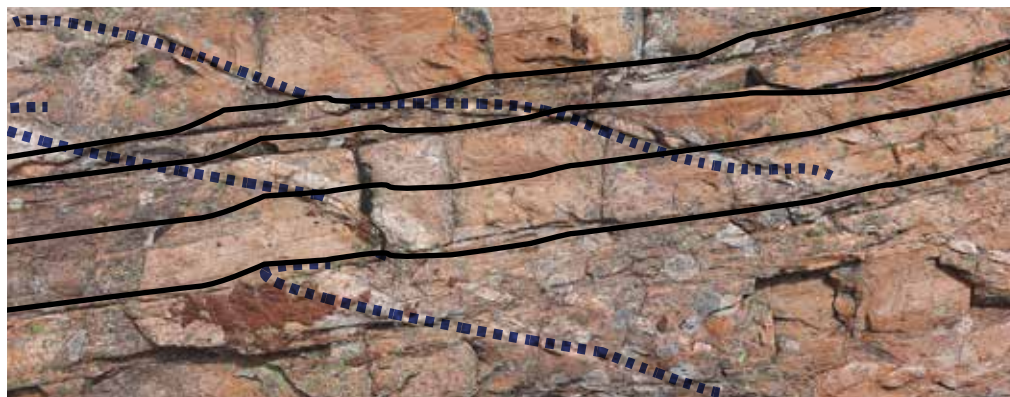


Figura 7-67. Diques de cuarzo (en azul) y estratificación de las cuarcitas (negro).

CÓMO LLEGAR / PARADA 1-C

A 1,5 horas aproximadamente desde el inicio de la ruta, la senda alcanza un rellano justo enfrente de la Cueva del Oso. Una baliza señala este lugar, que es un mirador natural evidente. Recomendamos bajar unos metros hacia el río para dejar detrás de nosotros el escarpe de cuarcitas sobre el que íbamos caminando, para tener una visión mejor.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°11'06.5"N,
3°02'54.8"W;
- **UTM** 495928, 4559310.
- **Google Maps**
41.185133, -3.048554



Figura 7-68. Capas de cuarcitas plegadas a diferentes escalas superpuestas.

PARADA 1-C: Cueva del Oso

Como se anticipó anteriormente y podemos ver en la ladera de enfrente, la Cueva del Oso no es una verdadera cavidad kárstica, sino un hueco formado en la base de

un banco de cuarcita por la erosión y caída de fragmentos del techo (Fig. 7-69). Las numerosas fracturas verticales concentradas justo por encima de la cavidad, y el color rojizo de su relleno, indican que se trata de una banda subvertical de fracturación con mineralización de óxidos de



Figura 7-69. La Cueva del Oso, formada en la base de un grueso paquete de cuarcitas. Se aprecia que la capa de cuarcitas está más afectada por fracturación vertical justo encima de la cueva.

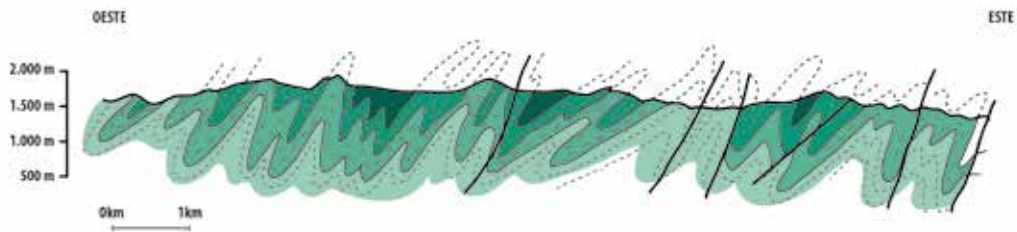


Figura 7-70. Disposición aproximada de las capas de cuarcita en la ladera de enfrente, condicionando totalmente la topografía.

hierro. Durante el plegamiento es frecuente que estas grandes capas de cuarcita se rompan por la charnela, que es la zona de un pliegue que sufre mayor deformación. Ahí es donde los fluidos hidrotermales encuentran más facilidad para circular, y donde los minerales encuentran espacio para cristalizar. A lo largo del camino se pueden ver otras zonas con fracturas (fallas y diaclasas) mineralizadas con óxidos e hidróxidos de hierro.

El nivel de cuarcitas sobre el que estamos y que hace de mirador natural está intensamente plegado (Fig. 7-69). Si nos fijamos,

veremos que hay una superposición fractal de los pliegues: los más grandes (cientos de metros) contienen pliegues medianos (decenas de metros) y estos a su vez contienen pliegues menores (decimétricos a métricos). En la capa de cuarcita que tenemos detrás podemos ver pliegues medianos y menores (Fig.7-69 y 7-70), todos ellos formando parte de uno de los pliegues mucho mayores que podemos ver enfrente.

Como se observa a lo largo del recorrido, la estructura geológica condiciona totalmente la disposición y forma de las

laderas, de manera que la alternancia de anticlinales y sinclinales genera las crestas y valles. Podríamos casi considerar la ladera de enfrente como el reflejo en el relieve de la disposición de las capas de cuarcita, que están plegadas tanto a gran escala como a pequeña escala. (Fig.

7-70). Aunque el GR sigue hacia el oeste en dirección a Albendiego (desde aquí veremos unas balizas que marcan la dirección), nosotros retrocedemos siguiendo nuestros pasos para volver a Prádena de Atienza y así poder seguir recorriendo la geo-ruta.

PARADA 2: Majadas del Bornova

CÓMO LLEGAR / PARADA 2

Desde Prádena de Atienza volvemos por la carretera y, a unos 300 m de la localidad, sale a la izquierda una pista asfaltada que se dirige hacia Cañamares. En unos 5 kilómetros se llega a un puente sobre el río Bornova. Nada más cruzar el puente la zona se ensancha y se puede aparcar en los laterales de la carretera. El panel de inicio del GR 167 marca el lugar (Fig.7-71).

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°11'00.6"N,
2°58'54.4"W;
- **UTM** 501527, 4559128.
- **Google Maps**
41.183503, -2.981782.



Figura 7-71. Majadas del Bornova, desde donde se inicia el sendero hacia la parada 2.

CÓMO LLEGAR / PARADA 2-A

Desde el aparcamiento de las Majadas del Bornova debemos seguir las marcas del GR, que al principio van cerca del río pero luego remontan la ladera hasta dar vista al valle, en unos 15 minutos desde el aparcamiento.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°10'36.2"N, 2°58'59.0"W;
- **UTM**
501422, 4558373.
- **Google Maps**
41.176708, -2.983046).

PARADA 2-A: Planos en las pizarras

Según vayamos ascendiendo iremos teniendo mejor vista del valle y podremos ver cómo el río discurre encajado en las pizarras con un marcado trazado

meandriforme. En algunos tramos, el camino va excavado en la roca aprovechando las discontinuidades de las pizarras para trazar su recorrido, en especial la esquistosidad. Según la orientación de la ladera formará crestas y "planchas" a favor de las pizarras (Fig.4-3 en pág.61 y Fig.7-72).



Figura 7-72. Sendero GR 167.1 que sigue el curso del Bornova hasta la parada 2.



Figura 7-73. Vista de las laderas y de los dos conjuntos de planos de discontinuidades de las pizarras que condicionan el relieve en la zona.

CÓMO LLEGAR / PARADA 2-B

Seguimos por el GR otros 15 minutos hasta llegar a lo alto de un promontorio rocoso con buena vista del valle.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°10'42.6"N, 2°59'2,7"W;
- **UTM** 501333, 4558666.
- **Google Maps** 41.179341, -2.984107.

PARADA 2-B: Vista del valle del Bornova

Desde lo alto de la loma se aprecia cómo la relación entre la estratificación y la esquistosidad de las pizarras condiciona el relieve e incluso el trazado de la senda, que a veces discurre incluso encajado en la roca. En este caso no son dos direcciones perpendiculares como las de la figura 7-72, sino que ambas están inclinadas hacia el mismo lado (hacia el este), aunque la esquistosidad tiene más pendiente que

la estratificación (Fig.7-73). Sea como sea, estos dos planos son aprovechados por la erosión para progresar. Así, el río traza un curso meandriforme adaptándose precisamente a la estructura de las rocas. Origina relieves muy irregulares, pero sin grandes escarpes. Son paisajes alomados muy intrincados y relativamente similares entre sí, muy característicos de la Sierra Norte, pero también de otras regiones peninsulares como algunas zonas de las provincias de Ciudad Real o Zamora, donde también se encuentran rocas similares.

CÓMO LLEGAR / PARADA 3

Seguimos por la carretera unos 500 metros hasta llegar a una curva muy marcada hacia la derecha. No hay mucho espacio, pero es posible aparcar algún vehículo en el lateral de la carretera (Fig. 7-74).

COORDENADAS

- Geográficas
ETRS89; 41°11'03.3"N, 2°58'46.9"W;
- UTM 501702, 4559210.
- Google Maps 41.184246, -2.979704.

PARADA 3:

Boudinage y diques de cuarzo

En el talud de la carretera se pueden apreciar interesantes diques de cuarzo intercalados entre las pizarras (Fig. 7-75). A diferencia de lo que hemos visto en la parada anterior, donde casi todos los diques eran muy rectos, aquí están muy plegados. También se observa una estructura con estrechamientos del dique parecida a las ristras de morcillas, formada por el estiramiento de los diques de cuarzo, y que se conoce técnicamente por el término francés de "boudinage". Su presencia indica que el conjunto de la roca estuvo afectado por distensión (estiramiento) (Fig. 7-75 abajo).

Cuando la roca está formada por diferentes materiales (cuarzo y pizarras en este caso) que tienen diferente comportamiento dúctil al ser unas más plásticas que otras, puede ocurrir que, al estirarlas, unas capas se adelgacen y otras se rompan. En este caso, el resultado es que los diques de cuarzo se rompen y las pizarras se deforman de forma plástica, formándose así los *boudins*. Por lo tanto, estas estructuras son indicadoras del estiramiento y diferente ductilidad de las capas. Estos mismos procesos provocaron también vistosos pliegues que afectan de manera muy llamativa a los diques de cuarzo.



Figura 7-74. Vista del talud de la carretera descrito en la parada 3.



Figura 7-75. Detalles de los diques de cuarzo. Arriba: pliegues. Abajo: *boudinage*.



PARADA 4: Microrreserva de los Cerros Volcánicos de La Miñosa



Figura 7-76. Aspecto de los afloramientos de andesitas de la Microrreserva en la parada 4.

CÓMO LLEGAR / PARADA 4-A

Seguimos por la carretera otros 3 kilómetros hasta que encontramos un panel que nos indica que entramos en la Microrreserva de los Cerros Volcánicos de La Miñosa. Avanzamos un centenar de metros hasta llegar a un apartadero en el lado derecho de la carretera.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°11'58.7"N, 2°57'0.0"W;
- **UTM** 504190, 4560923.
- **Google Maps**
41,199662, -2,950026.

PARADA 4-A: Las rocas volcánicas

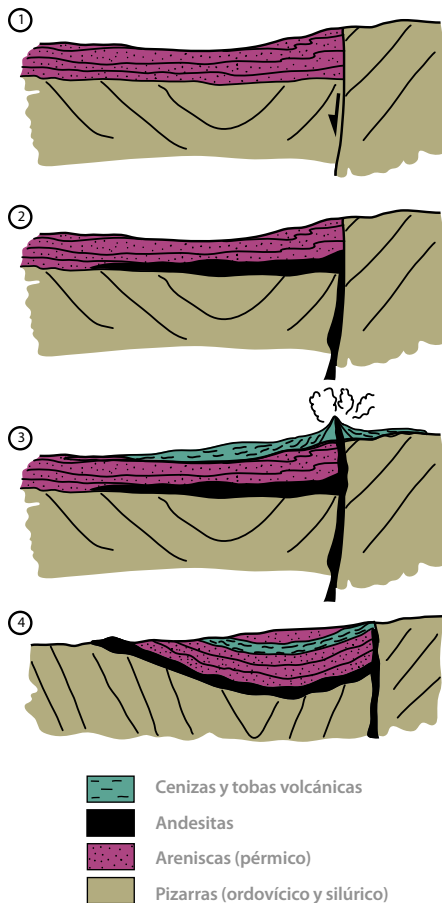
Como se puede apreciar, las rocas que aparecen en esta zona son totalmente diferentes a las vistas hasta ahora, y también lo es el paisaje que originan. Se trata de unas rocas volcánicas que aparecen en unos 15 afloramientos situados en los alrededores de Atienza, Cañamares, Tordelloso, Miedes de Atienza y La Miñosa. Se caracterizan por sus colores grisáceos y verdosos y por dar lugar a relieves alomados poco cubiertos por la vegetación. Estas rocas volcánicas se llaman andesitas y han sido explotadas en canteras y siguen siéndolo



Figura 7-77. Detalle de las andesitas.

Figura 7-78. Evolución geológica de las erupciones volcánicas del Pérmico en los alrededores de La Miñosa.

1. Hace alrededor de 290 millones de años, las areniscas del Pérmico se acumularon sobre las pizarras del Ordovícico y Silúrico en una cuenca generada por una falla.
2. Aprovechando esa misma falla, el magma ascendió y se extendió en el contacto entre las pizarras y las areniscas, formándose las andesitas (banda negra).
3. Una segunda inyección magmática alcanzó la superficie e hizo erupción, acumulando cenizas y tobas volcánicas sobre los sedimentos pérmicos.
4. La erosión borró gran parte de los sedimentos volcánicos y los enterró bajo más areniscas. Posteriormente, la zona estuvo afectada por la tectónica (plegamiento) y la erosión dejó al descubierto las capas de rocas volcánicas.



en la actualidad ya que, por su dureza y homogeneidad (isotropía), son buenas como balasto, áridos y gravillas, y para la producción de cemento. Así, son mayoritariamente usadas para que las vías férreas tengan una mayor estabilidad y se asienten mejor ante el paso de trenes. De hecho, las canteras de esta zona han llegado a ser las de mayor producción de balasto de toda España. Estas andesitas también se usan en la fabricación de pavimento de carreteras y para los arcenes, que presentan un tono verdoso por la zona, delatando el uso de las andesitas.

Si nos acercamos a observar con detalle alguna muestra, veremos que está formada por minerales de hasta unos 3 mm de tamaño (Fig. 7-77). El mineral más abundante es la plagioclasa, un tipo de feldespato de color blanco que supone casi el 50% de los minerales de la roca. También destacan por su color negro la biotita (15%) y los anfíboles (30%). Se distinguen porque la biotita tiene hábito laminar y hexagonal en sección basal,

mientras que los anfíboles tienen el hábito alargado y rómbico en sección basal. Para entender el origen de estas rocas, debemos remontarnos a comienzos del Pérmico (págs. 47 y 84). A favor de estas profundas fallas ascendieron magmas que provocaron erupciones volcánicas. En concreto, en esta zona confluyen las fallas de Somolinos (de dirección NO-SE) y la del río Bornova (NNE-SSO), que permitieron el ascenso de los magmas. De hecho, el afloramiento de mayor espesor se sitúa justo en la confluencia de ambas fallas, en La Miñosa. El ascenso del magma se produjo en dos pulsos. En el primero, el magma ascendió rápidamente

hacia la superficie atravesando las pizarras (Fig. 7-78-2). Al alcanzar las areniscas del Pérmico situadas por encima de las pizarras, en vez de seguir hacia la superficie, el magma avanzó justo por el plano que marca el cambio de materiales, generando un cuerpo ígneo laminar de andesitas a favor de la estratificación conocido genéricamente como "sill", de un espesor máximo de 150 metros (Fig. 7-78-2). El segundo pulso volcánico tuvo lugar poco

después, aunque separado por un periodo de sedimentación intermedio. En este caso, el magma sí alcanzó la superficie y generó una acumulación importante de cenizas. Si bien las andesitas son fáciles de reconocer en el paisaje y sobre el terreno, las cenizas volcánicas no son tan evidentes y pueden pasar desapercibidas. En cualquier caso, el conjunto del cuerpo ígneo (andesitas + cenizas) se extiende a lo largo de más de 15 km.



Figura 7-79. Las rocas volcánicas, al ser muy resistentes a la erosión, dan lugar a cerros con formas redondeadas muy características y peculiares.

CÓMO LLEGAR / PARADA 4-B

Para ver mejor los afloramientos, recomendamos ir al mirador interpretativo de la Microrreserva que se encuentra a 1 km de Cañamares, en el pk 57,100 de la carretera CM-110, al oeste de la localidad. Está indicado en la carretera y cuenta con un aparcamiento.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°12'41.4"N 2°57'27.3"W;
- **UTM** 503557; 4562236.
- **Google Maps**
Microrreserva de los Cerros Volcánicos de La Miñosa.

PARADA 4-B: Endemismos en los paisajes volcánicos

Estos afloramientos tienen una importante singularidad florística: sobre estas rocas

vive un endemismo del centro peninsular localizado exclusivamente en el Valle de Lozoya (Madrid) y en esta Microrreserva, donde vive el 80% de la población mundial de la especie. Se llama geranio de El Pualar (*Erodium paularense*) y es una pequeña

planta de porte rastrero de la familia de los geranios. Sus hojas son parecidas a las del perejil y las flores son de unos 3 cm con color entre rosado y blanquecino. El geranio del Paular está catalogado como en peligro de extinción por el Atlas y Libro Rojo de la Flora Vascular Amenazada de España. La Microrreserva de los Cerros Volcánicos de La Miñosa fue declarada precisamente para garantizar su preservación.



Geranio del Paular (*Erodium paularense*). Fotografía: Juan Sanz.

PARADA 5: Más que un barranco



Figura 7-80. Barranco del río Bornova aguas arriba del Molino del Callejón.

CÓMO LLEGAR / PARADA 5-A

Desde la parada anterior seguimos por la CM-110 en dirección a Somolinos. A unos 6 kilómetros de Cañamares sale el desvío a Condemios de Arriba. Seguimos por la GU-213 y, tras pasar el desvío a Albendiego y nada más cruzar el pk 2 y el río Bornova por un puente, nos desviamos a la izquierda por una pista estrecha para entrar en un área recreativa (llamada del Manadero o río Bornova). Se reconoce por las señales de GR (blanca y roja) y por la existencia de un monolito de piedra (Fig.7-81). Aparcamos aquí y nos dirigimos, ya a pie, al Molino de La Requijada o del Callejón, situado medio kilómetro más adelante, siguiendo el curso del río y las marcas blancas y rojas del GR 167. Al llegar al Molino lo rebasamos por la estrecha senda que hay entre los edificios y el río. Un centenar de metros más adelante cruzamos el río por una pasarela y llegamos a una explanada rodeada de los escarpes del cañón, siguiendo siempre las marcas del GR 167.

COORDENADAS

- **Geográficas**

ETRS89; 41°13'15.7"N, 3°02'42.9"W;

- **UTM**

496206, 4563294.

- **Google Maps**

41.221022, -3.045262.

PARADA 5-A:

Barranco de La Requijada - Molino del Callejón

Se trata de un cañón labrado en las mismas pizarras que vimos en Prádena de Atienza (Parada 2). De hecho, forman parte de la misma unidad geológica, que aparece a ambos lados del cordal de La Peñota. Para continuar proponemos dos opciones, una caminando desde este punto (Parada 5-B) y otra en vehículo (Parada 5-C).



Figura 7-81. Monolito en el cruce hacia el Molino.

CÓMO LLEGAR / PARADA 5-B

Deberemos remontar el cañón aproximadamente 45 minutos siguiendo las marcas del GR 167 para contemplar la vista desde arriba.

COORDENADAS

- **Geográficas** ETRS89; 41°12'24.0"N, 3°02'54.5"W;

- **UTM** 495937, 4561701.

- **Google Maps** 41.206676, -3.048459

PARADA 5-B:

Vista panorámica de la superficie de erosión recorriendo a pie el GR 167

Además del valle fluvial encajado, hay otro aspecto geológico que destaca aquí, aunque sea más difícil de observar.

Si prestamos atención, veremos que, por encima del cañón, el relieve tiene una homogénea y suave pendiente inclinada hacia el Norte (hacia Albendiego), interrumpida por los barrancos y ríos encajados. Esta amplia superficie es una de las evidencias que tenemos para afirmar



Figura 7-82. Cañón del arroyo de La Requijada justo en su confluencia con el río Bornova.

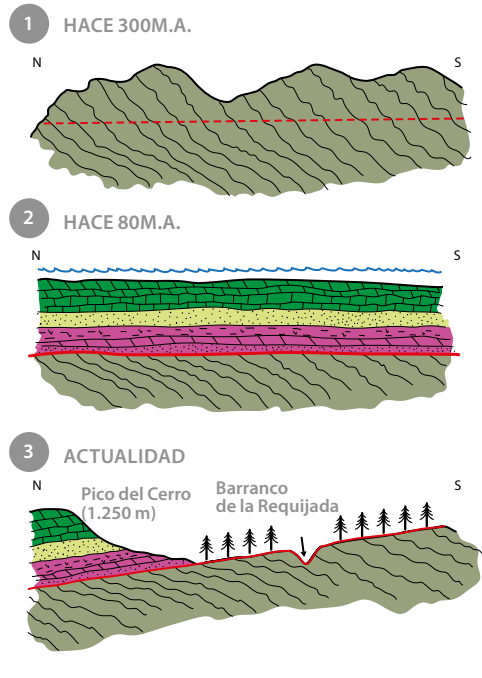
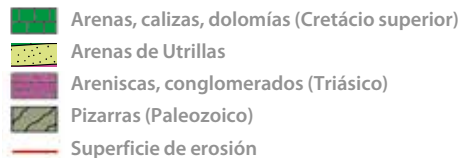


Figura 7-83 Formación de la superficie de erosión visible en esta parada.

1. Hace 270 millones de años, la Cordillera Varisca estaba ya en pleno proceso de erosión en esta zona hasta dar lugar a una superficie aplanada y casi horizontal, según la línea discontinua roja.
2. Sobre esa superficie se acumularon los sedimentos del Mesozoico, primero los del Triásico y luego los del Cretácico superior, estos últimos mayoritariamente bajo condiciones marinas.
3. La actividad tectónica inclinó las capas y la erosión fluvial resultó en el encajamiento del río con la progresiva erosión de la cubierta mesozoica hasta dar lugar al paisaje actual, dejando parte de la superficie de erosión varisca a la vista.



que la Cordillera Varisca (págs. 43 y 80) fue prácticamente arrasada por la erosión (págs. 47-48). De hecho, esta superficie corresponde precisamente al arrasamiento (erosión completa) de la cordillera antes del Triásico, y sobre ella se depositaron los sedimentos que se describen en la siguiente parada.

Las pruebas las tenemos en que esta superficie corta todas las estructuras de las

rocas metamórficas (esquistosidad, estratificación, plegamiento, etc.) y, sin embargo, es concordante con la inclinación de las capas de sedimentos fluviales rojizos del Triásico. Para poder visualizarlo debemos imaginarnos que esta superficie es lo que queda de la amplia llanura horizontal formada como resultado de la erosión de la Cordillera Varisca, y sobre la que luego se estuvieron acumulando los sedimentos posteriores (Fig. 7-83).

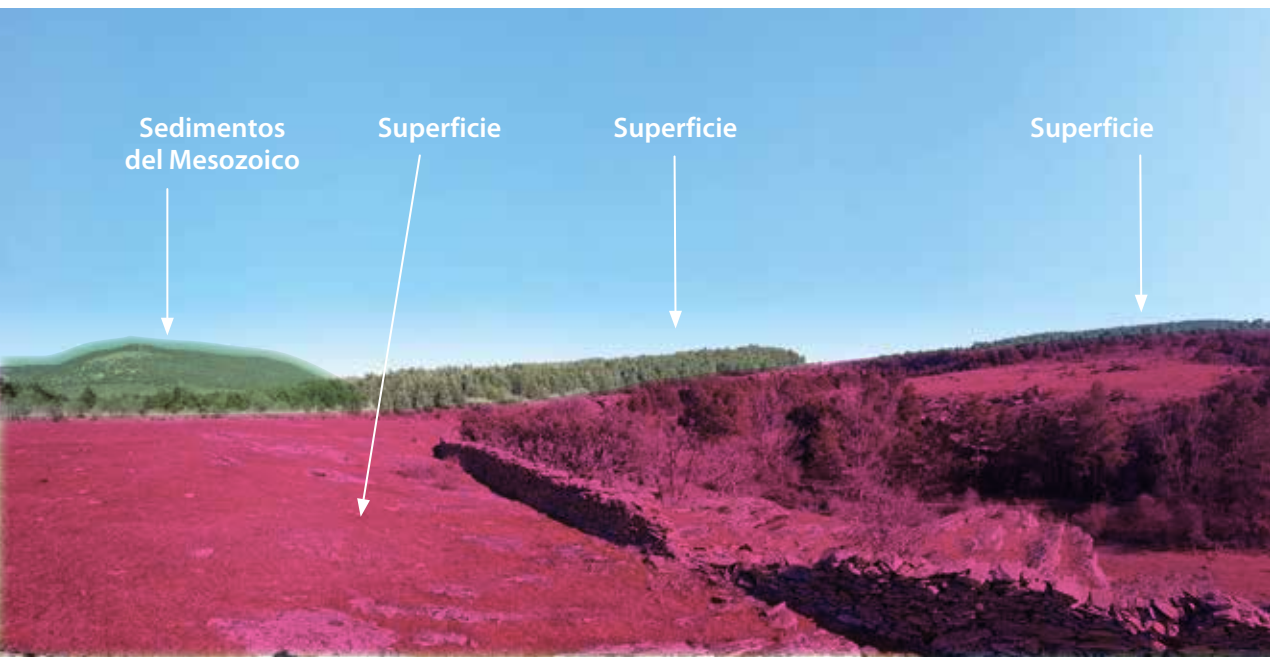


Figura 7-84. Vista de la superficie de erosión desde la parada 5-C. Formación en Fig. 7-83.

CÓMO LLEGAR / PARADA 5-C

Volvemos a la carretera y la seguimos en dirección Condemios. Entre los puntos kilométricos 6 y 7 veremos un apartadero a la izquierda (ojo, en el sentido contrario) en una explanada con una valla de alambre. Dejando el vehículo ahí, basta caminar unos 300 metros y se llega a un punto junto a un muro de piedra con vista panorámica de la superficie sobre el cañón (Fig. 7-84).

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°12'40.0"N,
3°05'35.3"W;
- **UTM**
492191; 4562195.
- **Google Maps**
41.211096, -3.093141

PARADA 5-C:

Vista panorámica de la superficie de erosión a pie de carretera

Para aquellos visitantes que no quieran caminar más desde el Molino y prefieran ver la superficie de erosión varisca desde otro lugar, recomendamos la vista panorámica desde esta parada, que permite visualizar tanto la superficie como las rocas del Mesozoico que se superponen sobre ella (Figs. 7-84 y 7-86).



Figura 7-85. Lugar de la parada 5-C.



Figura 7-86. Vista panorámica de la sucesión de rocas en las cercanías de Albendiego.

CÓMO LLEGAR / PARADA 6

Volvemos a la carretera y retrocedemos medio kilómetro para dirigirnos a Albendiego. Seguiremos las indicaciones para ir a la ermita de Santa Coloma, situada a las afueras de la población y accesible en vehículo por una pista asfaltada.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°13'28.4"N, 3°02'48.8"W;
- **UTM** 496070, 4563685.
- **Google Maps**
"Iglesia de Santa Coloma"
41.224558, -3.04688.

PARADA 6:

Ermita de Santa Coloma en Albendiego

La iglesia de Santa Coloma es una de las joyas del románico rural de Guadalajara. Fue construida en el siglo XII, ampliada en el Siglo XVI y declarada Bien de Interés Cultural en 1965 (Fig. 7-87). Se sitúa a las afueras de Albendiego, pequeña localidad emplazada en un interesante lugar geológico. De hecho, esto es algo que ya habremos podido apreciar según nos acercábamos al pueblo, ya que las rocas han ido cambiando a lo largo del recorrido.

Hasta ahora, en esta ruta hemos estado viendo rocas del Paleozoico muy afectadas por los procesos de la orogenia Varisca, como pizarras y cuarcitas. Sin embargo, ahora cambiaremos a otro contexto



Figura 7-87. Iglesia de Santa Coloma, una joya arquitectónica que muestra en sus muros las dos unidades geológicas predominantes en la zona: las areniscas del Triásico inferior, de color rojizo y resaltadas en la imagen en rosa, y las calizas del Cretácico superior, que predominan en el resto del edificio.

geológico totalmente diferente, donde predominan las rocas del Mesozoico afectadas por la orogenia Alpina, fundamentalmente calizas, arenas y dolomías, y así va a ser en toda la segunda parte de la Geo-ruta. A la entrada de Albendiego habremos visto las rocas rojizas que se formaron en el Triásico inferior (hace alrededor de 245 Ma).

En Europa, las areniscas triásicas con este aspecto se conocen como Buntsandstein, que en alemán significa 'areniscas de varios colores'. En Guadalajara son muy frecuentes, formando los típicos paisajes del entorno de Sigüenza o Molina de Aragón. Sobre ellas se sitúan las rocas del Cretácico Superior, mayoritariamente arenas, margas y calizas de color claro. Estas dos series estratigráficas son fácilmente distinguibles en el paisaje de los alrededores

de Albendiego (Fig. 7-86). Además, y como ya se vio en la parada anterior, estas rocas se apoyan sobre la superficie de erosión que afecta a las rocas del Paleozoico (Figs. 7-83 y 7-86).

La iglesia de Santa Coloma refleja en sus muros su posición a caballo entre las areniscas del Triásico y las calizas del Cretácico, pues están contruidos con rocas de ambas unidades. En general, las calizas son más ligeras y fáciles de tallar, por lo que se usaron para hacer la parte alta (campanario) y para las zonas donde era importante grabar detalles. Por su parte, las areniscas, de intenso color rojizo, se han utilizado fundamentalmente en los muros. En algunos muros incluso se han utilizado algunas pizarras que, al ser alargadas, servían para acomodar bloques. Te animamos a que las busques.

CÓMO LLEGAR / PARADA 7

Volvemos a la carretera y retrocedemos en dirección a Cañamares para, a dos kilómetros del inicio en Albendiego, llegar al cruce con la carretera CM-110 que se dirige a Somolinos. Siguiendo esta carretera y pasado Somolinos un kilómetro, se llega al Molino. Hay posibilidad de aparcar en los laterales de la carretera.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°11'00.6"N, 2°58'54.4"W;
- **UTM** 494687, 4566542.
- **Google Maps**
"Mirador de la Laguna de Somolinos", y el Molino (en cuyos alrededores se aparca) etiquetado como "Molingordo".

PARADA 7: Mirador del Molino de la Laguna de Somolinos

En esta y las siguientes paradas vamos a visitar varios enclaves singulares del Monumento Natural de Sierra de Pela y Laguna de Somolinos. Este espacio natural

protegido fue declarado en 2002 y tiene una extensión de casi 800 ha. Abarca tanto la laguna como una parte de la Sierra de Pela, incluyendo el Pico del Portillo que, con 1.539 m de altitud, es la principal cota de la zona y hace de límite con la provincia de Soria. Desde el punto de vista geológico, este Monumento Natural tiene gran



Figura 7-88. Vista de la Laguna desde el mirador del Molino.

Figura 7-89. Entorno de la laguna de Somolinos (imagen de Google Earth) y de la antigua laguna hoy inexistente. En rojo las dos barreras tobáceas.



relevancia ya que, además de la propia Laguna de Somolinos, en él se localiza un Lugar de Interés Geológico incluido en el Inventario Nacional de Lugares de Interés Geológico (la falla de Somolinos, parada 9), y otro incluido en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico de relevancia internacional (la sucesión del Cretácico superior de Somolinos, parada 8 y pág.280).

Desde el aparcamiento junto al Molino seguimos la senda que discurre junto al muro de la finca del molino y que, en escasos minutos, nos lleva hasta el borde de la Laguna, donde se sitúa un panel interpretativo. La laguna es un valioso ecosistema fluvial de origen kárstico que alberga una gran variedad de especies de flora y fauna acuática de interés. Tiene diez metros de profundidad máxima y se forma por el represamiento del agua del río Bornova o Manadero, cuya surgencia se sitúa algo más de un kilómetro hacia el Norte, como veremos en la siguiente parada. Lo que provoca que el agua se represe y se haya formado la laguna es un dique natural de tobas calcáreas de 190 metros de ancho y casi 20 de altura. De hecho, esta parada está justo encima de él, pero la vegetación de ribera no permite apreciarlo con facilidad.

Para entender cómo y por qué se formó el dique de tobas es necesario comprender cómo se produce la circulación de agua subterránea en esta zona. El agua de lluvia se infiltra a través de las rocas carbonáticas (calizas y dolomías) que forman los relieves cercanos. A su paso a través de la roca, el agua va disolviendo los minerales (calcita y dolomita), enriqueciéndose en carbonato disuelto. Las aguas sobrantes de la

laguna salen por el rebosadero frontal y se precipitan en cascada. En su caída, el agua se desgasifica y pierde CO₂, lo cual induce que vaya precipitando carbonato cálcico sobre la superficie de rocas y vegetación. Se forma así la toba calcárea que, a modo de barrera o represa, hace que el dique crezca de forma natural hacia delante y hacia arriba, a medida que la laguna se colmata del sedimento procedente de las torrenteras y arroyos cercanos.

La formación de la represa de toba calcárea es un proceso natural retroalimentado en el que, a partir de un pequeño salto o desnivel original, se van formando las tobas que hacen la represa cada vez mayor. El proceso es similar a lo que ocurre en otros lugares de Guadalajara, como el Aguaspeña de Checa y la Laguna de Taravilla en el Alto Tajo y la cascada de Cívica junto al río Tajuña.

Para entender la formación de la laguna y su morfología alargada, es útil conocer su peculiar posición a lo largo de un pequeño valle entre dos muelas calcáreas. Aguas abajo de la Laguna de Somolinos se sitúa otra represa tobácea que actuó de igual forma en las aguas del río, creando un sistema de dos lagunas escalonadas (Fig. 7-89).

Esta laguna, que debió de ser el doble de grande que la actual, hoy en día está seca, pero el topónimo de "la lagunilla" indica el porqué de esa superficie plana donde se instalan varios cultivos y que aguas abajo tiene un escalón. Es más: aguas arriba de la laguna hay otra barrera tobácea, de manera que son tres represas escalonadas las que forman el conjunto.

CÓMO LLEGAR / PARADA 8

Seguimos por la carretera CM-110 en dirección a Campisábalos y 1,5 km más adelante se llega a los apartaderos a ambos lados de la carretera. En el lugar hay un cartel que indica la dirección hacia el manadero y el Alto del Portillo. Desde el aparcamiento sale un camino que en 1 km lleva hasta el manadero, donde hay una pequeña área recreativa. Antes, pasaremos junto a la fuente de Las Canalejas.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°15'20.6"N,
3°04'01.0"W;
- **UTM** 494392, 4567146.
- **Google Maps**
41.255711, -3.066940
El manadero en sí aparece
en Google Maps con la etiqueta
"El manadero Somolinos".

PARADA 8: Manadero del Bornova

Como ya se mencionó en la parada anterior y hemos podido apreciar por el camino hasta la surgencia, las rocas que aparecen en toda la zona son calizas, margas y dolomías, todas ellas de composición carbonática. Este tipo de rocas, bajo ciertas condiciones, pueden ser disueltas en un proceso llamado karstificación, mediante el cual se forman, por ejemplo, simas

y cuevas. Sin embargo, y a diferencia de otros macizos kársticos del Parque Natural, como el de Tamajón, en esta zona solo hay una decena de cavidades de escaso desarrollo, no superando ninguna los 30 m. Esto es debido a que la incisión fluvial ha permitido el desmantelamiento de las redes de conductos subterráneos, dejándolos al descubierto. Por el contrario, si son abundantes los manantiales. La karstificación también permite la infiltración del agua y su organización en conductos que,



Figura 7-90. Surgencia del río Bornova, también llamado del Manadero.

cuando afloran en la superficie, originan surgencias (también llamadas manantiales o manaderos). Así, durante el proceso de infiltración del agua de lluvia en el subsuelo, va disolviendo la roca hasta alcanzar algún nivel que sea más impermeable, por ejemplo formado por arcillas, lo que impide la infiltración del agua y le obliga a que salga a la superficie en forma de surgencias.

Los valores relativamente altos de precipitaciones en la zona tienen como consecuencia la infiltración de caudales considerables de agua en subsuelo, saliendo al exterior en fuentes kársticas. La más importante es la que alimenta al río del Manadero, origen del río Bornova, dando lugar aguas abajo a la laguna de Somolinos, que visitamos en la parada anterior.

Por otro lado, esta zona tiene gran relevancia geológica por otro aspecto. Las rocas y fósiles contenidos en la serie sedimentaria reflejan la evolución del mar



Figura 7-91. Escarpes de la serie del Cretácico Superior en los alrededores de la Laguna de Somolinos.



Figura 7-92. Calizas nodulosas correspondientes a ambientes palustres que indican una progresiva profundización de la cuenca marina.

durante el Cretácico superior. En aquella época, el mar inundaba buena parte de lo que hoy es la mitad oriental de la Península Ibérica, situándose la línea de costa cerca de lo que hoy es Somolinos (Fig. 3-14 pág. 50). El contenido paleontológico y los tipos de rocas reflejan ese proceso de variación del nivel del mar con tal precisión, que es utilizado como referencia a

escala global. Por ello, esta zona es uno de los lugares de interés geológico españoles de relevancia internacional identificados y seleccionados por el Instituto Geológico y Minero de España, en el desarrollo del proyecto Global Geosites. En el capítulo 9 se describe con más detalle la singularidad de este afloramiento (pág. 280).

CÓMO LLEGAR / PARADA 9

Desde la parada anterior tenemos dos opciones. Una de ellas, la más larga e íntegramente a pie, consiste en tomar la senda balizada de la Laguna de Somolinos y Sierra de Pela y subir hacia El Portillo (1.540 m) en la Sierra de Pela. Se trata de un sendero circular que recorre todo el Monumento Natural y nos llevará de nuevo a este lugar. Son 12 km y unos 300 m de desnivel acumulado, y es una preciosa excursión en sí misma de unas 4 horas de duración.

La otra opción es ir en coche, pasando antes por la parada 10 (ver descripción en esa parada). Para ello volvemos en coche a Somolinos, cruzamos el pueblo hacia el sur (dirección a Atienza) y paramos en la cantera

que hay nada más pasar el pueblo, en las proximidades del p.k. 67,7. En ese lugar se sitúa la parada 10 de la cantera de arenas. Es decir, si elegimos esta opción de ir en vehículo veremos primero la parada 10 (cantera) y luego la 9 (falla).

Desde la cantera sale una pista que se adentra en el barranco del Tejo. El primer kilómetro puede hacerse en vehículo hasta alcanzar una barrera con un apartadero para un par de coches. Desde ahí, la senda sigue recta y se separa de la pista en una curva marcada hacia la derecha. La senda se adentra en el vallecillo con varios sube y baja hasta llegar a un lugar muy característico: el barranco del Tejo donde veremos cómo las capas de caliza se inclinan de manera evidente hasta ponerse en posición vertical, indicando la ubicación de la falla.

COORDENADAS

• Geográficas

ETRS89; 41°15'57.7"N 3°02'55.4"W;

• UTM

495918, 4568289;

• Google Maps

41.266020, -3.048729.

Se recomienda ganar un poco de altura en la ladera para tener mejor vista.

PARADA 9: Falla de Somolinos

La falla de Somolinos es una importante fractura que ha estado activa, aunque intermitentemente, durante un largo periodo de tiempo. Además, es muy relevante

porque marca el límite entre dos grandes unidades geológicas: al oeste de ella se sitúa el Sistema Central y, al este, la Cordillera Ibérica. En realidad, no se trata de una simple fractura, sino que son varias fallas que afectan a una banda que puede tener casi 1 km de anchura, lo que es reflejo de



Figura 7-93. Panorámica de la falla de Somolinos en el barranco del Tejo.

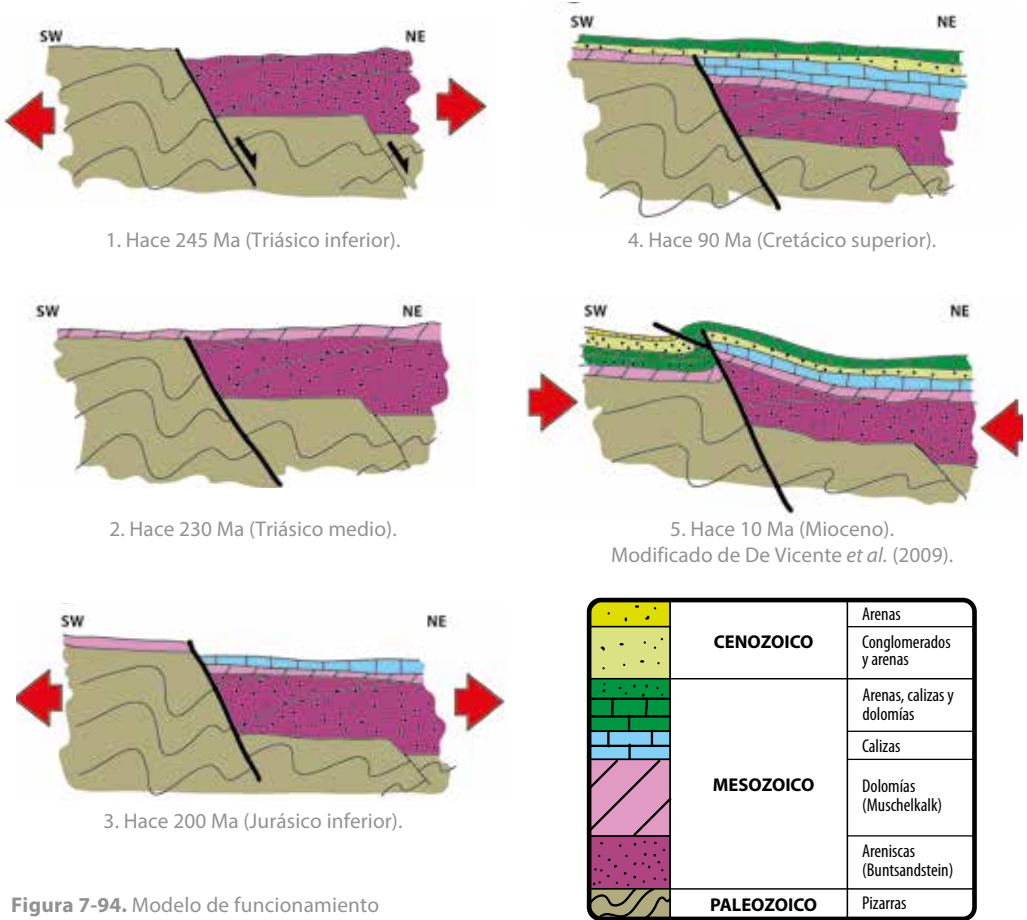


Figura 7-94. Modelo de funcionamiento de la falla de Somolinos. Explicación en el texto. Modificado de De Vicente *et al.* (2009).

Leyenda.

su importancia y magnitud. También lo es que en algunos lugares la falla muestra un desplazamiento de 600 metros en la vertical, llegando a poner en contacto las rocas del Pérmico con las del Cretácico.

En el Triásico inferior, la falla de Somolinos actuó como una fractura normal, dando lugar a una cuenca en la que se acumularon importantes cantidades de sedimentos, en este caso areniscas del Buntsandstein (págs. 48 y 68). Tanto es así que, a un lado de la falla, estos sedimentos tienen tan solo unas pocas decenas de metros de espesor y, al otro, más de 400 m de acumulación. Una vez que la falla cesó su actividad, la zona quedó cubierta por nuevos depósitos (Fig. 7-94-2). Sin embargo, en el Jurásico, la falla entró en funcionamiento de nuevo, generando una cuenca que quedó cubierta por los sedimentos marinos de la transgresión jurásica. Por eso las rocas calizas jurásicas solo aparecen al este de la falla (Fig. 7-94-3).

En el Cretácico, la invasión marina sería de mayor entidad, cubriendo toda la zona y acumulando importantes espesores de calizas y dolomías sobre la serie anterior (Fig. 7-94-4). En la Orogenia Alpina, la falla de Somolinos sufrió una reactivación, pero en esta ocasión con un movimiento diferente al que había tenido en las fases anteriores. Hasta ese momento, siempre se había comportado como una falla normal, típica de zonas donde se produce distensión, generando una cuenca donde se acumulaban sedimentos. En esta ocasión, los esfuerzos alpinos provocaron compresión en lugar de distensión, de manera que la de Somolinos se convirtió en una falla inversa, causando que las rocas se plieguen e incluso cabalguen sobre otras más modernas (Fig. 7-93 y 7-95).

En el barranco del Tejo podemos ver los efectos de la falla en las calizas del Cretácico, que aparecen plegadas por efecto del movimiento de la falla inversa.



Figura 7-95. Calizas del Cretácico deformadas y puestas casi en posición vertical (izquierda y centro) en la falla de Somolinos por el empuje de las del Jurásico (derecha).

CÓMO LLEGAR / PARADA 10

Si hemos optado desde la parada 8 por recorrer la senda circular balizada del Alto del Portillo, tras caminar una media hora desde la parada 9 (falla de Somolinos), encontramos la baliza que señala la parada 10. Si elegimos desplazarnos en vehículo a las paradas 9 y 10, tras cruzar Somolinos en dirección Atienza, nos desviaremos por la pista que parte a la izquierda de la carretera en el pk 67,7 junto a unas naves abandonadas. Seguimos la pista en buen estado remontando el Barranco del Tejo hasta que veamos un desvío a mano izquierda. Desde ahí, caminando un par de minutos, tendremos buena vista de las canteras.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°14'43.8"N
3°03'02.3"W;
- **UTM**
495754, 4566008.
- **Google Maps**
41.245490, -3.050640.

PARADA 10: Cantera de Somolinos

En los alrededores de Somolinos son bien visibles unas arenas blancas que forman la base de las laderas de los cerros que rodean al pueblo, que también se asienta sobre ellas. Se trata de una formación geológica de arenas ricas en caolín muy

frecuentes en toda la Cordillera Ibérica y que, por lo tanto, son habituales en los paisajes de Guadalajara, Cuenca, Teruel y Soria, entre otras provincias. Se denominan "Arenas de Utrillas". Se trata de arenas predominantemente de color blanco, aunque con niveles verdosos, violáceos y ocre, poco cementadas y con niveles de gravas. Tradicionalmente han tenido



Figura 7-96. Cantera de Somolinos en las "Arenas de Utrillas".



Figura 7-97. Comparación de la cantera de Somolinos antes y después de la restauración. Izquierda: vista aérea de 2011. Derecha: vista aérea de 2020. Fotografías José Francisco Martín-Duque.

interés económico porque con cierta frecuencia incluyen niveles locales de carbón, que han sido explotados en muchas canteras y minas, y porque contienen caolinita, una arcilla que se utiliza en procesos industriales. En consecuencia, las "Arenas de Utrillas" han sido explotadas en grandes canteras en todas estas provincias.

Estas arenas son fácilmente identificables en el paisaje y constituyen un buen nivel de referencia para indicar que, por debajo de ellas, se sitúan rocas del Cretácico inferior o más antiguas, y por encima rocas del Cretácico superior. Ese límite marca un cambio en la evolución geológica de la zona: las rocas del Cretácico inferior reflejan ambientes continentales o marinos muy someros, mientras que las del superior indican una invasión marina que cubrió todo el territorio durante varias decenas de millones de años (págs. 49 y 70).

Las canteras de arenas de Somolinos son también importantes por una razón más. Durante siglos, la zona fue sometida a una intensa transformación y degradación por actividades agrarias, ganaderas y extractivas, incrementadas desde la década de 1960 por la implantación de minería mecanizada. El problema ambiental se agravó porque, al desaparecer la cubierta vegetal y crear un hueco minero, la escorrentía se intensificó generando intensos procesos erosivos que transportaban grandes cantidades de arena a los cauces fluviales, con los problemas ecológicos que eso conlleva.

Para la restauración ambiental de estas canteras se desarrolló un sistema pionero que ha sido utilizado como modelo en otros lugares y que constituye una referencia internacional. Desarrollado por investigadores de la Universidad Complutense de Madrid, consiste en la aplicación



Figura 7-98. Detalle de las “Arenas de Utrillas” en la cantera de Somolinos.

de un novedoso enfoque holístico para devolver a la zona su plena función ecológica. Para ello, se aplicaron unos programas informáticos que permiten diseñar por ordenador paisajes similares a los naturales, es decir, con cauces fluviales similares a los del entorno, y laderas onduladas con perfiles convexo-cóncavos. Sobre estos relieves, se extendió un recubrimiento de coluvión carbonático, replicando también la estructura de

los terrenos del entorno. Finalmente, el suelo fue enriquecido con estiércol y se sembraron gramíneas y leguminosas, y se realizaron diversas plantaciones. El resultado es que, nueve años después de su restauración, la erosión se estabilizó y la zona ha recuperado su perfil original (previo a la explotación). En la antigua cantera se instaló una placa conmemorativa de agradecimiento a los científicos que desarrollaron el proyecto.

EL USO DE LOS RECURSOS GEOLÓGICOS AL PIE DEL ALTO REY

Hiendelaencina - Alto Rey - Las Navas de Jadraque

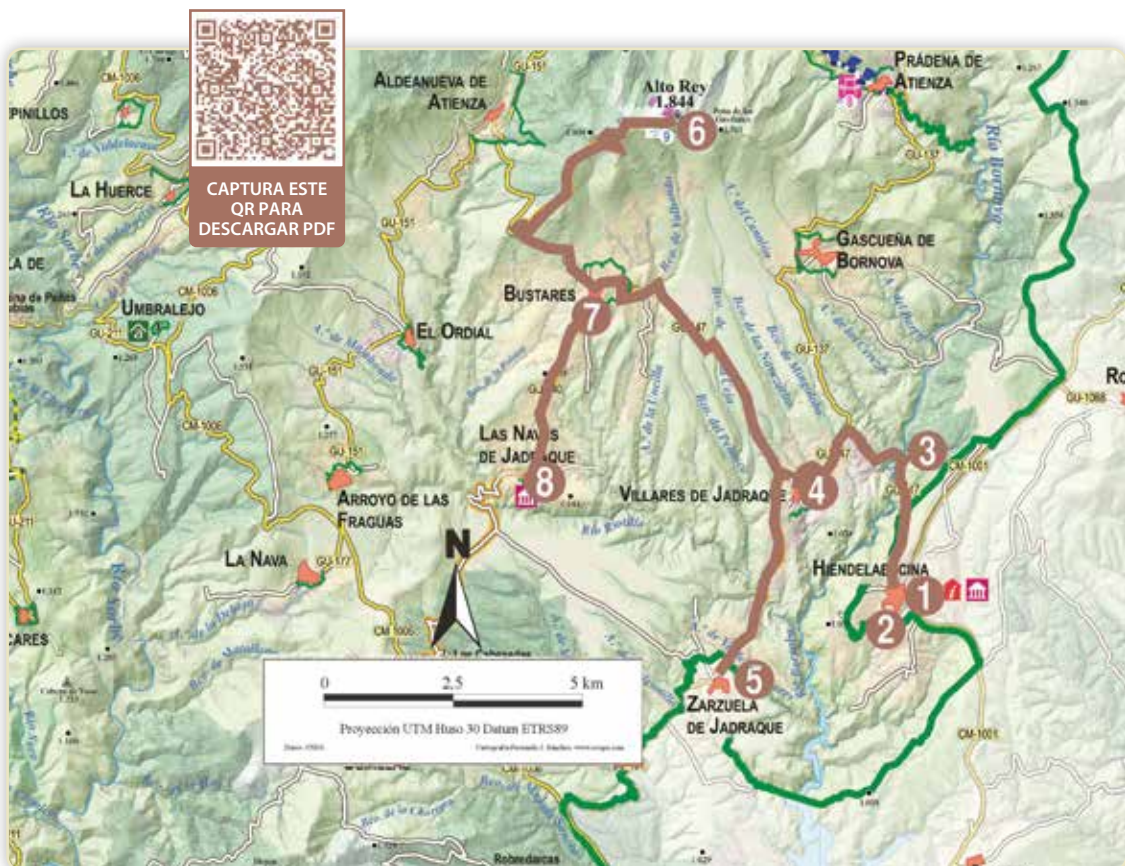


Cerca hincadera en Villares de Jadraque.

Esta ruta recorre algunas de las poblaciones situadas en la vertiente meridional de la Sierra del Alto Rey.

En esta región, el uso de los recursos geológicos durante siglos, ya sea mediante minería o como material de construcción, refleja muy bien la relación entre geología,

cultura y usos tradicionales, no solo por su influencia en la configuración de los paisajes, sino también por proporcionar recursos que condicionan la vida de las personas. La geo-ruta incluye cortos paseos a pie en todas sus paradas (de menos de 10-15 minutos), pero en algunos casos incluye recorridos más largos:



Mapa del recorrido y ubicación de las paradas de la Geo-ruta 4.

- **Parada 2:** paseo de media hora de duración por el barrio antiguo de Hiendelaencina.
- **Parada 4:** paseo circular de 1,5 km de longitud y 45 minutos de recorrido por el entorno de Villares de Jdraque.
- **Parada 8:** paseo de media hora de duración por las calles de Las Navas de Jdraque. Además, la geo-ruta visita varios núcleos urbanos más por los que es recomendable pasear para conocerlos.



Figura 7-99. Restos mineros de Santa Catalina y jardín de rocas.

INICIO Y PARADA 1: Hiendelaencina

CÓMO LLEGAR / PARADA 1-A

El inicio de esta ruta se sitúa en la localidad de Hiendelaencina, en el Centro de Interpretación "El País de la Plata" situado en la C/ Mayor, 13.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas** ETRS89, 41°05'03.2"N 3°00'07.3"W;
- **UTM** 499832, 4548116.
- **Google Maps** 41.084227, -3.002019. Se muestra con la etiqueta: "Centro de Interpretación el País de la Plata", www.elpaisdelaplata.es

PARADA 1-A: Museo del País de la Plata

Este centro, dotado de numerosos paneles, vitrinas expositoras, maquetas y sala audiovisual, tiene por objeto mostrar la historia minera de Hiendelaencina, donde se descubrió la existencia de plata en 1844, iniciando una frenética actividad industrial que finalizó definitivamente en

1980, con numerosos altibajos en la explotación. En su planta baja se ha acondicionado un Centro de Visitantes del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara. El Centro, atendido por la Asociación de Amigos del Museo, abre los sábados y domingos de 12:00h a 14:00h, siendo posible concertar visitas en otros horarios en el tfno.: **616 679 164** o en elpaisdelaplata@gmail.com



Figura 7-100. Visitantes recorriendo la exposición del Museo del País de la Plata.

PARADA 1-B: Jardín de rocas junto a la mina Santa Catalina

A poca distancia del Centro de Interpretación, siguiendo por la calle Escuelas 400 metros, se sitúan los restos de la Mina Santa Catalina y el Jardín de Rocas (Parada 1-B), que muestra una selección de las rocas más frecuentes del Parque Natural y su entorno (Figs. 7-99 y 7-101).

Las minas de plata de Hiendelaencina fueron las más importantes de este metal en España durante la segunda mitad del siglo XIX y comienzos del XX. La explotación a gran escala comenzó en 1844, finalizando definitivamente en 1984 (págs. 86 y 87). Las mineralizaciones estaban asociadas a filones de cuarzo prácticamente verticales. Aunque había tres sistemas de filones, los más importantes fueron los de dirección predominante este-oeste. En especial el

denominado "Filón Rico", que proporcionó el 90% de la plata obtenida y fue explotado en las principales minas, como Santa Catalina, Santa Teresa, Fortuna, San Carlos y La Suerte.

Los filones tenían una anchura variable y, aunque a veces alcanzaban el medio metro, lo habitual es que tuvieran entre 20 y 30 cm, y las labores alcanzaron los 690 metros de profundidad. Las especies minerales de plata más representativas fueron freieslebenita, pirargirita, estefanita y plata nativa. Los filones también eran ricos en otros minerales como barita, siderita y galena. De hecho, su interés mineralógico no reside tan solo en la presencia de estos minerales de plata, sino en la diversidad que presenta, ya que se han identificado más de medio centenar de especies minerales procedentes de sus pozos y escombreras.

El origen de estos filones de cuarzo y las mineralizaciones asociadas hay que buscarlo a finales del Pérmico, hace aproximadamente 280 millones de años. La Cordillera Varisca (pág. 43) ya se había formado y su erosión estaba en pleno desarrollo. Los continentes llevaban ya millones de años unidos en una sola masa continental, llamada Pangea (pág.44), que estaba ya empezando a fragmentarse. Grandes y profundas fracturas iban rompiendo el supercontinente y permitiendo que, en los siguientes millones de años, se fueran individualizando los diferentes continentes actuales.

A comienzos del Pérmico, hace unos 290 millones de años, en esta región empezaron a notarse los efectos de los primeros



Figura 7-101. Detalle del jardín de rocas.

movimientos distensivos precursores de la futura rotura de Pangea. Se trataba de la reactivación de antiguas fallas de dirección NO-SE que formaron amplios valles con bordes escarpados y una importante red fluvial que los drenaba. A favor de estas profundas fallas ascendieron magmas que provocaron erupciones volcánicas, como podemos ver en los alrededores de Atienza y La Miñosa. En la zona de Hien-delaencina, por el contrario, el magma no llegó a alcanzar la superficie, pero aprovechando las fallas y fisuras ascendieron fluidos calientes (a temperaturas entre 200 y 500 °C aproximadamente) que originarían la cristalización del cuarzo y de los otros minerales.

El patrimonio natural y cultural de Hien-delaencina la hacen una localidad de visita imprescindible para todo aquel que quiera conocer la historia de esta región. Además de la valiosa información que ofrece el Centro de Interpretación 'El País de la Plata', diversos paneles distribuidos por el casco urbano e itinerarios a pie permiten conocer en detalle su interesante historia minera. Ya está en marcha un ambicioso proyecto para la restauración y musealización de la mina Santa Catalina.

CÓMO LLEGAR / PARADA 2

Vamos a pie hasta la Plaza Mayor del pueblo y, siguiendo por las calles Cecilio Oliver y Guadalajara, llegamos al barrio antiguo o barrio bajo de Hiendelaencina, por donde daremos un paseo.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89, 41°04'52.9"N 3°00'10.8"W;
- **UTM**
499747, 45477906.
- **Google Maps**
41.081373, -3.003010.

PARADA 2:

El gneis "Ojo de Sapo"

El barrio antiguo o barrio bajo de Hiendelaencina es muy interesante de visitar, ya que conserva aún la estructura urbana típica de época medieval. Sus casas y tainas, con tejados de grandes lajas de gneis, y sus corrales y cercas hincaderas, son un magnífico ejemplo de la arquitectura dorada característica de esta zona. Además, los elementos urbanos, como calles, plazas y callejones, se adaptan al relieve generado por la roca sobre la que se asienta la localidad, que es el gneis (pág.62).

En concreto, se trata de un gneis muy característico y singular, denominado "ojo de sapo" (ojo de sapo en gallego). Hay dos versiones sobre el origen de este nombre: una lo atribuye a que esta roca contiene cristales de cuarzo azulado que recuerdan a los ojos del anfibio (Fig.7-102), y otra a los abombamientos que los grandes cristales de feldespato generan en su superficie, como si fueran, también, ojos de sapo (Fig.7-103).

El gneis es una roca que procede del metamorfismo de rocas previas al someterlas a altas presiones y/o temperaturas. En el caso del "ojo de sapo", la roca original era una enorme acumulación de más de mil



Figura 7-102. Detalle del gneis "ojo de sapo" con algunos de los cristales de cuarzo azulado (enmarcados en rojo).



Figura 7-103. Vista de la superficie del gneis "ojo de sapo", con los abombamientos producidos por los grandes cristales de feldespato



Figura 7-104. Grandes cristales de feldespato que hacen tan característica a esta roca.

metros de espesor de rocas volcánicas formadas por una gran actividad magmática que se prolongó desde hace 495 hasta hace 485 millones de años. Esta intensa actividad volcánica tuvo lugar en una zona marina sumergida cerca del continente, por lo que, en ocasiones, se acumulaban intercalaciones de areniscas y lodos marinos procedentes de tierra firme. Todo el conjunto sería metamorfozado mucho tiempo después, durante la orogenia Varisca (págs.43 y 80). Las enormes presiones y temperaturas a las que fue sometida la corteza terrestre, por efecto de la colisión continental, transformaron las rocas volcánicas en gneises, y las rocas sedimentarias a veces intercaladas entre ellas en cuarcitas y pizarras.

Por otro lado, cortando a estos gneises se sitúan los filones de cuarzo ricos en minerales de plata y plomo que serían explotados en las minas de Hiendelaencina. Estos diques se formaron al ascender fluidos que rellenaron fisuras formadas hace 280 millones de años. De manera que, en Hiendelaencina, las rocas muestran la actividad de tres procesos geológicos diferentes separados en el tiempo y de gran envergadura: la actividad volcánica de hace 495-485 millones de años que

acumuló gran cantidad de rocas, el metamorfismo que las transformaría en gneises (hace 350 millones de años), y la intrusión de diques de cuarzo con mineralizaciones de plata y plomo y otras sustancias (hace 280 millones de años).

El metamorfismo borraría muchas de las características originales de las rocas iniciales, por lo que durante décadas hubo mucha discusión acerca de la roca original que daría lugar al gneis. Además, fruto de aquella gran actividad tectónica se originaron otras rocas ígneas que generarían otros tipos de gneises que también podemos encontrar en los alrededores de Hiendelaencina (pág.62). Por todo ello, la zona ocupada por el conjunto de gneises que aparecen en los alrededores de Hiendelaencina y Villares de Jadraque, está incluida en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico. Cuando nos dirijamos hacia las siguientes paradas, podremos ver algunos afloramientos interesantes del "ollo de sapo" en los taludes de la carretera, como el de la parada 3 o el del pk 11,700 de la carretera GU-147 (Hiendelaencina-Villares de Jadraque), o en esa misma carretera cerca de Bustares en una marcada curva hacia la izquierda en el lugar denominado "Casas del Covacho".



Figura 7-105. Cañón del río Bornova, con la Sierra del Alto Rey al fondo.

CÓMO LLEGAR / PARADA 3

Retomamos la carretera GU-147 en dirección a Villares de Jadraque hasta el pk 11,7 donde se sitúa un apartadero con capacidad para un par de vehículos.

COORDENADAS DE LA PARADA 3

- **Geográficas**
ETRS89, 41°06'05.2"N 3°00'04.9"W;
- **UTM** 499885, 4550017.
- **Google Maps** 41.101434, -3.001366.

PARADA 3: Mirador del Cañón del río Bornova

Tras aparcar, pasamos al otro lado del quitamiedos y nos acercamos a unas rocas grandes al borde del cañón, a tan solo 20 metros del apartadero. Desde aquí disfrutamos de una buena panorámica del cañón que el río Bornova ha excavado al norte de Hiendelaencina (Fig.7-105).

El gneis es una roca resistente que en esta zona origina relieves alomados en los que se encajan diferentes barrancos que desembocan en el cauce del Bornova. El relieve generado guarda una estrecha relación con los planos de debilidad que presentan los gneises, y que siguen fundamentalmente dos direcciones (Fig.7-106). Ambos planos tienen relevancia similar, por lo que el resultado es la formación de relieves alomados. Si, por el contrario, uno fuera mucho más

determinante que el otro, se formarían cuestas y crestones a favor de esa dirección predominante. Será esta roca, el gneis, del cual hay varios tipos en la zona (no solo "ollo de sapo") el material que se utilizará para construcción en toda la zona, como veremos en las siguientes paradas, junto con los esquistos y las cuarcitas.



Figura 7-106. Planos de debilidad (esquistosidad y diaclasado) en los gneises, que condicionan el tipo de modelado.



Figura 7-107. Cerca hincadera visible de camino a Villares de Jadraque.

CÓMO LLEGAR / PARADA 4

Continuando por la carretera GU-147, nos dirigimos a la localidad de Villares de Jadraque. Aparcamos junto a la iglesia y el ayuntamiento.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas** ETRS89, 41°06'05.2"N 3°00'04.9"W;
- **UTM** 497830, 4550065.
- **Google Maps** 41.101434, -3.001366. Aparece con la etiqueta "Ayuntamiento de Villares de Jadraque".

PARADA 4: Villares de Jadraque

Desde la parada anterior, y a los lados de la carretera, habremos visto excelentes ejemplos de "cercas hincaderas", muy características de la zona (Fig.7-107). Se construyen aprovechando las grandes lajas de esquisto (pág. 64), o gneis, de manera que una gran losa se hincaba vertical en el suelo y el muro se construía a partir de ella, de ahí su nombre de "hincadera". Su función era reforzar los

muros y ahorrar material. Se trata de un elemento de arquitectura local muy típico y también presente en la comarca zamorana del Sayago y en algunos lugares del Pirineo y de Extremadura, aunque usando otro tipo de roca como material principal, generalmente pizarras.

Los muros de "piedras hincaderas" son solo un ejemplo de la arquitectura típica de esta región, basada en el uso del gneis y el esquisto, que confieren a las construcciones una tonalidad dorada



Figura 7-108. Puente de Solacámara.



Figura 7-109. Colmenas excavadas en el gneis.



Figura 7-110. Muro de piedras hincaderas



Figura 7-111. Exterior e interior de la fragua de Villares de Jadraque.

muy particular cuando reciben los rayos del sol. Por ello se denomina "arquitectura dorada", y es un rasgo identificativo de los pueblos de la vertiente sur de la Sierra del Alto Rey, que brillan con una luz particular en los días soleados. La arquitectura dorada contrasta con la de los "pueblos negros", situados más al oeste y donde la pizarra es la protagonista, y con la de los pueblos en la zona de Atienza y la vertiente norte del Alto Rey, donde predomina el uso de otras rocas como cuarcitas, calizas y areniscas.

Villares de Jadraque es una de las localidades que mejor representa la arquitectura dorada. Para observarla daremos

un paseo por sus alrededores para ver diferentes usos que se han dado a los gneises y esquistos como materiales de construcción. Se trata de un sendero de 1,5 km de longitud y 45 minutos de recorrido que parte del Centro Polivalente, junto a la iglesia. Un panel en la fachada del edificio indica el lugar y resume las características del recorrido. Las diferentes paradas en la ruta están dotadas de atriles interpretativos.

Desde el Centro Polivalente bajamos hacia el río, cruzando el puente de Solacámara del siglo XVII, fabricado sin mortero, solo encajando las piedras. Tanto este puente como los muros de las fincas

próximas están contruidos con el gneis, utilizando fragmentos irregulares. La disposición vertical de las lajas y fragmentos de gneis proporciona mayor resistencia a estas construcciones.

Ascenderemos por una cuesta donde afloran las cuarcitas y tendremos frente a nosotros el pueblo de Villares, al otro lado del río. Llegaremos al colmenar del Tío Cleto, donde destacan colmenas excavadas en la roca, algo muy singular. Seguiremos la ruta hasta encontrar otro excelente muro de piedras hincaderas, justo donde sale el desvío al arnal u horno de abejas. En su interior, se colocaban dos hileras

superpuestas de 12 panales cada una. Junto a las ruinas del arnal, se pueden ver varios socavones de los lugares en que se extrajeron las lajas para las construcciones. Seguiremos la ruta bajando hacia el río, que cruzaremos ya cerca de Villares de Jadraque, mediante un puente construido con una gran losa de gneis. Ya de vuelta en el pueblo, visitaremos la fragua, construida también con fragmentos de gneis (Fig.7-111). En su interior, los vecinos de Villares de Jadraque han habilitado un pequeño museo etnográfico donde es posible observar las herramientas y aperos utilizados en la fragua y en los oficios ganaderos y agrícolas.

PARADA 5: Zarzuela de Jadraque

CÓMO LLEGAR / PARADA 5-A

Desde Villares de Jadraque retomamos la GU-147 y, a menos de un kilómetro, veremos el desvío hacia Zarzuela de Jadraque, hacia donde nos dirigimos.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas** ETRS89, 41°04'07.3"N 3°02'42.0"W;
- **UTM** 496226, 4546394,90.
- **Google Maps** 41.068706, -3.045000
Aparece con la etiqueta "Horno de pan".

PARADA 5-A: El horno de alfarería

En el trayecto entre Villares y Zarzuela de Jadraque, la carretera cruza con un trazo sinuoso el río Riatillo. Este río, tras una sucesión de varios meandros, desemboca en el Bornova a poca distancia de aquí. Al igual que el que vimos en la parada 3, el río ha creado aquí un pequeño cañón fluvial encajado en los gneises. Nada más llegar a Zarzuela de Jadraque encontraremos, junto a la fuente y el lavadero, el horno de



Figura 7-112. Horno de alfarería, junto al lavadero y la fuente, en Zarzuela de Jadraque



Figura 7-113. Panel situado en las cárcavas de Zarzuela de Jadraque. Fotografía: Alfanhui.

alfarería (Fig.7-112), construido con varios tipos de gneises y algunos fragmentos de cuarcita. Cabe destacar que esta población goza de gran tradición alfarera, e incluso fue conocida como Zarzuela de las Ollas, ya que una parte importante de la población se dedicaba a este oficio artesanal. Se trataba de una alfarería utilitaria, con piezas fabricadas para el uso cotidiano, como cántaros, pucheros, botijos, jarras, tejas, botijas y ollas, entre otras. El material básico para fabricar esta artesanía era la arcilla. Según su calidad se utilizaba para tornearse o, si tenía más cantidad de arenas, para hacer tejas o baldosas.

Se mezclaban dos tipos de arcilla para que tuviera la consistencia adecuada, ya que se requería que la masa fuera moldeable para pasarla por el torno y resistente al fuego. En la siguiente parada veremos de dónde procedían las arcillas utilizadas para preparar el barro. Una vez moldeada la pieza, se dejaba secar y se pasaba a uno de los hornos que había en la localidad. El horno estaba también construido con gneis, si bien su interior estaba cubierto por barro. Frente a nosotros tenemos los restos de uno de esos hornos. Sería ya en la década de 1960 cuando la alfarería cayó en declive y fue abandonada.



Figura 7-114. Cárcavas de Zarzuela de Jadraque.

CÓMO LLEGAR / PARADA 5-B

Desde el horno, tras pasar el área infantil, tomaremos un desvío por una pista asfaltada bordeando el campo de fútbol para acercarnos a las cárcavas, situadas a 1 km. Podemos aparcar en un lateral de la pista, junto a una gran cruz de madera y un pequeño mirador. Al pasear por el borde de las cárcavas debemos prestar atención y no aproximarnos al borde.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
ETRS89, 41°04'15.5"N 3°03'00.8"W;
- **UTM**
495777, 4546635.
- **Google Maps**
41.070961, -3.050225.
Aparece con la etiqueta "Los terreros Zarzuela de Jadraque".

PARADA 5-B: Las cárcavas

Estamos junto a las cárcavas de Zarzuela de Jadraque, unas de las más singulares del Parque Natural, que cuenta con muy buenos ejemplos en varias localidades. Son muy llamativas debido a la espectacularidad de su relieve y a su intenso color rojizo. Están formadas por cantos,

arenas y arcillas. Las cárcavas se forman en laderas con fuerte pendiente y desprovistas de vegetación, donde se encaja la red fluvial en numerosos cauces que se van dividiendo y por los que discurre el agua de manera esporádica. El resultado es una alta densidad de regueros que aumentan hacia la parte superior de la colina y que están separados por crestas afiladas (Fig.7-114 y pág.106).

PARADA 6: Alto Rey



Figura 7-115. Perfil de la vertiente sur de la Sierra de Alto Rey, donde se aprecian las capas paralelas de cuarcitas inclinadas hacia el Norte (izquierda de la imagen).

CÓMO LLEGAR / PARADA 6-A

Volvemos a la carretera principal GU-147, por la que circulábamos antes de entrar a Villares de Jadraque. Giramos hacia la izquierda (norte), pasamos de largo Bustares, población a la que luego volveremos, y tomamos el desvío hacia Alto Rey que sale del pk 15,800. Iniciamos la subida hasta llegar, 1,5 km más adelante, a una explanada muy amplia a mano derecha donde podemos aparcar.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
ETRS89, 41°09'13.6"N
3°04'42.5"W;
- **UTM** 493415, 4555830.
- **Google Maps**
41.153776, -3.078477.

PARADA 6-A:

La estructura de la Sierra del Alto Rey

Desde aquí tenemos una buena panorámica del perfil de la Sierra del Alto Rey, a cuyo punto más alto nos dirigiremos en la siguiente parada. Se puede observar perfectamente cómo la sierra está formada por una serie de capas paralelas de cuarcitas inclinadas hacia el norte (nuestra izquierda) (Fig.7-115). Eso provoca que el perfil de la sierra sea diferente entre la vertiente sur

(la que tenemos frente a nosotros, más escarpada) y la norte (más tendida) (Fig.7-116). Como se puede observar, la vertiente norte está formada por una sucesión de pliegues en las cuarcitas y pizarras que condicionan absolutamente el relieve generado, y que explica el porqué de la enorme diferencia entre las vertientes norte y sur de la sierra. Aunque esta estructura de la Sierra de Alto Rey pueda parecer muy sencilla, en realidad es bastante más compleja, como podemos ver si la observamos en un corte en dirección este-oeste (Fig.7-117).

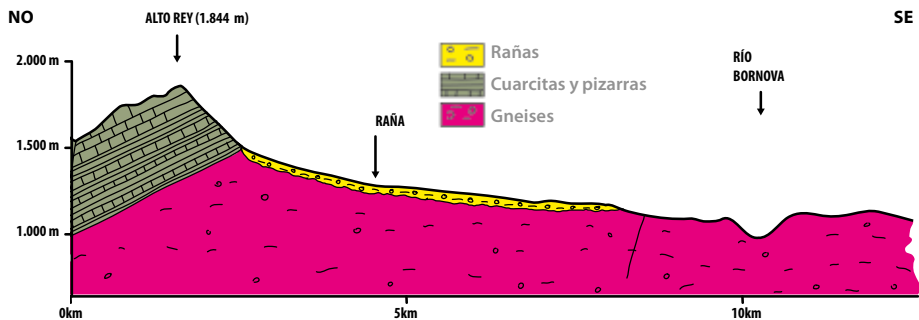


Figura 7-116. Esquema de la estructura de la Sierra de Alto Rey en un corte prácticamente norte-sur. Basado en García de la Vega (1994).



Figura 7-117. Corte en dirección Este-Oeste de la vertiente Norte de la Sierra de Alto Rey (perpendicular al mostrado en la Fig.7-116), que refleja la intensidad de la deformación en las cuarcitas y pizarras.

CÓMO LLEGAR / PARADA 6-B

Seguiremos ascendiendo, pasando de largo las ruinas del Centro de Transmisiones del Ejército. La pista va ganando inclinación y el firme va perdiendo calidad, por lo que recomendamos dejar el vehículo en el punto de coordenadas indicado, y no llevarlo hasta el punto más alto. Conviene recordar que nos encontramos por encima de los 1.800 m de altitud y que en muchas épocas del año la pista puede tener hielo y nieve dificultando la conducción, por lo que debemos tener precaución. Una vez estacionado el vehículo, seguimos a pie hacia la ermita, encontrando un mirador equipado con un panel al pie de las escaleras que le dan acceso.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
ETRS89, 41°09'13.6"N
3°04'42.5"W;
- **UTM** 493415, 4555830.
- **Google Maps**
41.153776, -3.078477.

PARADA 6-B: La estructura de la Sierra del Alto Rey

La vista panorámica desde el punto más elevado de la Sierra de Alto Rey es espectacular. Desde el punto de vista geológico nos muestra, además, dos contextos muy

diferentes. Al sur, de donde veníamos, las rocas mayoritarias son metamórficas, en especial pizarras y gneises. Son las que forman las laderas y montañas que vemos en esa dirección (Sierra Gorda, Peñalara, Ocejón, Pico del Lobo, etc.), incluida la propia Sierra del Alto Rey. Sin embargo, hacia el norte (Condemios, Somolinos,



Figura 7-118. Vista hacia el norte desde la parada 6-B. La línea roja discontinua marca el límite aproximado entre las rocas metamórficas del Sistema Central-Macizo Ibérico (primer plano) y las rocas sedimentarias de la Cordillera Ibérica (fondo).



Figura 7-119. Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara (silueteado en blanco) y grandes unidades geológicas. Como se puede observar, se sitúa casi íntegramente en el Macizo Ibérico, pero cerca de la zona de intersección con el Sistema Ibérico y las cuencas sedimentarias del Tajo y del Duero. Las líneas negras indican las principales fallas. La estrella marca la posición de la Sierra de Alto Rey.

Albendiego, Hijes, etc.), veremos que los relieves son diferentes, con topografías mucho más aplanadas que corresponden con estratos horizontales de rocas sedimentarias. Estamos justo en el límite entre dos de las grandes unidades geográficas y geológicas de la Península Ibérica (Figs.7-118 y 7-119). Así, la Sierra del Alto Rey constituye la estribación más oriental del Sistema Central (que es parte de la unidad geológica del Macizo Ibérico), mientras que los relieves más al norte, los de la Sierra de la Pela, son de la Cordillera Ibérica (Fig.2-2, pág.29).

Las edades de estas rocas también son diferentes, ya que mientras que en el

Macizo Ibérico dominan las rocas paleozoicas, en la Cordillera Ibérica son mayoritarias las mesozoicas. Esto se debe a que en el Macizo Ibérico afloran rocas formadas en los episodios 1 y 2 de la historia geológica (Fig. 2-6, pág. 32), mientras que en la Cordillera Ibérica son mayoritarias las formadas en el episodio 3. El Parque Natural de la Sierra norte de Guadalajara se sitúa casi completamente dentro de la unidad del Sistema Central-Macizo Ibérico, mientras que el Monumento Natural de la Sierra de Pela y Laguna de Somolinos pertenece a la Cordillera Ibérica. La geo-ruta 3 discurre por estos parajes situados a caballo entre las dos grandes unidades geológicas.



Figura 7-120. Iglesia de San Lorenzo, en la plaza de Bustares.

CÓMO LLEGAR / PARADA 7

Volvemos a la carretera por la que veníamos (GU-147) y nos dirigimos a la localidad de Bustares.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas** ETRS89, 41°08'10.7"N 3°04'20.2"W;
- **UTM** 493934, 4553889.
- **Google Maps** 41.136297, -3.072270. Se muestra etiquetada como "Iglesia de San Lorenzo, Bustares".

PARADA 7: Iglesia de Bustares

La iglesia de San Lorenzo se sitúa en el centro del casco urbano de Bustares (Fig.7-120) y es del siglo XIII. Es un magnífico ejemplo de románico rural con muchas modificaciones posteriores, pero que conserva parte de su original estilo románico en el que destaca su portada de acceso (o pórtico). Está construida sobre un resalte de gneis, que se puede ver en uno de sus laterales, y en sus muros son mayoritarios los bloques de ese mismo tipo de roca. Además, también hay bloques de cuarcita (pág.66) y pizarra (pág.60). En las esquinas y en el pórtico hay calizas, provenientes



Figura 7-121. Detalle de una de las esquinas de la iglesia de Bustares. Se aprecia la diferente forma de los bloques de gneis y de caliza, en función de sus características físicas.



Figura 7-122. Detalle de uno de los muros de la iglesia, donde se aprecia el diferente uso y forma de los bloques de caliza y de gneis.

de localidades situadas más al norte (ver parada 6-B) en las que afloran estos tipos de rocas sedimentarias.

Las características de cada uno de estos tipos de rocas hacen que su utilización como material de construcción sea diferente. Por un lado, el gneis, que es el tipo de roca dominante en el edificio, es el más abundante en la zona, y por eso es el material predominante de construcción. Es una roca muy sólida pero, por sus características físicas, como estar formada por minerales de muy diverso tamaño y resistencia, no es fácil darle forma de paralelepípedo, ya que la esquistosidad de esta roca es muy grosera y no forma

verdaderos planos paralelos. Si nos fijamos en los muros, veremos cómo los bloques de gneis están siempre rodeados de argamasa para rellenar los irregulares huecos que dejan (Fig.7-121).

Por el contrario, las calizas sí pueden labrarse dando lugar a sillares, por lo que se usan en las esquinas de los muros, para rematar superficies y en la zona del campanario. También son más fáciles de trabajar y tallar porque son rocas con tamaño de grano relativamente pequeño y homogéneo, por lo que pueden reflejar bien los detalles. Por eso han sido usadas también en la portada y en todos los detalles arquitectónicos (Fig.7-122), incluidas la cornisa, el rosetón, las columnas y sus capiteles decorativos.

La iglesia de Bustares es un buen ejemplo del aprovechamiento de los recursos geológicos para la construcción de edificios notables, usando de manera mayoritaria las rocas más frecuentes en la zona como el gneis, pero trayendo de zonas cercanas otros tipos de rocas que ofrezcan otras particularidades que permitan desarrollar elementos de una arquitectura más compleja.



Figura 7-123. Detalle de los muros de la iglesia apoyados directamente sobre el afloramiento de gneis.



Figura 7-124. Museo etnográfico de Las Navas de Jadraque.

CÓMO LLEGAR / PARADA 8

Desde Bustares seguimos la carretera GU-140 en dirección a Las Navas de Jadraque, que está a tan solo 4 kilómetros.

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas** ETRS89, 41°06'19.2"N 3°05'14.6"W;
- **UTM** 493934, 4553889.
- **Google Maps** 41.105331, -3.087399. Se muestra etiquetada como: las Navas de Jadraque.

PARADA 8: Las Navas de Jadraque

Las Navas de Jadraque es una pequeña pero preciosa localidad que destaca por ser un excelente ejemplo de la arquitectura dorada (Fig.7-125). Esta arquitectura se caracteriza por el uso del gneis como material de construcción de los muros de las casas, que brillan con color dorado con la luz del sol. Para las cubiertas y tejados se utiliza pizarra o teja y, junto con

el uso de la madera, crean un conjunto muy armonioso que en esta población se ha cuidado al máximo. Además de viviendas y corrales particulares, en Las Navas de Jadraque se conservan la escuela, el horno, la fragua, el corral del concejo, el lavadero y la iglesia.

Las calles enlosadas en gneis completan el conjunto urbano. Se recomienda dar un paseo por la localidad para disfrutar de su cuidada arquitectura y visitar el



museo etnográfico municipal, que cuenta con múltiples documentos fotográficos, aperos, muebles y otros utensilios que han sido donados por los vecinos de Las Navas de Jadraque (Fig.7-124 y 7-125).

Finaliza aquí esta ruta en la que se ha querido destacar el uso de los recursos geológicos por la población local, en especial la explotación de minerales valiosos y el uso de las rocas para la construcción de viviendas, iglesias, edificios comunes, corrales y cercados, reflejando la profunda relación entre geología y cultura.

Figura 7-125. Museo etnográfico de Las Navas de Jadraque.

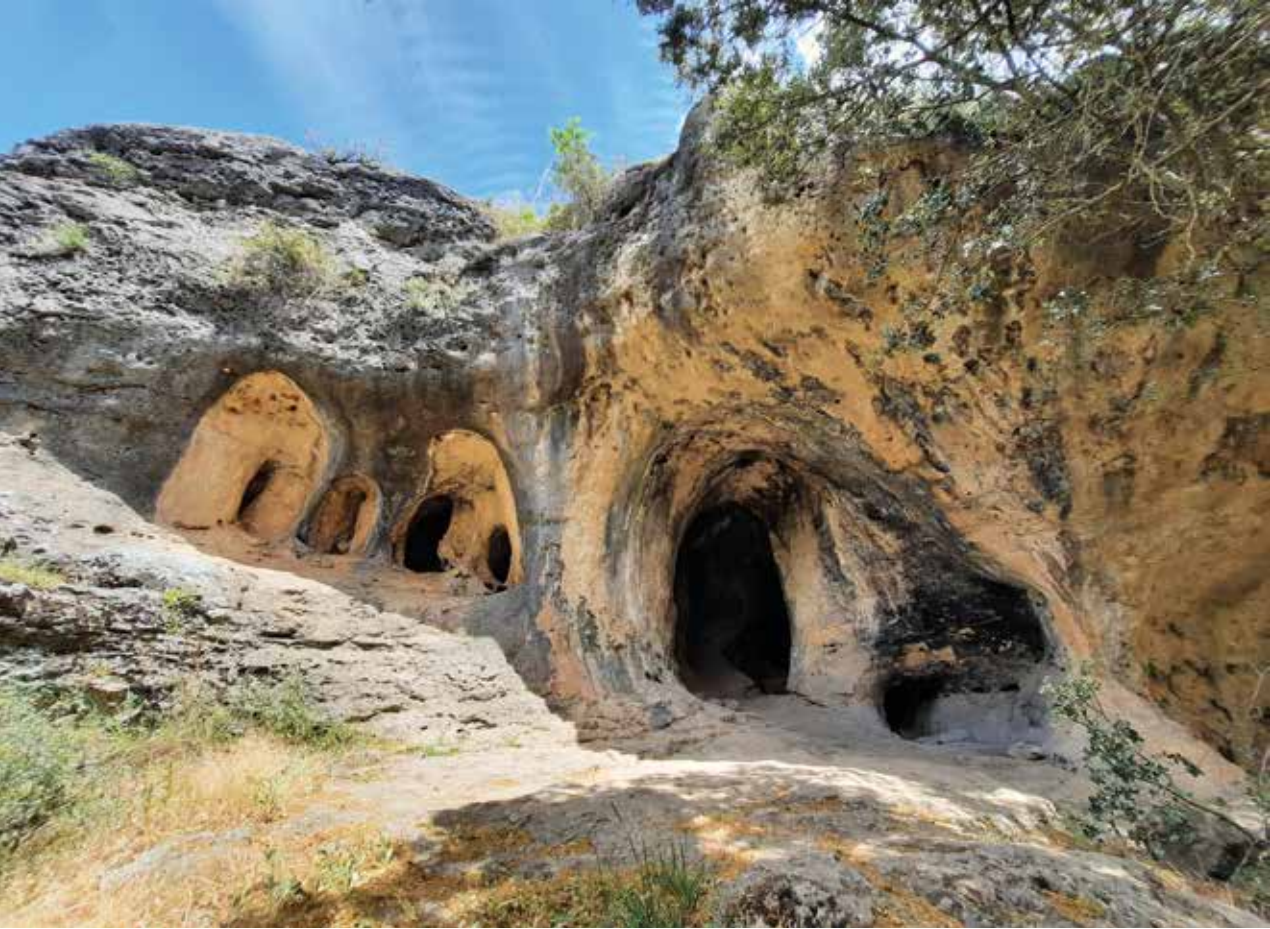




Vivienda de Las Navas de Jadraque.
Fotografía: Alfanhui.

LA GEODIVERSIDAD DE TAMAJÓN

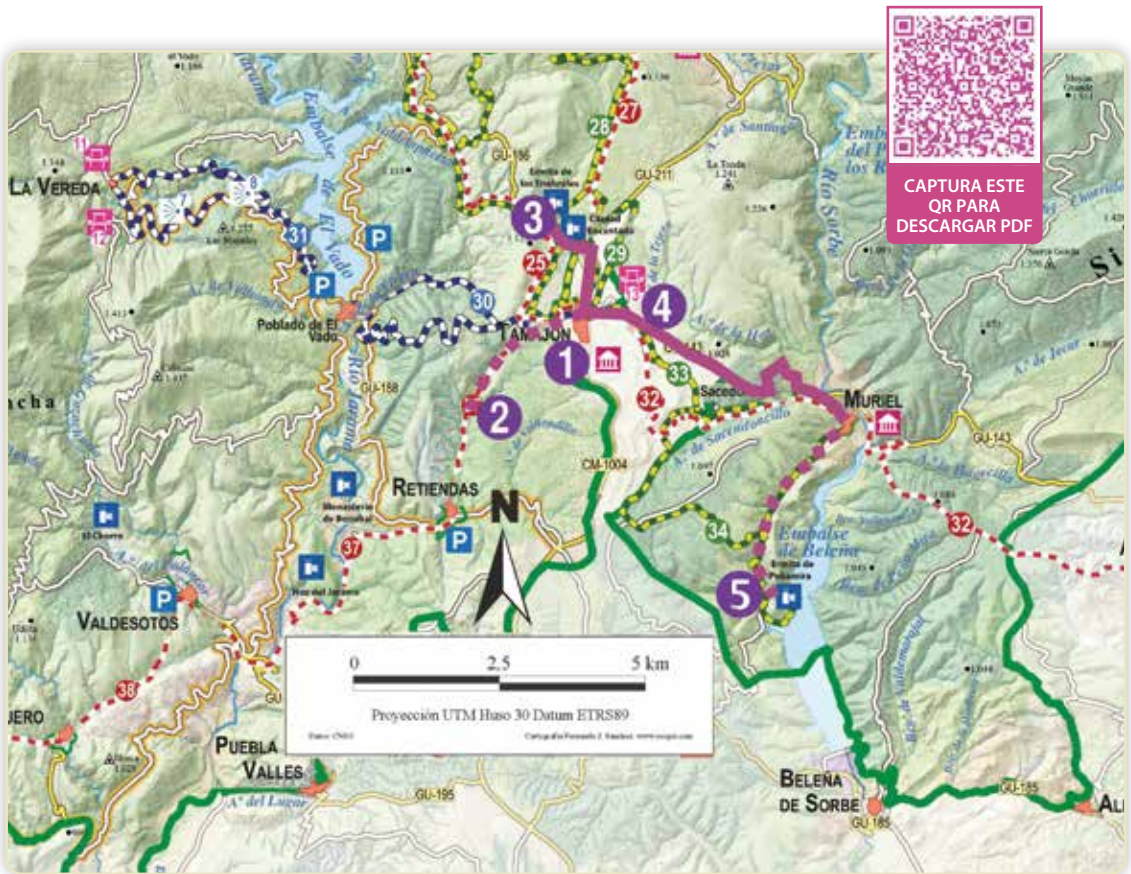
Tamajón - Muriel



Morfologías características del karst de Tamajón.

La ruta no es lineal, sino que está formada por varios ramales que recorren enclaves geológicos en torno al municipio de Tamajón. Las diferentes paradas de esta ruta incluyen diversos aspectos como

yacimientos paleontológicos (de tres tipos y edades diferentes pero muy cercanos unos de otros), la singularidad del karst, lagunas, cabalgamientos... La geo-ruta incluye cuatro recorridos a pie:



Mapa del recorrido y ubicación de las paradas de la Geo-ruta 5. En línea discontinua, los recorridos a pie.

- Parada 2: desde Tamajón hasta la cantera de calizas: 45 minutos (i+v)
- Parada 3-B: por los alrededores de la Ermita de los Enebrales, en la conocida como "Ciudad Encantada de Tamajón": 1 h
- Parada 4: desde Tamajón a las canteras de arena y la laguna: 30 minutos (i+v)
- Parada 6: desde Muriel hasta el cabalgamiento y la ermita de Peñamira: 2 h (i+v).



Figura 7-126. CIPAT Tamajón.

CÓMO LLEGAR / PARADA 1

El CIPAT se localiza en el extremo sur de la población de Tamajón, y es uno de los primeros edificios que nos encontramos a mano izquierda si venimos por la carretera CM-1004 que une Humanes con Tamajón. Se encuentra en la C/ La Soledad s/n, junto al Centro Cultural y la ermita de la Soledad

HORARIO

- **Sábados**
10 - 14 h y de 16 - 19 h.
 - **Domingos y festivos**
10 - 14 h.
 - **Martes a viernes**
visitas exclusivamente para grupos con cita previa, de 10 - 14 h.
- Las reservas pueden realizarse a través del correo electrónico: ayuntamiento@tamajon.es

COORDENADAS DEL APARCAMIENTO

- **Geográficas**
ETRS89; 40°59'48.6"N, 3°14'53.0"W;
- **UTM** 479136, 4538436.
- **Google Maps**
Se muestra con la etiqueta: CIPAT TAMAJÓN

INICIO Y PARADA 1: Centro de Interpretación Paleontológica y Arqueológica de Tamajón (CIPAT)

Entre los muchos aspectos relevantes de la geología de Tamajón, destaca la cantidad y variedad de restos paleontológicos encontrados en su entorno. Además, la singularidad paleontológica de Tamajón se debe a que aparecen fósiles de tres tipos de organismos, ambientes y edades muy

diferentes, algo poco habitual (págs.50, 88, 231 y 280). Para mostrar la singularidad paleontológica de Tamajón y sus alrededores, en el verano de 2021 fue inaugurado el Centro de interpretación Paleontológica y Arqueológica de Tamajón (CIPAT). Este centro es el resultado de la colaboración entre el Ayuntamiento y la Universidad de Alcalá, donde un equipo de paleontólogos lleva desarrollando una intensa labor en esta zona desde hace décadas, en colaboración con investigadores de las



Figura 7-127. Fachada del CIPAT, en Tamajón.



Figura 7-128. Diferentes vistas del Área Paleontológica del CIPAT.

universidades Complutense y Autónoma de Madrid. La exposición del CIPAT se divide en tres áreas temáticas. La exposición comienza con el Área Paleontológica, que describe la diversidad de la vida costera y marina que habitó la región de Tamajón en el Cretácico Superior, tal y como hemos descrito brevemente. Como pieza destacada y nada más entrar, se encuentra un modelo a escala real de uno de los cocodrilomorfos que habitaron esta región hace alrededor de 95 millones de años y que generaron algunas de las icnitas (huellas fósiles). Asimismo, se exponen originales y réplicas de icnitas de vertebrados, fósiles de plantas e invertebrados, incluyendo

corales, braquiópodos, moluscos bivalvos, gasterópodos, cefalópodos, equinodermos, y algunos restos de peces y reptiles marinos, en especial dientes muy bien preservados que incluso aún conservan el esmalte a pesar de tener más de 90 millones de años de antigüedad.

La segunda parte de la exposición es el Área Arqueológica, que incluye la sala de evolución humana y la dedicada a dar a conocer la piedra de Tamajón (ver parada 2). Por último, el Área Didáctica es un espacio en el que realizar actividades educativas que permiten conocer mejor el patrimonio natural y cultural de Tamajón.



Figura 7-129. Punto de información del Parque Natural y de las geo-rutas a la entrada del CIPAT.



Figura 7-130. Aspecto de la cantera de calizas.

CÓMO LLEGAR / PARADA 2

Desde Tamajón debemos tomar la pista que se dirige a Retiendas y a la piscina municipal, situada a 500 m del pueblo. Podemos venir hasta este punto andando o en vehículo, pero a partir de aquí recomendamos ir a pie, siguiendo las señales blancas y rojas del sendero de gran recorrido GR 10. Pasada esta bifurcación, tomaremos la pista que sale a la izquierda en un nuevo cruce (indicada en Google Maps como "inicio ruta de las Vagonetas"). Avanzando un kilómetro más llegaremos a la cantera, identificable por el hueco abierto en las calizas y los farallones. En total, son unos 3 km desde el pueblo (i+v).

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 40°59'42.6"N,
3°15'51.0"W;
- **UTM**
47778, 4538253.
- **Google Maps**
40.995165, -3.264165

PARADA 2: Cantera de Calizas

En los alrededores de Tamajón hay numerosas canteras en las que se extrajeron calizas. Algunas estuvieron activas hasta épocas muy recientes, como esta, pero otras fueron explotadas hace ya siglos.

Una de las rocas que se extrajeron en las canteras de Tamajón fueron unas calizas de alta calidad que se utilizaron para la construcción de edificios de factura noble.

Las propiedades que hacían tan singular a esta roca eran su alta resistencia, baja alterabilidad, baja densidad y alta dureza, lo que la convertía en una roca fiable, estable

e ideal para trabajar los detalles. Pero también era importante su coloración dorada, que la hacía muy estética. Su fina y homogénea textura hacía que tuviera un aspecto muy uniforme, casi sin alteraciones, ideal para revestir edificios y darles un aspecto homogéneo.

Por todo ello, entre los siglos XV y XVIII fue una roca usada en la construcción de importantes edificios de la región central de España, como el Palacio del Infantado, la Iglesia de los Remedios o las columnas de la Iglesia Concatedral de Santa María La Mayor en Guadalajara, así como en otras iglesias, conventos, palacios o casonas de otras localidades de la provincia de Guadalajara.



Figura 7-131. Caliza de Tamajón.

Se trata de una caliza dolomítica del Cretácico Superior que aflora inmediatamente al Oeste de la localidad. La poca inclinación de las capas y la baja fracturación de la roca permitieron obtener grandes bloques de los que se sacaban columnas, dinteles

o sillares. Tal fue el prestigio de esta "calidad de referencia", que la denominación "piedra de Tamajón" se aplicó por extensión a otras rocas calcáreas del Cretácico que afloran en localidades del pie del Sistema Central, ya sea en las provincias de Madrid o Guadalajara, como las empleadas en el Palacio Ducal de Cogolludo.

Para separar los bloques, durante siglos se utilizó el mismo método artesanal: se hacían incisiones en la roca donde se introducían cuñas de madera que se mojaban y, al hincharse por la humedad, rompían la roca en bloques. En los alrededores de la localidad pueden encontrarse varias canteras más, testigos de esta importante actividad extractiva que dio prestigio a Tamajón.

PARADA 3: Ermita de los Enebrales

CÓMO LLEGAR / PARADA 3

Desde Tamajón seguiremos la carretera GU-186 en dirección a Campillo de Ranas y Majaerayo. En 1 km se llega a la ermita de Los Enebrales, que está convenientemente señalizada. En el entorno de la ermita hay espacio para aparcar.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°0'57.6"N, 3°15'20.6"W;
- **UTM** 478497; 4540566.
- **Google Maps**
Con la etiqueta: "Ermita de la Virgen de los Enebrales".

PARADA 3-A: Cabalgamiento de Tamajón

En los alrededores de la ermita realizaremos dos paradas. En la primera centraremos la atención en un rasgo poco visible en el paisaje, pero de gran significado geológico. Se trata del cabalgamiento de Tamajón, un accidente tectónico de gran relevancia que es necesario deducir a partir

de observaciones parciales. Aquí, frente a la ermita, se puede deducir la existencia de un cabalgamiento porque las pizarras del Paleozoico, de aproximadamente 465 millones de años de antigüedad (Ma), se superponen a las arenas, calizas y dolomías del Mesozoico, de aproximadamente 95 millones de años. No es fácil observar el plano del cabalgamiento, es decir, la superficie que pone en contacto las rocas

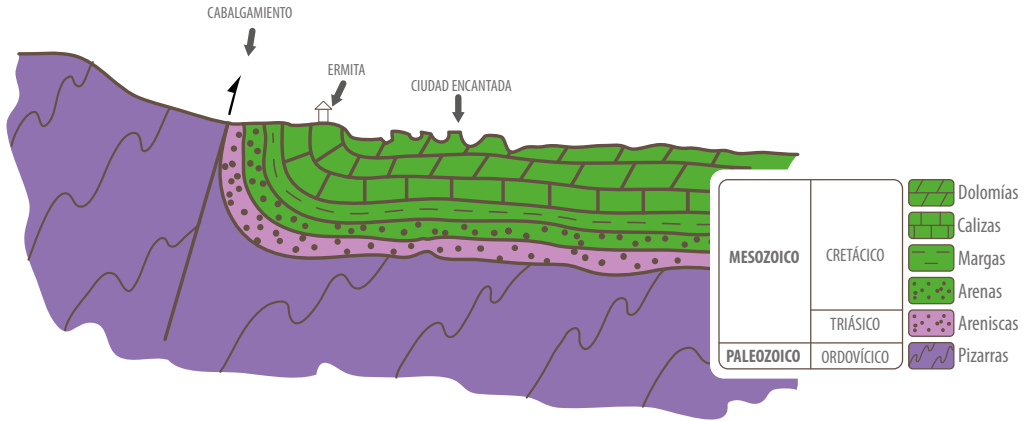


Figura 7-132. Esquema geológico del cabalgamiento de Tamajón. En él se observa cómo se superponen las pizarras del Paleozoico sobre las rocas del Mesozoico y se invierte el orden normal. Basado en Barea (2001).

más antiguas sobre las más modernas. El movimiento de la falla alteró intensamente las rocas que se vieron afectadas, de manera que actualmente son mucho más fácilmente alterables y, por tanto, vulnerables a la erosión. Como consecuencia, en la superficie en la que se produjo el cabalgamiento se ha generado un potente suelo sobre el que la vegetación crece con facilidad, ocultando el plano de la falla

que solo es visible en los taludes recientes de los pequeños arroyos que la cortan. Sin embargo, es fácil deducir la existencia del cabalgamiento observando el paisaje, ya que es posible identificar que la parte alta de los cerros cercanos está formada por las pizarras grisáceas, mientras que la base está formada por areniscas y arenas de color rojizo y blanco, respectivamente (Fig.7-133).



Figura 7-133. Vista del cabalgamiento desde las cercanías de la ermita mirando hacia los cerros que se encuentran al oeste.



Figura 7-134. Dolina ("torca") situada detrás de la ermita de Los Enebrales.

CÓMO LLEGAR / PARADA 3-B

Esta parada se realiza en el mismo lugar que la parada anterior, la Ermita de los Enebrales. Desde la propia ermita, iremos a la parte posterior de la misma (Norte) para observar un gran hueco que hay allí. Luego, caminaremos por la senda que recorre la zona, siguiendo el recorrido que se propone en la Fig. 7-135.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°0'57.6"N, 3°15'20.6"W;
- **UTM** 478497; 4540566.
- **Google Maps**
Con la etiqueta "Ermita de la Virgen de los Enebrales".

PARADA 3-B: Ciudad Encantada y karst de Tamajón

Una vez de vuelta en la ermita, nos dirigiremos a la parte posterior (norte) de la misma. Allí es posible apreciar, semioculta entre la vegetación, una gran depresión que se corresponde con una dolina. Estas depresiones, de origen kárstico, popularmente se denominan torcas (Fig.7-134). Se formó como resultado del colapso (hundimiento) de una galería subterránea. En un momento determinado, el techo del conducto se hundió, creando un hueco cuyas escarpadas paredes laterales se han ido regularizando. Esta dolina refleja la existencia de un karst subterráneo, es decir, un conjunto de conductos, pozos

y galerías que horadan el subsuelo de la zona, por las que circulaba el agua. Además, viniendo desde el pueblo por la carretera hacia la ermita ya hemos podido observar los particulares escarpes de la llamada "ciudad encantada", otro rasgo típico de las zonas kársticas. Todo este conjunto forma parte del macizo kárstico de Tamajón (pág. 101).

Entre los elementos formados por efecto de la disolución de las rocas, destacan las dolinas (torcas), megalapiaces (llamados popularmente "ciudades encantadas de roca") y las cavidades (cuevas y simas). El macizo kárstico de Tamajón tiene una extensión de 15 km² y, en realidad, se extiende también por su pedanía de Almiruete y por los términos municipales de Retiendas



Figura 7-135. Esquema del recorrido propuesto en el karst de Tamajón, que se recorre en aproximadamente 1 hora.

y La Mierla. A pesar de su pequeña extensión, presenta una gran variedad de elementos kársticos, como lapiaces, cuevas, arcos, dolinas, etc. De hecho, es esta variedad de elementos singulares lo que lo diferencia de otros macizos kársticos próximos. Así, cabe destacar su relativa riqueza en formas tanto superficiales como subterráneas, así como el interés paleontológico y arqueológico de sus abrigos y cavidades, tal y como ya se mencionó en la parada 1. La importancia de la infiltración del agua por los conductos kársticos

es tal que no existen cursos fluviales importantes en todo el macizo. El agua de lluvia se infiltra en el subsuelo, se distribuye por las redes subterráneas y termina saliendo a la superficie en surgencias y manantiales, como el situado en el arroyo de las Damas, cerca ya de Retiendas.

El karst está más desarrollado en el borde septentrional del macizo (justo donde nos encontramos), ya que las rocas susceptibles de disolverse y generar el karst forman un conjunto más homogéneo y de

más espesor. Es precisamente en los alrededores de la Ermita de Los Enebrales, donde el conjunto calcáreo-dolomítico alcanza los 120 m de espesor. Estas mismas rocas aparecen en otros lugares del Parque Natural y originan también formas kársticas, como por ejemplo formando las paredes de los cañones del Jarama entre Retiendas y Valdesotos (Geo-ruta 6), o las que bordean a la laguna de Somolinos, en el Monumento Natural de Sierra de Pela y Laguna de Somolinos (Geo-ruta 3).

Existen varias sendas que recorren la zona, a ambos lados de la carretera. Proponemos un itinerario en el que se pueden observar algunos de los rasgos más destacados (Fig.7-135). Es importante ser respetuoso y no pisar los sembrados ni entrar en las cavidades.

El recorrido lo comenzaremos cerca de la ermita, dirigiéndonos hacia el este por una pista siguiendo las marcas del GR 60 (señalizado con un poste con marcas blanca y roja). De esta manera nos adentraremos en el bosque y veremos numerosas morfologías. Más adelante abandonaremos el GR para completar un recorrido circular que nos llevará de nuevo a la ermita. Desde la ermita, cruzaremos la carretera y visitaremos el otro sector del karst, situado más al sur (Fig.7-135).

Uno de los rasgos más singulares de esta zona kárstica son las conocidas popularmente como "ciudades encantadas". Son resultado de la erosión y disolución diferencial de las rocas, que generan caprichosos relieves. Se originan en zonas donde la inclinación de las capas es prácticamente horizontal. Las morfologías son



Figura 7-136. Relieves ruinformes de la "ciudad encantada" de Tamajón.

muy variadas, destacando los torreones o tormos (Fig.7-136), pináculos y arcos naturales con alturas de hasta 10 m, y suelen encontrarse como relieves individuales. Los relieves residuales y ruinformes se han desarrollado donde predomina la composición más dolomítica de la roca. Por ello, no se encuentran relieves ruinformes en otras zonas del macizo kárstico de Tamajón donde los niveles dolomíticos están poco desarrollados o ausentes.

En esta zona también destacan las cavidades, de las cuales existen más de 60 cuevas y simas, que en total suman aproximadamente 2,6 km de galerías exploradas. Lo normal es que tengan poco desarrollo, pues ninguna supera los 500 m de galerías subterráneas y la más profunda alcanza los 55 m de profundidad.

Muchas de las cuevas y abrigos de la zona han sido utilizados por el hombre desde el Paleolítico superior, y se han encontrado evidencias de ello gracias a las



Figura 7-137. Morfologías características del karst de Tamajón: 1) arco de roca, 2) conducto subterráneo exhumado, 3) cavidades y 4) grandes abrigos. Ver ubicación en figura 7-135.

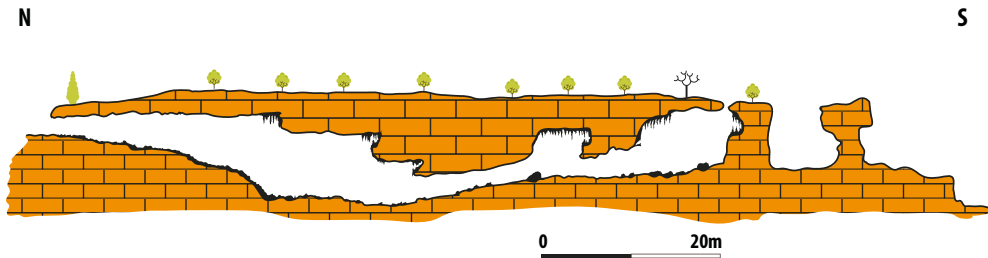


Figura 7-138. Esquema de una cavidad típica del karst de Tamajón. Se desarrolla fundamentalmente con galerías horizontales a favor de la estratificación de las rocas. Basado en Fernández y Martín (1990).

excavaciones arqueológicas realizadas en el abrigo de Los Enebrales y en la Cueva de los Torrejones, entre otras. En el CIPAT (parada 1) podrás encontrar más información al respecto. Este no es el único sitio del Parque Natural y su entorno donde se han desarrollado cuevas. También las hay en los macizos kársticos de Muriel, Valdepeñas de la Sierra, Somolinos

y Alcorlo, aunque en todos los casos con menor desarrollo que en Tamajón.

Una singularidad que se aprecia muy bien en esta zona es la existencia de conductos freáticos y epifreáticos. Los primeros se forman en la zona del karst que está permanentemente inundada, incluso en los secos meses de verano. Así, el conducto está



Figura 7-139. (Izqda) Conducto freático. (Centro) Conducto epifreático. (Dcha) Antiguo conducto “desmantelado” y, actualmente, al descubierto.

siempre completamente lleno de agua en circulación. Por el contrario, la zona epifreática es la que se inunda periódicamente, según las variaciones del nivel del agua subterránea. La sección de ambos tipos de conductos es diferente (Fig.7-139), y mientras que en los freáticos suele ser ovalada con el eje mayor en la horizontal, en los epifreáticos es habitual que tengan

forma de herradura con la parte inferior más estrecha, reflejando el encajamiento de la red fluvial que “rebaja” la parte inferior del conducto. Otro aspecto visible en esta zona es que la erosión ha dejado al descubierto antiguos conductos que conservan parcialmente su morfología, siendo posible hacerse una idea de su forma (ver Fig. 7-139, derecha).

PARADA 4: Área Recreativa de la Laguna de Tamajón

CÓMO LLEGAR / PARADA 4

La laguna de Tamajón se sitúa a un kilómetro escaso de la población. Hay varias maneras de llegar a ella:

1. Caminando 800 metros: desde la iglesia de la Asunción, tomamos la calle Reguera de la Hoz, que se dirige hacia el este, pasando por delante de una antigua cantera de arenas

(Parada 4-B). Desde allí, ya veremos a nuestra derecha la laguna y el merendero que hay en su orilla, a un centenar de metros. En total el paseo nos llevará 15 minutos.

2. En vehículo: salimos de Tamajón por la GU-143 en dirección a Cogolludo y, a 1 km de la población, veremos un poste que señala la laguna junto a un área recreativa.

COORDENADAS

• **Geográficas**

ETRS89; 41°00'06.3"N, 3°14'26.8"W;

• **UTM**

479763, 4538984.

• **Google Maps**

Con la etiqueta “Laguna de Tamajón”.

PARADA 4-A: La Laguna de Tamajón

La laguna de Cantarranas o lagunilla de Tamajón es un pequeño humedal con vegetación de juncal y especies de flora

acuática, en el que encuentran refugio aves acuáticas como azulones, gallinetas y garzas reales y diversas especies de anfibios de interés. Se asienta sobre unas arenas que también podemos ver en las laderas de los cerros que rodean



Figura 7-140. Vista de la laguna de Tamajón.

al pueblo. Se trata de una formación geológica de arenas ricas en caolín muy frecuentes en toda la Cordillera Ibérica y que, por lo tanto, son habituales en los paisajes de Guadalajara, Cuenca, Teruel y Soria, entre otros lugares. Se denominan "Arenas de Utrillas", porque fueron descritas geológicamente en esa localidad de la provincia de Teruel (pág. 70).

Se trata de arenas predominantemente de color blanco, aunque con niveles verdosos, violáceos y ocres, poco cementadas y con niveles de gravas. Tradicionalmente han tenido interés económico porque, con cierta frecuencia, incluyen niveles locales de carbón, que han sido explotados generalmente de manera artesanal. Además, contienen caolinita, que es útil en muchos procesos industriales, por lo que han sido explotadas en grandes canteras.

Precisamente ese contenido en caolín es el que proporciona a estas arenas cierta impermeabilidad. Aunque permiten que el

agua se infiltre hacia el subsuelo a través de los poros existentes entre los granos de cuarzo de las arenas, hay intercalados niveles cementados que frenan la infiltración. A eso hay que sumar que el caolín, formado por partículas de muy pequeño tamaño, con frecuencia obtura muchos de los poros entre las arenas. El resultado es una infiltración muy lenta, de manera que el agua queda retenida en superficie y se forman humedales y pequeñas charcas.

A la impermeabilidad proporcionada por las arenas hay que sumar que estas se apoyan sobre una formación geológica rica en arcillas y yesos. Precisamente la disolución de los yesos origina en ocasiones depresiones no muy profundas pero lo suficiente como para albergar pequeñas lagunas como esta. Además, las arcillas proporcionan impermeabilidad al sustrato, favoreciendo también la formación de pequeños humedales. La acción combinada de todos estos factores provoca la existencia de esta laguna.

PARADA 4-B: Cantera de arenas

Para ver mejor estas arenas sobre las que se asienta la laguna, se puede dar un paseo hasta la cantera abandonada que hay entre la laguna y la iglesia de la Asunción. De hecho, si hemos venido caminando desde el pueblo, habremos pasado por delante. Si no, basta con rodear la laguna en sentido horario y llegaremos a una pista desde donde se ven ya los areneros. En la cantera es fácil observar la estructura interna de las arenas, con sus característicos colores y la presencia de cantos en niveles (Fig.7-140).

De camino a la siguiente parada, veremos junto a la carretera unas areniscas rojizas

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°00'09.0"N, 3°13'31.5"W;
- **UTM** 479641, 4539062.
- **Google Maps**
41.002496, -3.242082.

muy llamativas (Fig.7-142). Están formadas por granos y cantos de cuarcita. Se acumularon en sistemas fluviales a comienzos del Triásico, hace alrededor de 245 millones de años. Son conocidas como areniscas del Buntsandstein, que en alemán significa "areniscas de varios colores". Se formaron como resultado de la compactación de las arenas y gravas que arrastraron torrentes y ríos de aquella época (pág.68).



Figura 7-141. Aspecto de las arenas sobre las cuales se forma la laguna, en la cantera abandonada. Aunque aquí presentan un color gris, es común que en afloramientos cercanos presenten tonalidades muy variadas: blancas, amarillentas, verdosas e incluso moradas.



Figura 7-142. Aspecto de los afloramientos de las "Areniscas del Buntsandstein" en los alrededores de Sacedoncillo.

CÓMO LLEGAR / PARADA 5

Desde la anterior parada, tomaremos el desvío por la carretera GU-143 que nos llevará hasta la población de Muriel.

Una vez aquí recomendamos dejar el vehículo en su entrada o, en su defecto, cruzar el pueblo y aparcar junto a las canchas de fútbol y baloncesto. Desde ahí mismo sale una pista (cerrada al tráfico rodado con una cadena) que deberemos seguir. El recorrido total de esta parada es de 2 h (i+v).

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 40°58'58.4"N,
3°11'47.6"W;
- **UTM** 483465, 4536875.
- **Google Maps**
Con la etiqueta: "Inicio de la ruta a la ermita de Peñamira"

PARADA 5: Cabalgamiento de Muriel y Ermita de Peñamira

La pista que sale desde la parte Oeste del pueblo, junto a la cancha de fútbol, se dirige a la ermita de Peñamira, por lo que es un recorrido muy popular. Desde el punto de vista geológico, el principal atractivo de este recorrido es la existencia de un cabalgamiento, que se puede observar a mitad de camino hacia la ermita.

Al ir avanzando por la pista, veremos en algún claro de la vegetación las arenas

blancas de mediados del Cretácico medio, que son muy características en toda esta región (fig.7-144). Son las conocidas como "arenas de Utrillas", y las hemos descrito con detalle en la parada 4. Su identificación será esencial para deducir la existencia de un cabalgamiento que veremos más adelante.

Deberemos seguir por la pista sin desviarnos en la dirección de la ermita, pasando de largo un desvío desde donde salen diversos itinerarios para BTT señalizados con un poste. Aproximadamente a 3,5 kilómetros desde que salimos del pueblo,

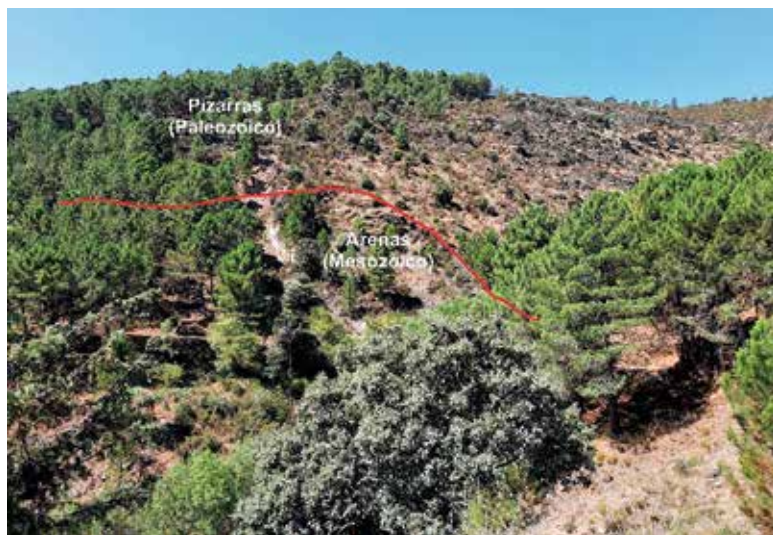


Figura 7-143.

Vista desde las laderas de la pista Muriel-Ermita de Peñamira, donde se puede interpretar el cabalgamiento.



Figura 7-144.

Detalle del plano del cabalgamiento, donde se aprecia cómo las pizarras grises se superponen (zona superior de la imagen) a las arenas blancas (zona inferior).

la pista traza una marcada bajada hacia el arroyo del Madroñal, con una curva fuerte hacia la derecha. Desde este lugar, nada más pasar la curva, podremos ver enfrente de nosotros el cabalgamiento (Coordenadas Geográficas: ETRS89; 40°57'47.0"N, 3°12'48.9"W; UTM: 482027, 4534677. Google Maps: 40.963050, -3.213577).

Como suele ocurrir con los cabalgamientos en esta zona, no es muy fácil identificar el plano de falla que lo define (Fig.7-143),

pero sí es fácil identificar en el paisaje que la sucesión de las rocas es anómala (ver pág. 90 para conocer qué es un cabalgamiento). Las arenas que vimos anteriormente de camino hasta aquí se formaron hace alrededor de 95 millones de años. Por encima de ellas es fácil ver las pizarras de color gris, que son mucho más antiguas, pues son del Ordovícico medio, hace alrededor de 460 millones de años. El cabalgamiento ha permitido invertir la serie, y que rocas más antiguas se sitúen sobre

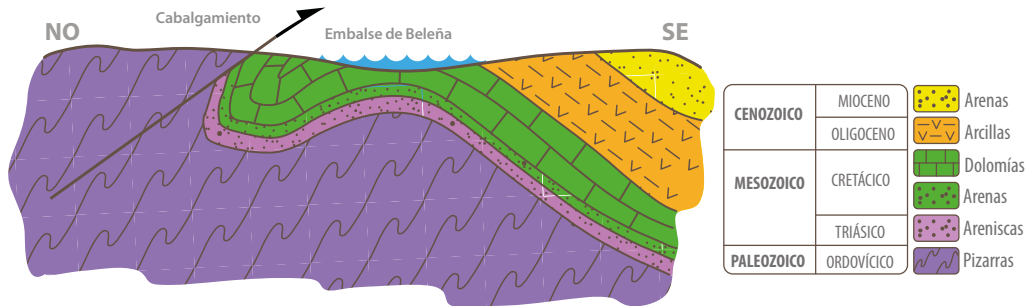


Figura 7-145. Esquema geológico del cabalgamiento de Muriel. Basado en De Vicente *et al.* (2009).



Figura 7-146. Vista en el paisaje del cabalgamiento.

otras más modernas. Esta es una disposición anómala de la serie geológica que, si nada la ha perturbado, sitúa rocas más antiguas debajo de otras más modernas, tal y como hemos descrito en la parada 3-A.

Si subimos por la ladera y nos acercamos a ver el contacto entre las pizarras y las arenas, podremos ver cómo en algunos de los cortes no vegetados se aprecia el plano del cabalgamiento a favor del cual

se colocan las primeras sobre las segundas (Fig.7-144).

La estructura es más fácil de entender en un corte geológico (Fig.7-145), que es una representación en dos dimensiones de la geología por debajo de nuestros pies. Las rocas del Mesozoico están plegadas y cabalgadas por las pizarras en su extremo occidental. De esta manera, hay calizas y dolomías a ambos lados del embalse de

Beleña, como se puede observar en la ermita de Peñamira. De hecho, forman parte la misma serie, que aparecen a ambos lados porque forman parte de un pliegue anticlinal (Fig. 7-145).

Continuando por la pista, un kilómetro más adelante llegamos a un alto con buenas vistas al embalse de Beleña, desde donde sale una senda hacia la izquierda en sentido descendente, marcada con un poste. Tomaremos esa senda que nos dirige directamente a la ermita de Peñamira en un kilómetro y medio más. De camino hacia la ermita, nada más tomar la senda que sale de la pista, si miramos hacia atrás podremos ver con más perspectiva la posición anómala de las pizarras sobre las arenas y calizas (Fig. 7-146).

Estos cabalgamientos, como el de Tamajón (parada 3-A) y Almiruete (geo-ruta 2), son una singularidad geológica a

escala nacional. Por ello, están incluidos en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG, <http://info.igme.es>).

Desde aquí solo nos restará seguir caminando hasta la ermita. Cabe destacar que en esta zona se desarrolla un interesante macizo kárstico (pág. 101) en el que se han identificado nueve cavidades. Una de ellas es la Cueva del Gorgocil que, con 590 m de desarrollo horizontal, es la segunda cavidad más larga de la vertiente meridional del Sistema Central, solo superada por la del Reguerillo, en la provincia de Madrid. Se formó a favor de los planos de estratificación y en su interior existen galerías inclinadas hasta 62° hacia el sur, coincidiendo con el buzamiento de los estratos debido al plegamiento (Fig.7-146). La cavidad posee tres salas de dimensiones medias (alguna de más de 12 m de diámetro) e interesantes depósitos endokársticos (incluida una columna de 6 metros de altura).



Figura 7-147. Actividad de geodivulgación en el karst de Tamajón. Fotografía: Alfanhui.

POR EL VALLE MEDIO DEL JARAMA, ENTRE HOCES Y CÁRCAVAS

Pontón de la Oliva - Puebla de Beleña - Retiendas



Cárcavas de Mingo Negro en Valdepeñas de la Sierra.

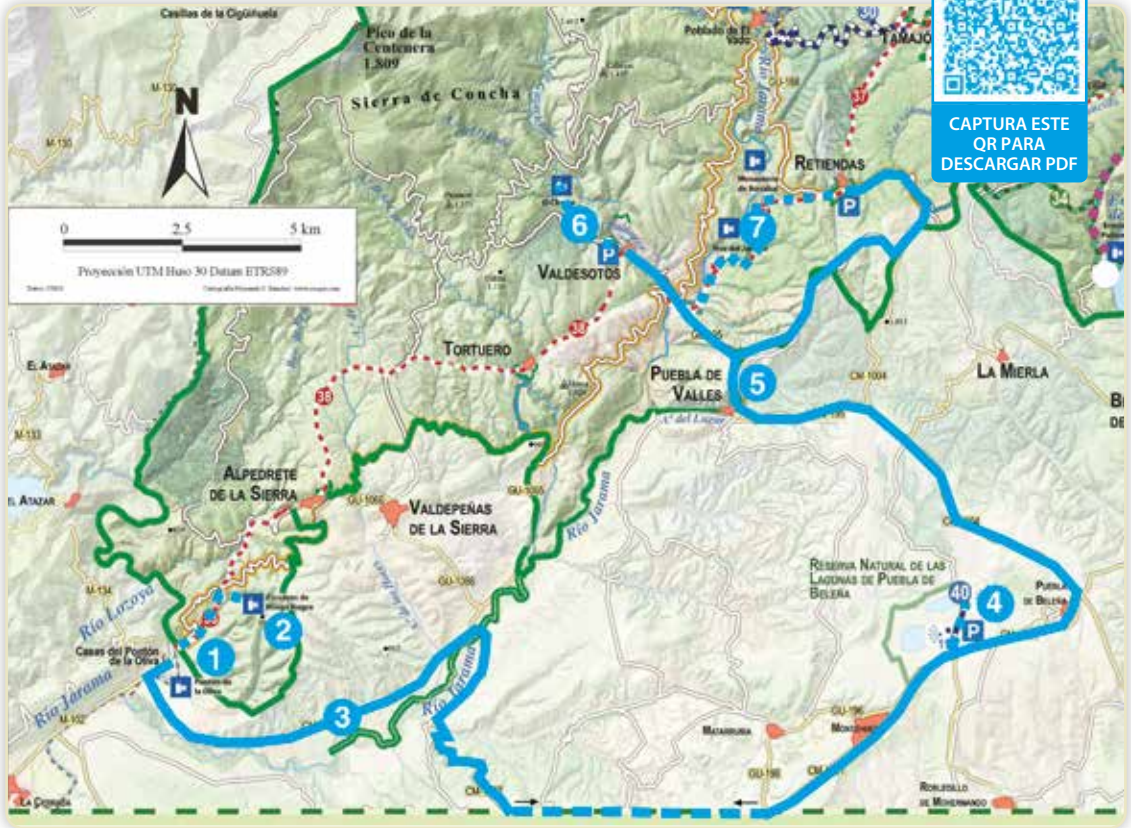
El itinerario recorre el extremo suroccidental del Parque Natural y visita enclaves singulares como espectaculares cárcavas, lagunas temporales y cañones fluviales sobre rocas pizarrosas y calcáreas. Además, se visita uno de los más importantes cabalgamientos

del lado meridional del Sistema Central. La geo-ruta incluye cuatro recorridos a pie:

- **Parada 2:** desde el Pontón de la Oliva hasta las cárcavas de Mingo Negro: 1,5-2h (i+v).



CAPTURA ESTE QR PARA DESCARGAR PDF



Mapa del recorrido y ubicación de las paradas de la Geo-ruta 6. En línea discontinua, los recorridos a pie.

- Parada 4: visita a las lagunas de Puebla de Beleña: 1h (i+v).
- Parada 6: desde Valdesotos hasta El Chorro: 1 h (i+v).
- Parada 7: desde Retiendas por la Hoz del Jarama: 2h (i+v).

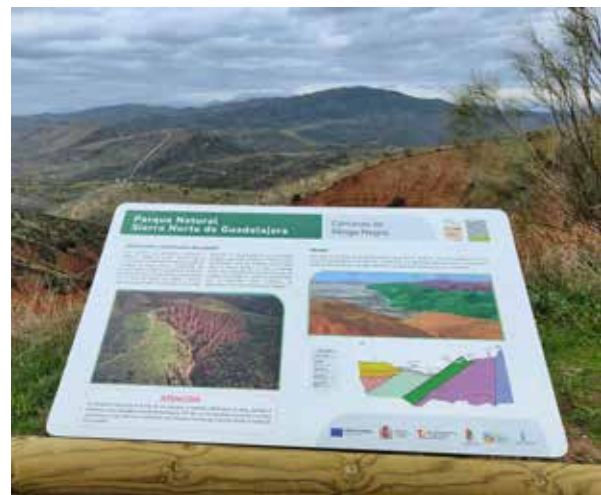


Figura 7-148. Panel en las cárcavas de Mingo Negro.

CÓMO LLEGAR / PARADA 1-A

El aparcamiento del Pontón de la Oliva se sitúa justo al pie de la presa del mismo nombre. Para llegar a ella es necesario seguir la carretera M-102, que une Patones de Abajo y El Atazar. A unos 500 m pasado el desvío a la GU-123 en dirección Valdepeñas de la Sierra, en el lado derecho de la carretera, justo antes de una marcada curva, está indicado el desvío al Pontón de la Oliva. El aparcamiento tiene capacidad para muy pocos vehículos. Existe otro aparcamiento más espacioso, pero ya situado en Madrid, a 300 m de este, indicado también en los carteles. Ambos tienen alta afluencia los fines de semana.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89, 40°52'57.4"N, 3°26'28,4"W";
- **UTM** 462824, 4525821.
- **Google Maps**
Con la etiqueta "Aparcamiento Pontón de la Oliva".

INICIO Y PARADA 1-A: Presa del Pontón de la Oliva

El punto de inicio de esta geo-ruta se sitúa justo en el límite entre las provincias de Madrid y Guadalajara. El río Lozoya marca el límite entre Madrid y Castilla-La Mancha, de manera que cada margen del río y sus correspondientes escarpes están en una comunidad autónoma diferente (Fig.7-149). Dos carteles informativos del Parque Natural marcan el lugar de inicio (Fig.7-150). La presa fue construida a mediados del siglo XIX y fue inaugurada en

1858. En su construcción trabajaron 1.500 presos de las guerras carlistas y cerca de 200 obreros. Con 27 metros de altura y 72 de anchura, cierra artificialmente el cañón que el río Lozoya excava en el Pontón de la Oliva, dejando a ambos lados escarpes calcáreos, muy apreciados por los escaladores.

Esta presa se sitúa a poca distancia aguas arriba de la confluencia entre el Lozoya y el Jarama. Se construyó para represar agua y abastecer a la ciudad de Madrid mediante el primer sistema de conducción de aguas

Figura 7-149. Presa del Pontón de la Oliva. Los escarpes visibles en la imagen se sitúan en la provincia de Madrid. La foto está tomada desde el margen de Guadalajara.



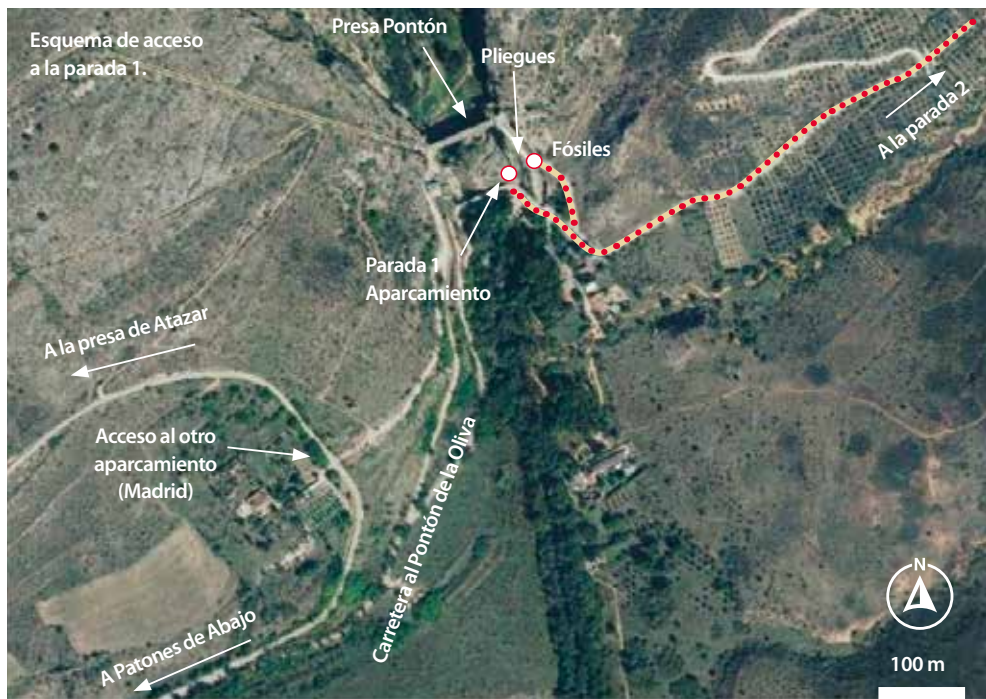


Figura 7-150. Esquema de acceso a la parada 1.

del Canal de Isabel II, si bien nunca llegó a cumplir adecuadamente este propósito, porque ya durante su construcción se detectaron filtraciones debidas a las características geológicas del emplazamiento. El lugar elegido para instalar la presa está formado por una sucesión de rocas del Cretácico superior de composición principalmente calcárea, entre las que destacan dolomías intensamente karstificadas, es decir, que han sufrido procesos de disolución que han generado conductos subterráneos por donde se filtra el agua.

De hecho, muy cerca (en la Comunidad de Madrid), se sitúa la Cueva del Reguerillo que, con casi nueve kilómetros de conductos subterráneos, es la de más desarrollo de la zona centro peninsular (ver Fig.7-158). El resultado fue que, aunque la presa retuviera agua, esta se infiltraba por las rocas

del fondo y los laterales, haciéndola ineficaz. Durante los siguientes años se construyeron obras accesorias para reducir las pérdidas de agua, pero no fue suficiente y en 1904 se decidió abandonar su uso hidráulico (Fig.7-149).

La falta de estudios geológicos previos provocó la elección de tan mal emplazamiento. En cualquier caso, desde el punto de vista de su construcción, constituye una importante obra de ingeniería del siglo XIX. Actualmente es propiedad del Canal de Isabel II y está prohibido acceder al interior de sus instalaciones. En el entorno podremos ver otras infraestructuras hidráulicas como las grandes conducciones de los canales de La Parra, Jarama y El Atazar, todas ellas empleadas para abastecer de agua potable a Madrid.

CÓMO LLEGAR / PARADA 1-B

Unas decenas de metros más adelante del aparcamiento, siguiendo la pista asfaltada cuesta arriba, cruzaremos un puente sobre un canal del aliviadero de la presa. Seguiremos unos pocos metros más y veremos a la izquierda una pista que sube. La seguiremos hacia un pequeño escarpe donde destacan unas rocas de color ocre (Fig.7-151). Debemos tener especial precaución los días de lluvia porque las planchas de roca sobre las que hay que caminar pueden estar muy resbaladizas.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89, 40°53'00"N
3°26'27.2"W;
- **UTM**
462846, 4525895;
- **Google Maps**
40.883364, -3.440877.



Figura 7-151. Vista del afloramiento de la parada 1-B según se sube hacia él.

PARADA 1-B: Fósiles de rudistas y pliegues

En este escarpe veremos cómo las calizas están afectadas por un llamativo pliegue (Fig. 7-152). Pero si miramos con algo más de perspectiva veremos que, en realidad, es un conjunto de pliegues y fallas más complejo.

Además, si miramos con atención las planchas de roca que hay al lado y al pie de los

pliegues, veremos que tienen unas curiosas marcas de forma circular y de varios centímetros de diámetro, incluso a veces más de diez. Se trata de fósiles de rudistas (ver fig.7-153), unos bivalvos hoy en día extintos, que habitaron en los mares tropicales de finales del Jurásico y durante el Cretácico.

Al ser bivalvos, estaban formados por dos conchas o valvas: la inferior tenía forma de cucurucho para adaptarse al sustrato y la



Figura 7-152. Pliegues y fallas en el Pontón de la Oliva. Es interesante observar que hay estructuras a varias escalas.



Figura 7-153. Planchas con fósiles de rudistas, identificables por ser circulares. Como formaban colonias arrecifales, es lógico entender que haya tantos ejemplares, a veces de color oscuro y otras de color claro.

superior, circular y mucho más pequeña, hacia "de tapa". En estos estratos podemos observar la abertura circular de la valva inferior (el círculo del cucurucho), enterrada en los sedimentos carbonáticos.

Los rudistas formaban arrecifes en los mares tropicales como lo hacen en la actualidad los corales. Necesitaban aguas turbias y bien oxigenadas, con menos de 5 metros de profundidad. Tendían a agruparse para formar la colonia y entre los individuos se acumulaban sedimentos que reforzaban el arrecife, por eso es lógico encontrar tantos ejemplares.

Estos fósiles nos confirman que durante el Cretácico superior, hace alrededor de 80 millones de años, se formaron arrecifes justo en el momento en que el mar alcanzó mayor desarrollo en esta zona (págs. 50, 88 y 278).



Figura 7-154. Fotografía de un fósil de rudista. Su concha inferior es cónica y su parte superior más pequeña y plana. Tamaño: 10 cm.

CÓMO LLEGAR / PARADA 2

Volvemos a la carretera que pasa al pie de la presa y seguimos las marcas del sendero de gran recorrido GR 10 (líneas blancas y rojas) que discurren por la pista asfaltada que, de manera ascendente, se dirige hacia el este (Fig.7-155).

Se pasa por una cancela que prohíbe el paso de vehículos y, 250 metros más adelante, justo donde la pista traza una marcada curva a la izquierda, seguiremos una senda que sale a la derecha, siguiendo el GR 10. Unos cien metros más adelante sale, de nuevo, una senda a la derecha por la que bajaremos al fondo de un barranco. Desde allí, diversas sendas que se separan y juntan suben por

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89, 40°53'16.5"N, 3°25'24.5"W;
- **UTM**
464325, 45265402
- **Google Maps**
40.887925, -3.423465

una acusada pendiente hacia lo alto de la colina donde, en unos 40 minutos de paseo desde la parada anterior, encontraremos dos miradores que nos permitirán contemplar las cárcavas.

En Google Maps está indicado con la etiqueta "Las cárcavas", pero no se recomienda ir a esa ubicación ya que no dirige al mirador, sino al interior de la zona abarrancada, que es peligroso y no permite tener una vista panorámica de las cárcavas. Es peligroso acercarse al borde de las cárcavas por el riesgo de caída y de que se desprenda la parte alta de la cornisa. Es preciso mantener en todo momento una distancia de, al menos, tres metros al borde.

ATENCIÓN

Es peligroso acercarse al borde de las cárcavas y también adentrarse en ellas, porque el terreno es muy inestable y puede derrumbarse. Por ello, se recomienda precaución a la hora de acercarse a las cárcavas incluso desde los miradores, y nunca hacerlo desde el cauce del arroyo.

PARADA 2: Cárcavas de Mingo Negro

Estas cárcavas (pág. 106) son uno de los paisajes más conocidos de la zona y reciben numerosas visitas debido a la espectacularidad de su relieve y a su llamativo color rojizo. Aunque en algunos lugares figuran como "cárcavas de Patones" o "cárcavas de Madrid", en realidad pertenecen al municipio de Valdepeñas de la Sierra (Guadalajara) y son las cárcavas de Mingo Negro. Desde el mirador 2, y debido a su posición elevada sobre el paisaje circundante, pueden realizarse otras interesantes observaciones geológicas que ayudan a entender mejor el relieve.

En un día claro, al fondo se divisan las cumbres del Cerro de San Pedro y de la Sierra de Guadarrama, en la provincia de Madrid. Más cerca, se sitúa el valle del Jarama, con dos márgenes muy contrastadas (Fig.7-157). En la margen izquierda se aprecian los niveles aplanados y escalonados que corresponden con las terrazas fluviales del Jarama y la meseta sobre la que se ubica la población de Uceda.

En cambio, a la derecha, el relieve se caracteriza por unas "cuestas" que desde el Pontón de la Oliva se suceden hasta llegar a Torrelaguna, formadas sobre capas resistentes de calizas y dolomías. Estas son las que forman los escarpes del cañón del



Figura 7-155. Esquema de la ruta de acceso a los miradores de la parada 2.

Lozoya donde se ubica la presa del Pontón de la Oliva (descritas en la parada 1). Al oeste de ellas (derecha en la imagen y paisaje) se sitúan las pizarras que dan lugar a relieves alomados irregulares.

Figura 7-156. Vista aérea de las cárcavas de Mingo Negro. Los puntos rojos señalan la ubicación de los miradores. Fotografía: Juanjo Bolaños.



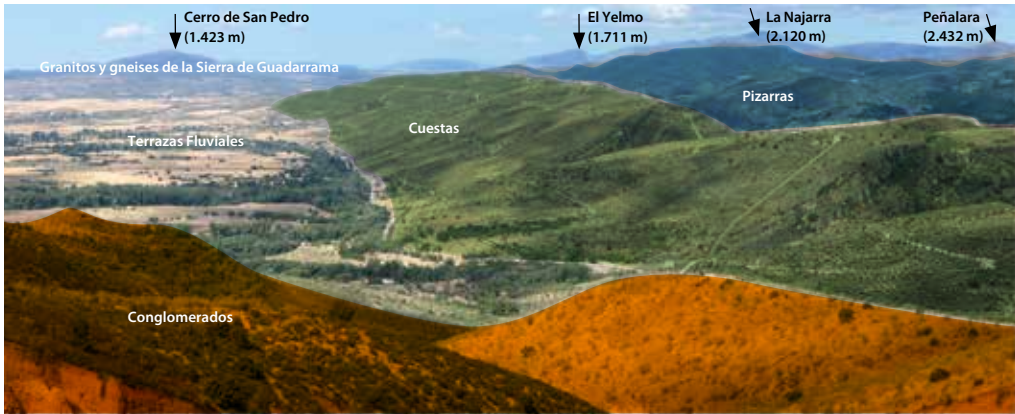


Figura 7-157. Detalle de las cuestas calcáreas del entorno del Pontón de la Oliva. Las unidades son las mismas que las señaladas en la Fig.2-7.

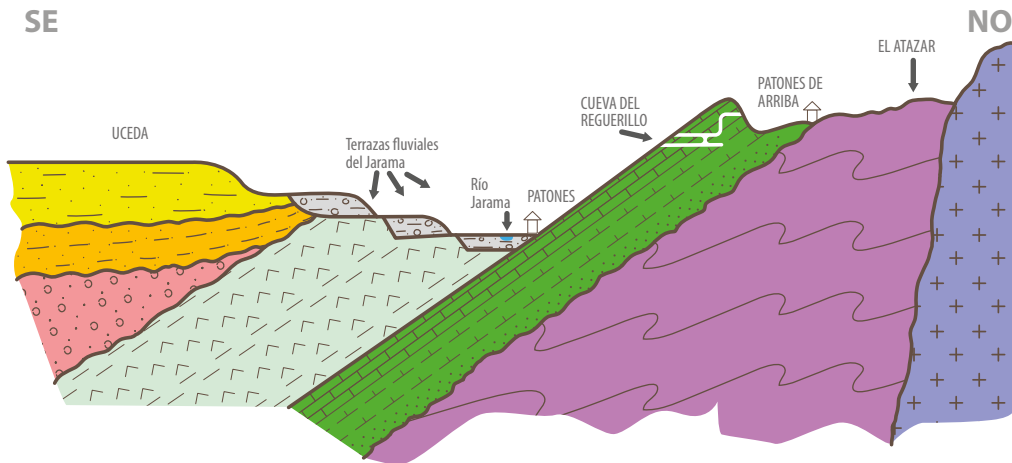
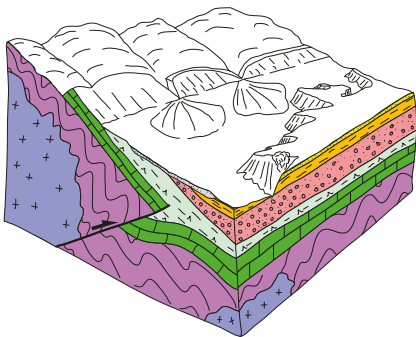


Figura 7-158. Esquema de la estructura geológica del valle del Jarama cerca de su confluencia con el río Lozoya. Las "cuestas", el rasgo más característico del relieve, están formadas por rocas resistentes del Cretácico superior, en su mayoría calcáreas. Basado en Pérez-González y Portero (1991).



| | | |
|--|--------------------|--|
| | CUATERNARIO | Gravas, arenas y arcillas |
| | NEÓGENO | Arenas Arenas y cantos |
| | PALEÓGENO | Conglomerados y arenas Yesos y arcillas |
| | CRETÁCICO | Arenas, margas, calizas y d |
| | PALEOZOICO | Rocas graníticas Pizarras |

Figura 7-159. Esquema de los abanicos aluviales que originarían la acumulación de conglomerados sobre los que se formarían las cárcavas.



Figura 7-160. Paisaje característico en yesos visto desde el apartadero de la parada 3.

CÓMO LLEGAR / PARADA 3

Desde las cárcavas volvemos andando hasta el aparcamiento del Pontón de la Oliva. Desde allí, ya en vehículo, retrocederemos 1 km en dirección a Patones de Abajo para desviarnos hacia la carretera CM-1052 en dirección a Valdepeñas de la Sierra, cruzando el río Jarama por un estrecho puente. A unos dos kilómetros tras cruzar el río, entre los pk.14 y 13 se sitúan a la derecha varios pequeños apartaderos con capacidad para un par de coches cada uno.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89, 40°51'50.2"N,
3°25'55.6»W
- **UTM**
463583, 4523744;
- **Google Maps**
0.863956, -3.432123

PARADA 3: Yesos de Peñas Blancas

El paisaje ha cambiado desde que cruzamos el río, debido a que afloran rocas muy distintas a las que se habían visto en las paradas anteriores. En realidad, ni siquiera hace falta pararse en este apartadero para darse cuenta, ya que el color, el relieve y la topografía son muy diferentes. A la izquierda de la carretera afloran yesos y

arcillas que la erosión ha dejado al descubierto, mientras que a la derecha de la carretera aparecen casi siempre erosionados y cubiertos por otros materiales más modernos relacionados con la actividad del río Jarama (Fig. 7-158).

El topónimo del lugar hace referencia a los yesos que afloran en esta zona ya que, por una parte, la mayor dureza de los yesos ha generado un escarpe



Figura 7-161. Vista de los niveles de yesos en las arcillas (izquierda). Paisaje generado en los yesos (derecha).

pronunciado con pequeñas peñas que se diferencian del entorno, donde predominan los paisajes alomados y suaves y, por otra, la presencia de este mineral da un color singular blanquecino. Los afloramientos de yesos son escasos en el Parque Natural, estando situados únicamente en esta zona y en los alrededores de Cogolludo y Aleas (pág. 74).

Las arcillas son predominantemente de color pardo y rojizo, mientras que los yesos destacan por su llamativo color blanco (Fig.7-161). La erosión de estos materiales da lugar a relieves ondulados de característico color blanco, solo aptos para el cultivo de olivos. La escorrentía

suele formar numerosos barrancos que aíslan las diferentes peñas.

Por encima de esta unidad de yesos se encuentra la misma que vimos en la anterior parada donde se formaron las cárcavas de Mingo Negro. Aquí, aunque de menor tamaño y peor acceso, también aparecen unas muy espectaculares.

Las plantas que aquí habitan están adaptadas a vivir en unas condiciones especiales de gran aridez y sustratos cargados en sales. Muchas de ellas son endemismos y especies protegidas y se denominan plantas gipsícolas: del griego *gypsum* (yeso) y del latín *incola* (habitante).

CÓMO LLEGAR / PARADA 4

Se retoma la marcha en vehículo por la CM-1052 con dirección a Casa de Uceda y, en la intersección con la CM-1001, se toma esta carretera con dirección a Puebla de Beleña. Antes de llegar, en el pk 15,200 sale un desvío a mano izquierda (norte) indicado por un cartel que señala el acceso a las lagunas. A 150 m se sitúa un aparcamiento donde se debe estacionar el vehículo. A partir de ahí, se sigue la pista ya a pie. El paseo completo lleva 1 h.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 40°52'58,6"N;
3°14'50,3"W
40.882944, -3.247306
- **UTM** 479164, 4525793
- **Google Maps**
Aparece con la etiqueta:
"Parking Parque Lagunas
de Puebla de Beleña"



Figura 7-162. Laguna Grande en otoño, tras lluvias intensas. Fotografía: Susana Ayuso.

PARADA 4: Lagunas de Puebla de Beleña

La Reserva Natural de las Lagunas de Puebla de Beleña incluye dos lagunas (Grande y Chica) y varias charcas más situadas en la Campiña Alta de Guadalajara. Estos humedales estacionales son parada anual tradicional para las grullas. Por eso se recomienda la visita especialmente desde mediados de febrero a mediados de marzo, que es el periodo de concentración migratoria de estas aves. En verano y en las épocas prolongadas sin lluvias están totalmente secas y la visita puede ser un

poco decepcionante. También recalcan en la laguna en sus periodos migratorios la garza imperial, cigüeña blanca, cigüeña negra, espátula, cerceta carretona, pato colorado, chorlito chico, zarapito trina-dor, zarapito real y otras especies de aves acuáticas (Fig.7-162).

Para visitar las lagunas se deben seguir dos sencillos senderos que, en conjunto, tienen una longitud de 3,5 km, con dos observatorios de aves. Desde el aparcamiento se continúa a pie por la pista 500 m hasta llegar a un cruce de caminos. Se toma el de la izquierda y 400 m más adelante se llega



Figura 7-163. Refugio observatorio de aves en la Laguna Grande.

al observatorio de aves de la Laguna Grande, equipado con paneles. Posteriormente, se regresa al cruce anterior y se continúa por el camino que seguíamos, para llegar 900 m más adelante al observatorio de la Laguna Chica. Es importante evitar acercarse a la orilla para no molestar a las aves, especialmente durante el período de nidificación.

La cubeta donde se acumula el agua y originan las lagunas se formó por la disolución de los niveles de yesos infrayacentes, generando pequeños sinclinales en la formación superior. Al margen de su interés botánico y faunístico, desde el punto de vista geológico hay dos aspectos interesantes de estas lagunas. Por un lado, el origen de la llanura sobre la que se ubica, y por otro el propio proceso de encharcamiento que las origina.

Sobre el primer tema, las lagunas se sitúan sobre la más alta y, por tanto, más antigua, de las terrazas del río Jarama. A priori, esto podría sorprender, porque están ubicadas a 190 m por encima del



Figura 7-164. En verano, las lagunas suelen estar secas y se presentan como suaves depresiones cubiertas de carrizo.

actual curso del río, pero la formación de terrazas y el encajamiento es un proceso habitual en la evolución de los ríos. La historia de encajamiento y formación de terrazas del Jarama se inicia hace alrededor de 2,3 millones de años, cuando el río se empezó a encajar sobre la superficie de la raña. Desde entonces, y hasta la actualidad, ha dejado 20 niveles de terrazas a lo largo de sus 155 km. Con una dirección predominante N-S, cruza toda la comunidad de Madrid para desembocar en el Tajo cerca de Aranjuez, a una cota de 550 m.

Las terrazas fluviales son antiguas llanuras de inundación del río que han quedado abandonadas durante el encajamiento del río, y que forman depósitos sedimentarios con una superficie plana. En su evolución, el río puede ganar capacidad erosiva y encajarse en su propia llanura aluvial como consecuencia de variaciones en el nivel de base o en el clima, dejando "colgados" los antiguos niveles de la llanura fluvial, es decir, las terrazas, que quedan escalonadas unas con respecto a otras.

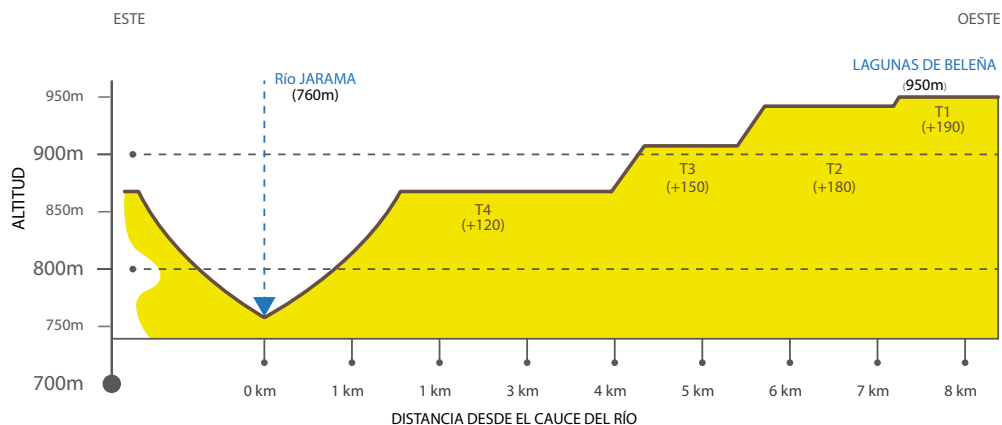


Figura 7-165. Corte topográfico ideal desde las lagunas de Puebla de Beleña (parada 4) hasta el cauce del río Jarama, indicando los niveles de terrazas fluviales y su altitud sobre el curso actual. El río llega a generar 20 niveles de terrazas.

Así que cada nivel de terraza nos indica un estadio en la evolución del río, de manera que las terrazas más altas son las más antiguas. El río Jarama presenta aún un perfil fluvial juvenil, muy lejos de su madurez. Así que, a pesar de sus 20 niveles de terrazas, aún le falta mucho para llegar a su equilibrio. El agua que inunda las lagunas procede de la escorrentía superficial, siendo la precipitación media anual de 650 mm. Al situarse sobre ese nivel de terraza fluvial, el sustrato sobre el que se apoyan las lagunas está formado por arenas, conglomerados y arcillas. Precisamente la zona se encharca al quedar retenida el agua por un nivel arcilloso de baja permeabilidad situado en el subsuelo, a poca profundidad. Las arcillas están formadas por partículas microscópicas de minerales con forma laminar.

Ese nivel arcilloso casi impermeable se forma porque el agua de lluvia, al infiltrarse, moviliza la arcilla de los niveles superiores del suelo a otros más profundos. Al alcanzar un nivel del suelo más profundo y seco, el agua contenida en las arcillas

es succionada por capilaridad por los microporos, creando finas películas de arcilla que revisten los granos minerales y las paredes de los poros, relleno los huecos. Dicho de otro modo, al migrar hacia el subsuelo, las arcillas revisten los huecos macro y microscópicos contenidos en el sedimento y los obstruyen, formando una película impermeable que impide que se infiltre el agua, generando los encharcamientos estacionales.

Actualmente la profundidad de las lagunas, cuando están a su máximo nivel, no supera los 80 cm, pero hace décadas era mayor. Incluso existió un embarcadero en la laguna Grande y una caseta donde se otorgaban licencias para pescar carpas. Sin embargo, el laboreo de las tierras circundantes, dedicadas al cultivo de cereal y al pastoreo, ha ido produciendo un paulatino relleno de las cubetas de las lagunas, por el arrastre de material desde las orillas. Por todos estos motivos, este lugar está incluido en el Inventario Nacional de Lugares de Interés geológico (IELIG, <http://info.igme.es/ielig/>).



Figura 7.166. Detalle de las cárcavas situadas al sur de Puebla de Valles. Los niveles más claros dibujan un suave pliegue sinclinal.

CÓMO LLEGAR / PARADA 5

Desde la parada anterior deberemos seguir conduciendo hasta enlazar con la carretera GU-1065 y llegar a Puebla de Valles. Nada más llegar al pueblo, debemos tomar un desvío a la derecha en dirección a Valdesotos. La carretera remonta unas cuestas mediante varias curvas y justo a la altura del pk1, junto a una torreta de electricidad, se sitúa un apartadero en el lado izquierdo. Debemos tener cuidado al cruzar la carretera para entrar en el aparcamiento dado que la visibilidad es reducida.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89, 40°55'53.2"N,
3°18'05.7"W;
- **UTM**
474610, 4531189;
- **Google Maps**
40.931434, -3.301584.

PARADA 5: Cárcavas de Puebla de Valles

Desde el desvío hacia Puebla de Valles comienzan a aparecer en los taludes de la carretera los materiales rojizos donde se forman las cárcavas. Están compuestos por materiales detríticos finos (arenas y limos arcillosos) con numerosos niveles intercalados de conglomerados con cantos

incluidos en esta misma matriz más fina (Fig.7-167).

Al estar este pueblo rodeado por este tipo de materiales, las cárcavas prácticamente rodean la localidad en todas las direcciones y, aunque las primeras que se observan al acercarnos al pueblo son las que se encuentran al norte (Fig.7-168), las más espectaculares son las que se encuentran



Figura 7-167. Detalle de los materiales sobre los que se desarrollan las cárcavas. Izquierda: vista del talud de la carretera que lleva a Puebla de Valles; Derecha: detalle en las propias cárcavas

al sur (Fig.7-166).Estos materiales arenoso-arcillosos con gran cantidad de cantos y gravas intercaladas son equivalentes a los descritos en las cárcavas de Mingo Negro (parada 2), aunque algo más recientes (pág.106). Desde este mirador es posible observar que las capas que forman la

estructura interna del depósito están ligeramente plegadas, en forma de un sinclinal muy tendido (ver Fig. 7-166). Esta geometría es la consecuencia de que en tiempos recientes la tectónica ha permanecido activa, aunque solo con capacidad de plegar ligeramente la geometría de las capas.



Figura 7-168. La población de Puebla de Valles y las cárcavas situadas al Norte de la localidad. Al Sur, desde donde está tomada esta fotografía, se sitúan las de la fig. 7-166.



Figura.7-169. Cárcavas de Puebla de Valles.

PARADA 6: Cabalgamiento de Valdesotos y el Chorro

CÓMO LLEGAR / PARADA 6

Desde la parada anterior se sigue la carretera GU-195 que lleva hasta la población de Valdesotos en unos diez minutos. Justo a la entrada del pueblo hay un aparcamiento a la derecha donde se debe dejar el vehículo. De hecho, una barrera impide el paso motorizado a los no residentes. Para ir al Chorro se debe atravesar el pueblo y seguir la pista junto al río, siguiendo las señales, para tomar una senda que en 30 minutos lleva hasta la cascada.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89, 40°57'24.2"N,
3°19'37.7"W
- **UTM**
472467, 4533994;
- **Google Maps**
40.95673, -3.32713

PARADA 6-A: Cabalgamiento de Valdesotos

Valdesotos es un pequeño y bonito pueblo situado en un lugar muy interesante geológicamente por varios motivos.

Cerca del pueblo, justo al lado del casco urbano, se encuentra un rasgo geológico de gran importancia, pero de difícil observación directa en el terreno. Se trata del cabalgamiento de Valdesotos, que pone las

pizarras (más antiguas, del Ordovícico, ver pág. 60) directamente sobre las arenas del Cretácico. Lo normal es que una serie geológica tenga más abajo las rocas antiguas, sobre las que se superponen otras más modernas. Pero en este caso, es al revés. Estos cabalgamientos, que tienen relación con la formación y levantamiento del Sistema Central, se pueden observar en varios lugares del Parque Natural, aunque suele hacer falta cierta "intuición geológica" para descubrirlos en el paisaje.



Figura 7-170.
Disposición del cabalgamiento visto desde el puente.

Para ello atravesaremos el pueblo, pasando junto a la fuente, para ir hacia el Chorro de Valdesotos, una famosa cascada que es el destino final de esta parada. A los cinco minutos de salir del pueblo, cruzaremos un puente metálico.

Desde ahí, si miramos a nuestra izquierda y hacia atrás, en la ladera de enfrente podremos deducir el cabalgamiento (Fig.7-170). A lo lejos veremos que en la parte alta de la ladera aparecen unas manchas blancas de arenas acaravadas, que también se ven al pie de la ladera, cerca del río. Por encima de ellas, aunque casi tapadas por

la vegetación, se sitúan las pizarras, delatadas por sus colores grises verdosos, en orden invertido de lo que debería ser la disposición normal.

Las pizarras son del Ordovícico medio, es decir, tienen una edad de aproximadamente 450 millones de años, y reposan sobre areniscas del Triásico (aproximadamente 250 millones de años) y arenas del Cretácico (alrededor de 110 millones de años). Una disposición así de las unidades geológicas solo se explica mediante la presencia de un cabalgamiento (pág. 90).



Figura 7-171. Detalle del cabalgamiento de Valdesotos.

CÓMO LLEGAR / PARADA 6-B

Si seguimos caminando por la pista, esta desemboca en una senda que va junto al arroyo que, según la época del año, incluso habrá que cruzar alguna vez. Al final, a unos 40 minutos desde Valdesotos, siguiendo la senda principal llegaremos al Chorro de Valdesotos.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89, 40°58'01.0"N 3°20'00.1"W
- **UTM** 471949, 4535141;
- **Google Maps**
40.966948, -3.333364



Figura 7-172. Chorro de Valdesotos, salto de agua en pizarras.

PARADA 6-B: El Chorro de Valdesotos

El Chorro de Valdesotos está formado en un encajonamiento del arroyo Gazachuela, formando una llamativa cascada y una poza en su base. Este salto de agua, a pesar de no ser muy alto, es muy atractivo y recibe muchas visitas, especialmente en verano. Se forma porque las pizarras presentan una esquistosidad vertical y una estratificación casi horizontal, favoreciendo que la erosión genere relieves escalonados. La estratificación es la laminación que tenía la roca original, compuesta por sedimentos detríticos finos, en el momento de su sedimentación, y que aún conserva de forma difusa. La esquistosidad se generó como consecuencia de las presiones a que esas rocas originales fueron sometidas

por los esfuerzos tectónicos (episodio 2, pág.43). Esto provocó que los cristales minerales se orientaran o crecieran según unas direcciones perpendiculares a la compresión y generaran un conjunto de planos paralelos a partir de los cuales la pizarra se desgaja en láminas finas. Esa propiedad que tienen las pizarras las ha hecho muy útiles en construcción, sobre todo para tejados, ya que origina láminas grandes y finas de roca.

En este caso, genera planos de debilidad casi verticales que la erosión aprovecha para atacar con más intensidad a la roca. Al conjunto de procesos generados por estos esfuerzos sobre la roca en forma de cambios de presión y temperatura se les denomina metamorfismo, y en el caso de las pizarras del Chorro fue de grado medio.

CÓMO LLEGAR / PARADA 7

Desde Valdesotos retrocedemos hasta Puebla de Valles para volver a la CM-1004 y girar hacia la izquierda, en dirección a Tamajón. Antes de llegar a esta localidad, nos desviamos hacia Retiendas por la GU-188.

Los navegadores puede que nos propongan ir de Valdesotos a Retiendas por el Pantano de El Vado, pero esa carretera es propiedad privada del Canal de Isabel II y es de acceso restringido, lo cual está señalizado.

Desde Retiendas, justo antes de cruzar el puente que hay a la entrada del pueblo, sale una pista asfaltada hacia el oeste. Debe dejarse el vehículo en el aparcamiento que hay al inicio de la pista, pues unos 500 metros más adelante deberemos tomar un desvío por otra pista que sale a la izquierda y que se encuentra ya cerrada por una barrera que

impide el paso de vehículos a motor. Esta pista que tomaremos siguiendo las indicaciones que nos llevan al Monasterio de Santa María de Bonaval, va paralela al Barranco del Bustar.

Una vez que lleguemos a las proximidades del Monasterio, unos 20 minutos tras pasar la barrera, seguiremos un camino estrecho que nos irá introduciendo a la Hoz del Jarama. Será necesario hacer el recorrido de ida y vuelta a no ser que se pueda realizar una combinación de vehículos y se deje uno al otro lado de la hoz. De hecho, este mismo recorrido se puede hacer en sentido contrario desde cerca de Valdesotos, pero en el apartadero solo hay espacio para un par de vehículos y puede ser complicado aparcar.

El recorrido por la hoz coincide con el del sendero GR 10, señalizado con marcas blancas y rojas. En total, 2h (i+v).

COORDENADAS

• Geográficas

ETRS89, 40°58'04.6"N 3°16'47.7"W;

• UTM

476446, 4535236

• Google Maps

40.967947, -3.279919

PARADA 7:

Hoz de Retiendas

Esta parada recorre la Hoz del Jarama aguas abajo de Retiendas, una excursión que por sí sola justifica visitar esta zona y que puede llevar buena parte de una mañana o una tarde. Por ello, puede ser incluso un fin en sí misma. Casi no tiene desnivel (unos 100 metros) y una longitud de unos 11 km (ida y vuelta).

La pista se adentra en un bosque de quejigos y encinas. A los 20 minutos sale a la derecha un desvío que lleva al Monasterio de Santa María de Bonaval, visible desde el cruce. Se trata de las ruinas de un monasterio cisterciense fundado en el año

1164 y declarado Bien de Interés Cultural en 1992. Aunque en reconstrucción y vallado en todo su perímetro, es posible visitarlo y merece la pena consultar los horarios de apertura. Se desvíe uno al monasterio o no, se debe seguir por la pista que se estrecha y se convierte progresivamente en una senda con las marcas rojas y blancas del GR 10. El río se sitúa a la derecha de la senda.

Media hora más adelante la senda se estrecha aún más y el paisaje cambia y los escarpes que forman el cañón empiezan a estar cada vez más cerca y el cauce del río cada vez más encajado. A nuestra izquierda los paredones llegan prácticamente al cauce del río y dibujan una curva



Figura 7-173.
Monasterio
cisterciense de
Bonaval.

típica de estas hoces en el tramo más espectacular del cañón. El río describe un curso meandriforme, como consecuencia del encajonamiento de su cauce. Esta hoz es un buen ejemplo de un cañón formado en rocas calcáreas, donde la incisión fluvial se une a procesos kársticos que disuelven las calizas y proporcionan esas formas tan características a los escarpes. De hecho,

las cuevas y abrigos rocosos que aparecen colgados en los escarpes reflejan la evolución geológica del río en su encajamiento. La vegetación en las laderas es la característica de sustratos calizos, con especies arbóreas como quejigos y arces de Montpellier, que prefieren suelos básicos o neutros. En las paredes del cañón pueden observarse cuevas como las citadas en la parada anterior (fig. 7-176), en las cuales se encuentran yacimientos paleontológicos y arqueológicos de gran interés. Estas cuevas se han formado a favor de la estratificación, es decir, aprovechando las discontinuidades entre los estratos de las calizas y dolomías. Como estos se disponen de manera horizontal, las cavidades también tienen ese desarrollo, formando niveles superpuestos conectados por pozos con profundidades que rara vez superan los diez metros.

En estas cavidades se sitúan varios yacimientos arqueológicos y paleontológicos



Figura 7-174. Señales del GR justo en el desvío al Monasterio de Bonaval.



Figura 7-175. Vista aérea de la hoz del Jarama. Fotografía: José Antonio Vallejo.

del Cuaternario (pág.92). En uno de ellos, llamado Jarama VI, se sitúa un importante yacimiento, con varios miles de restos líticos de una de las últimas poblaciones de neandertales del centro peninsular hace 50.000 años. Además, también han aparecido restos fósiles de macro y micromamíferos, aves, reptiles, anfibios y peces. La cueva no es visitable y no es la única con restos, ya que son frecuentes en todo el curso alto del

Jarama este tipo de yacimientos que en algunos casos incluyen también arte rupestre. Por todo ello, este yacimiento es de relevancia internacional (pág.286). A la salida de la hoz los escarpes pierden bruscamente su entidad y la hoz se difumina. Desde este lugar podemos dar la vuelta, o bien seguir, hasta llegar a la carretera y acceder a Valdesotos siguiendo el GR 10, en función de dónde tengamos el vehículo para volver.



Figura 7-176. Detalle de los escarpes de la Hoz del Jarama.

CAPÍTULO

8

Geología para senderistas

DESCRIPCIÓN DE LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO
NO INCLUIDOS EN LAS GEO-RUTAS Y QUE SE SITUAN EN
ALGÚN SENDERO OFICIAL DEL PARQUE NATURAL

Senderistas ascendiendo al Ocejón (2.049 m).





Este capítulo de la guía está dirigido a las personas aficionadas al senderismo, con interés en entender cómo la geología juega un papel fundamental en la conformación del paisaje que disfrutan al recorrer los senderos del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara.

El senderismo es una actividad deportiva en el medio natural que nos permite un contacto íntimo con la naturaleza. Caminar a un ritmo pausado facilita la contemplación detenida del paisaje en su conjunto y de los diversos elementos que lo componen. Por ello, en el diseño de la

red de geo-rutas del Parque Natural, que combina desplazamientos en vehículo con pequeños paseos, ha jugado un papel importante la red de senderos oficiales del Parque, integrada por 43 senderos que suman un total de 555 km señalizados. En 22 de estos senderos se ubican paradas de geo-rutas.

Así, recorriendo los senderos señalizados del Parque Natural y de los espacios naturales protegidos de su entorno, podemos conocer 40 de los 66 puntos de interpretación geológica integrados en su red de geo-rutas (Tabla 1).



Senderistas cerca de la cumbre del pico Ocejón en el sendero PR-GU 19.

| SENDERO | GEO- RUTA | PARADA | TEMÁTICA |
|--|-----------|--------|--|
| GR 10 Etapa: Cogolludo-Tamajón | 5 | 4-A | Laguna de Tamajón |
| | 5 | 4-B | Cantera de arenas |
| GR 10 Etapa: Tamajón-Valdesotos | 5 | 1 | Yacimientos paleontológicos |
| | 5 | 2 | Cantera de calizas |
| | 6 | 7 | Hoz del Jarama |
| GR 10 Etapa: Valdesotos-Pontón de la Oliva | 6 | 1-A | Presa Pontón de la Oliva |
| | 6 | 1-B | Fósiles y pliegues |
| GR 60 Etapa 2: Valverde de los Arroyos- Almiruete | 2 | 8 | Erosión en cuarcitas: Peñas de Almiruete |
| GR 60 Etapa 3: Almiruete-Tamajón | 2 | 9 | Cabalgamiento de Almiruete |
| | 5 | 3-A | Cabalgamiento de Tamajón |
| | 5 | 3-B | Karst de Tamajón |
| GR 60 Etapa 4: Tamajón-Campillo de Ranas | 5 | 1 | Yacimientos paleontológicos |
| GR 167 Etapa 1: Prádena de Atienza- Condemios de Arriba | 3 | 1-A | Pliegues en cuarcitas |
| | 3 | 1-B | Vetas de cuarzo |
| | 3 | 1-C | Pliegues en cuarcitas: Cueva del Oso |
| | 3 | 5-A | Cañón en pizarras: La Requijada |
| | 3 | 5-B | Superficie de erosión |
| | 3 | 6 | Uso recursos geológicos: Ermita de Santa Coloma (Albendiego) |
| GR 167 Etapa 2: Condemios de Arriba- Cantalojas | 2 | 4 | Crestones cuarcíticos: Castillo de Diempures |
| GR 167.1 Majadas del Bornova- Prádena de Atienza | 3 | 2-A | Planos en las pizarras |
| | 3 | 2-B | Barranco en pizarras: Valle del Bornova |
| GR 167.3 Galve de Sorbe-Molino de La Malecilla | 2 | 1-A | Río de piedras |
| | 2 | 1-B | Río de piedras y turberas |
| | 2 | 2 | Pliegues en cuarcitas |
| | 2 | 3 | Estratificación y diaclasado: Estrecho de Valdicimbrio |

| SENDERO | GEO- RUTA | PARADA | TEMÁTICA |
|---|-----------|--------|---|
| PR-GU 09 Pozos del Aljibe | 1 | 6 | Arquitectura negra (Roblelacasa) y saltos de agua en escarpes de pizarras |
| PR-GU 19 Almiruete-Ocejón | 2 | 8 | Erosión en cuarcitas: Peñas de Almiruete |
| PR-GU 20 El Cardoso de la Sierra- Cerrón y Pico Lobo | 1 | 1 | Geología del Parque Natural (Centro de Visitantes de El Cardoso) |
| | 1 | 2 | Minerales de El Cardoso |
| PR-GU 25 Puerto de La Quesera- Pico Lobo | 1 | 10 | Pliegues en cuarcitas |
| Senda interpretativa del Jarama | 1 | 1 | Geología del Parque Natural (Centro de Visitantes de El Cardoso) |
| Senda interpretativa de Umbralejo a La Huerce | 2 | 5 | Pliegues en pizarras |
| Sendero de la Chorrera de Despeñalagua | 2 | 7 | Saltos de agua en escarpes cuarcíticos |
| Sendero del Monumento Natural de Sierra de Pela y Laguna de Somolinos | 3 | 7 | Barreras tobáceas. Laguna de Somolinos |
| | 3 | 8 | Karst de Somolinos. Manadero del Bornova |
| | 3 | 9 | Falla de Somolinos |
| | 3 | 10 | Cantera de caolín |
| Senda etnográfica de Villares de Jadraque | 4 | 4 | El uso de los recursos geológicos |
| Sendero de los pueblos dorados: Zarzuela-Las Navas-El Ordial-Bustares | 4 | 5-A | Horno de alfarería de Zarzuela de Jadraque |
| | 4 | 5-B | Cárcavas de Zarzuela de Jadraque |
| | 4 | 7 | Uso recursos geológicos: Iglesia de Bustares |
| | 4 | 8 | Arquitectura dorada: Las Navas de Jadraque |
| Senda geológica Pontón de la Oliva-Cárcavas de Mingo Negro | 6 | 2 | Paisajes erosivos: Cárcavas de Mingo Negro |
| Sendero de la Reserva Natural de las Lagunas de Puebla de Beleña | 6 | 4 | Lagunas de Puebla de Beleña y terrazas fluviales |

Tabla 1. Relación entre senderos y paradas de las geo-rutas.



Pero, además, existen muchos otros puntos o lugares de interés geológico no incluidos en la red de geo-rutas, que podemos conocer recorriendo los senderos señalizados del Parque Natural. En este capítulo se describen los de mayor interés geológico. ●

| SENDERO | NOMBRE |
|---|---|
| GR 10 entre Sacedoncillo y Tamajón | Ventifactos de Sacedoncillo |
| GR 10 entre Tamajón y Retiendas | Afloramientos del Pérmico |
| GR 10 entre Valdesotos y Pontón de la Oliva | Retrocabalgamiento de Tortuero |
| GR 60 entre Tamajón y Campillo de Ranas | Minas de plata de Tamajón |
| GR 167 entre Cantalojas y Valdepinillos | Pliegues y escarpes cuarcíticos en el río Sorbe |
| Senderos CM-1, CM-2, PR-GU 01 y PR-GU 19 | Relieve apalachano en el pico Ocejón |
| Sendero PR-GU 02 entre Colmenar de La Sierra y Matallana | Crestones cuarcíticos y pedreras en el cuchillar del Asomante |
| Sendero PR-GU 18 entre El Vado y La Vereda | Escarpes de pizarra del cuchillar del Vallosera |
| Senderos PR-GU 20 y PR-GU 25 | Circos glaciares del Pico Lobo |

Tabla 2. Paradas de interés geológico en senderos oficiales del Parque Natural y no incluidas en las geo-rutas.



Figura 8-1. Desde un poste direccional cerca de las ruinas de las casas de Sacedoncillo se ve el escarpe y el afloramiento de interés (recuadro).

Ventifactos de Sacedoncillo en el sendero GR 10 en su tramo Sacedoncillo-Tamajón

El sendero de gran recorrido GR 10, en su etapa entre Cogolludo y Tamajón, pasa cerca de las ruinas de las casas del pueblo abandonado de Sacedoncillo. Un poste direccional señala el camino al pueblo y a dos rutas de BTT (la 2 y la 4). Desde allí se ven unos escarpes blancos en la ladera (Fig. 8-1), formada por arenas de colores rojizos, violáceos e incluso ocre. En la base están unas arenas cuarcíticas del Triásico, de hace alrededor de 245 millones de años. Técnicamente son conocidas como areniscas del Buntsandstein, si bien en muchos lugares se las conoce con el nombre popular de "rodeno" (pág. 68).

Sobre las areniscas del Buntsandstein se sitúan las "Arenas de Utrillas" (Cretácico, 95 millones de años). Entre unas y otras existe una ausencia de materiales depositados durante un periodo de tiempo muy prolongado de casi 150 millones de años (ver columna geológica, pág. 32). Así, se da la singularidad de que aparecen, en contacto una sobre otra, dos unidades de arenas relativamente parecidas pero muy diferentes en edad (Fig. 8-2). Ambas están formadas

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 40°59'13.0"N 3°13'45.1"W;
- **UTM**
480721, 4537331.
- **Google Maps**
40.986933, -3.229200.

mayoritariamente por granos de cuarzo y cuarcita y predominan los colores rojizos o blanquecinos. Por ello, distinguirlas entre sí a menudo no es fácil.

La singularidad que tienen aquí las "Arenas de Utrillas" es la presencia de ventifactos, es decir, cantos que muestran signos de erosión eólica. Se trata de guijarros, cantos y bloques con procesos de desgaste, pulido y/o abrasión por la acción del impacto de partículas (principalmente granos de arena) empujados por el viento. Esta abrasión o corrosión eólica genera lo que se denominan cantos facetados, con aristas agudas pero no afiladas, y caras pulidas suaves plano-cóncavas y plano-convexas características.

Las investigaciones realizadas sobre estos ventifactos reflejan una historia compleja donde estos fueron, a lo largo de la historia geológica, incorporados y reciclados en diferentes formaciones geológicas hasta llegar a su actual disposición. Los cantos facetados no se formaron ni en el Triásico (edad de las rocas del Buntsandstein) ni en el Cretácico (edad de las "Arenas de Utrillas"), sino que son más antiguos. Es decir, estos cantos están "heredados" de formaciones geológicas más antiguas. Así, a comienzos del Pérmico, hace unos 290 millones de años, la erosión de los relieves generó la acumulación de arenas y cantos. Estos fueron transportados por las corrientes fluviales hasta el pie de los relieves. Allí se acumularon y, durante un periodo de tiempo muy prolongado, fueron sometidos a la erosión eólica en un ambiente árido. Algunas corrientes esporádicas de agua atravesarían estos desiertos removilizando los cantos, pero no los transportaban

muy lejos, de manera que volvían a acumularse y a ser sometidos a la acción erosiva del viento. Ya a comienzos del Triásico (hace alrededor de 245 millones de años), serían de nuevo transportados por cursos fluviales que formarían las areniscas del Buntsandstein. Así, los ventifactos pérmicos quedaron englobados en las areniscas triásicas y allí permanecerían durante millones de años. En el Cretácico (hace alrededor de 95 millones de años), tendría lugar una nueva actividad fluvial que erosionaría parte de las areniscas del Buntsandstein y las acumularía en nuevos cauces y llanuras de inundación. Así, los ventifactos serían removilizados una vez más y se acumularon en las "arenas de Utrillas", formando niveles de cantos angulosos de tamaños notables en el contacto entre las dos unidades (Fig. 8-2). Así que los ventifactos de las "Arenas de Utrillas" son, en realidad, herederos de los desiertos del Pérmico, tras haber sido movilizados en dos ocasiones. ●

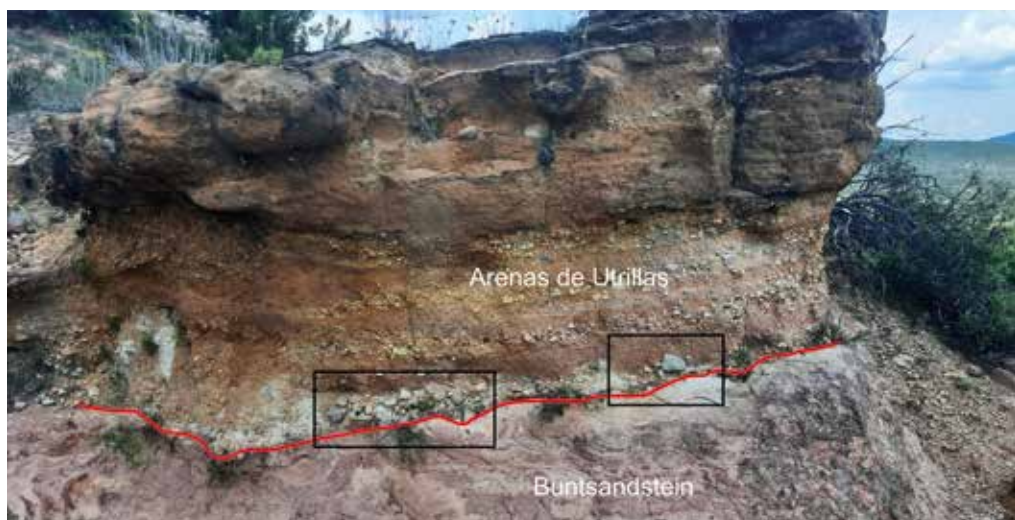


Figura 8-2. Detalle del contacto entre las "areniscas del Buntsandstein" de color rosáceo y las "Arenas de Utrillas", de color pardo. Los recuadros marcan la posición de algunos ventifactos.

Afloramientos del Pérmico en el sendero GR 10 entre Tamajón y Retiendas

El sendero de gran recorrido GR 10 atraviesa la provincia de este a oeste y conecta los tres parques naturales de Guadalajara. Una de sus etapas parte de Tamajón y se dirige hacia Retiendas, pasando junto al Monasterio de Bonaval. En el tramo comprendido entre las dos poblaciones discurre por una pista que marca la diferencia entre dos unidades geológicas. A la izquierda, según se camina, las rocas son calcáreas, fundamentalmente calizas, de edad mesozoica y, por el contrario, a la derecha, afloran arenas, areniscas y pizarras, tanto del Paleozoico como del Mesozoico.

Entre esos últimos materiales destacan unos afloramientos del Pérmico, que marcan el inicio del fin de Pangea. Además, las pizarras están superpuestas sobre sedimentos más modernos, en una continuación del cabalgamiento de Tamajón (pág. 213). Para entender el significado de los sedimentos pérmicos hay que retroceder un poco más en el tiempo. Hace unos 325 Ma se formó el supercontinente Pangea como resultado de la convergencia de placas tectónicas y la colisión continental (pág. 43). Un supercontinente es una gigantesca masa terrestre que acumula bajo ella una enorme cantidad de calor del interior. Esto termina adelgazando la corteza, fragmentándolo. Al principio, se crean pequeñas depresiones o cuencas de sólo unos pocos km² de superficie, donde se acumulan sedimentos

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 40°59'14.0"N 3°16'18.9"W;
- **UTM**
477126, 4537374;
- **Google Maps**
40.987223, -3.271920.

procedentes de los relieves del borde. Poco a poco estas cuencas van aumentando de tamaño, delimitadas por fallas profundas que penetran kilómetros en el interior terrestre, a través de las cuales pueden ascender magmas que generan erupciones volcánicas (págs. 47 y 84).

En el Parque Natural se conservan en las proximidades de Retiendas y Valdesotos los sedimentos acumulados en las cuencas que marcan el fin de Pangea a finales del Pérmico. Estos afloramientos contienen restos de especies de helechos extintos y otros restos vegetales, así como asociaciones de esporas y polen. Gracias a estos fósiles se puede hacer una reconstrucción mucho más precisa de cómo era el clima en aquella época, la vegetación que ocupaba la zona y cómo fue el proceso de apertura y relleno de aquellas cuencas sedimentarias. La información de estos afloramientos y otros de la Península Ibérica ha contribuido a deducir cómo fue la ruptura del último gran supercontinente que ha habido en la Tierra. Estos sedimentos son un poco anteriores, simultáneos y posteriores a



Figura 8-3. Afloramientos del Pérmico entre Tamajón y Retiendas, junto al GR 10.

las erupciones volcánicas también relacionadas con la ruptura del continente, es decir, que tienen entre 300 y 285 millones de años de antigüedad (pág. 169). La naturaleza poco cohesiva de los afloramientos

pérmicos favorece la formación de barrancos y torrentes en los que se puede estudiar la serie. Se trata de incisiones fluviales poco acentuadas que sólo llevan agua en los momentos de lluvia. ●

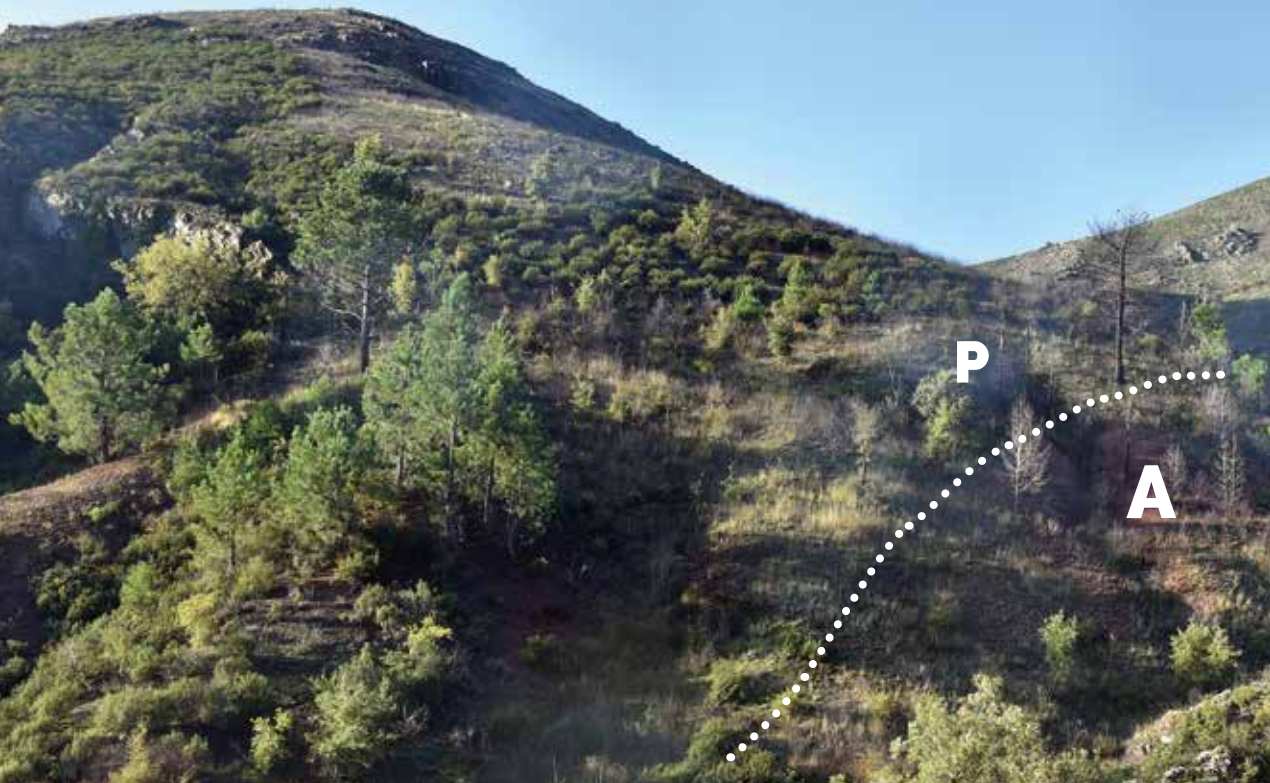


Figura 8-4. Vista panorámica desde el sendero GR 10 justo a la salida de Tortuero. Las pizarras (P) de unos 460 millones de años de antigüedad se superponen por medio de un cabalgamiento sobre las areniscas (A) más recientes, de hace aproximadamente 240 millones de años.

Retrocabalgamiento de Tortuero en el sendero GR 10 en su etapa Valdesotos-Pontón de la Oliva

El sendero GR 10, en la etapa que une Tortuero con Valdesotos, pasa en varias ocasiones junto a los cabalgamientos que se pueden observar en ambas localidades. Un cabalgamiento es una falla inversa mediante la cual un bloque de la corteza terrestre se superpone o "cabalga" sobre otro (Fig. 5-12, pág. 91). A veces son difíciles de observar en el paisaje, pero su existencia se puede deducir por la presencia de rocas antiguas sobre otras más modernas, alterando el orden normal de las sucesiones geológicas. Además, en ocasiones, y en

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 40°56'04.5"N 3°21'26.1"W;
- **UTM**
469925, 4531557;
- **Google Maps**
40.934588, -3.357246.

función de las rocas que se hayan superpuesto, pueden identificarse por los rasgos que muestran sobre el relieve, ya sea generando pequeños escarpes o tramos relativamente rectilíneos de pequeños



cauces fluviales que recorren su traza. Un caso particular de cabalgamiento son los retrocabalgamientos. Estas son estructuras tectónicas asociadas a otras generalmente mayores cuya inclinación es opuesta u oblicua a la del cabalgamiento principal. (Fig.8-5 y págs. 54 y 55).

Uno de ellos se puede observar desde el GR 10 justo a la salida de Tortuero. Poniendo un poco de atención, se puede observar cómo las pizarras del Ordovícico, formadas hace 460 millones de años, se superponen a las areniscas triásicas, de hace 240 millones de años. En la Sierra Norte de Guadalajara es posible observar varios de esos cabalgamientos y retrocabalgamientos (Fig. 8-5). Por ello, es un lugar privilegiado para estudiar la formación geológica del Sistema Central. ●

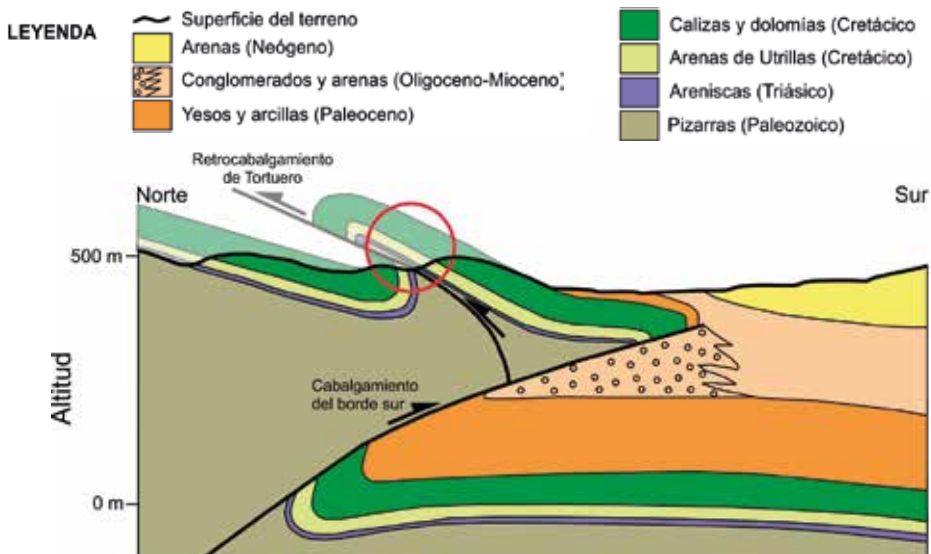


Figura 8-5. Esquema del retrocabalgamiento de Tortuero en relación al cabalgamiento principal del borde sur del Sistema Central. Se puede apreciar que tienen inclinaciones contrarias. El círculo rojo marca la estructura que se puede ver en Tortuero. La zona de color atenuado ha desaparecido por la erosión. Modificado de De Vicente (2009).

Minas de plata de Tamajón en el sendero GR 60 entre Tamajón y Campillejo

El sendero GR 60, en su etapa entre Tamajón y Campillo de Ranas, pasa junto a unas antiguas labores mineras abandonadas. El acceso se realiza mediante una breve aproximación desde el pk 2,900 de la carretera GU-186, según se va desde Tamajón hacia Campillejo. Prácticamente desde el inicio de la ruta se pueden observar las labores mineras. Estos restos forman parte del conjunto de minas situadas en el entorno de Tamajón que fueron explotadas a finales del siglo XIX y principios del XX. Las mineralizaciones, constituidas por una compleja red de filones de cuarzo metalizados con sulfuros, encajan en pizarras oscuras y contienen

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°01'08.3"N 3°16'02.2"W;
- **UTM**
477528, 4540898;
- **Google Maps**
41.018977, -3.267268

distintas sulfosales de plata. Aún hoy en día se pueden visitar varias de estas labores, en las que es posible observar los principales minerales de la mena: galena y arsenopirita. Las sulfosales de plata se encuentran como exoluciones, por lo que no se aprecian a simple vista.



Figura 8-6. Trinchera de la explotación minera, donde el dique de cuarzo con minerales ha sido vaciado, quedando el hueco en las pizarras oscuras.



Figura 8-7. Ruinas de la casa de la mina La Constante.

Figura 8-8. Otro detalle de la trinchera.

Estas mineralizaciones de plata son una prolongación hacia el oeste del distrito argentífero principal, situado en Hiendelaencina (págs. 86, 190). Sin embargo, las de Tamajón corresponden a un proceso metalogénico posterior y más alejado de la fuente principal de fluidos mineralizantes, lo que implica un mayor empobrecimiento en minerales de plata, aunque su presencia fue lo suficiente como para que fueran explotados mediante labores a cielo abierto. Siguiendo el sendero GR 60, tras recorrer unos 350 m de la senda que parte de la carretera GU-186, se llega a una de las minas. Lo primero que se ve son los restos de las casas de la mina, junto al camino, y a escasos metros más adelante, la escombrera y una trinchera (Fig. 8-6), con fragmentos de filón de cuarzo donde se pueden observar restos de la mineralización.

Justo frente a las ruinas de la casa, se divisa un barranco en dirección norte que puede remontarse (sin camino) para ascender por el barranco Hondo del Cerrajo unos 150 m hasta llegar a la escombrera principal de una mina, llamada "La Constante". El que sea una mina de plata y que se llame igual que una de las principales de Hiendelaencina, indica su analogía en el tiempo con estas, que se explotaron desde mediados del siglo XIX.

En la escombrera, formada por los restos explotados del filón de cuarzo, también es fácil reconocer la mena del yacimiento. Ascendiendo con precaución por la escombrera (de nuevo sin senda), se llega a los restos de la casa de la mina y a otra pequeña explotación formada por una trinchera sobre un filón de cuarzo. ●

Pliegues y escarpes cuarcíticos en el sendero GR 167 en su tramo Cantalojas - Valdepinillos

La segunda etapa del GR 167 conecta las poblaciones de Condemios de Arriba y Cantalojas, en un largo recorrido de 25 kilómetros de longitud. El tramo comprendido entre Valdepinillos y el molino de La Malecilla, en Cantalojas, es especialmente interesante desde el punto de vista geológico, con un paisaje de cuarcitas espectacular, donde destaca el lanchar de la Peña del Osar.

La parada 3 de la Geo-ruta 2 se localiza en las proximidades de ese molino (pág. 143), por eso describiremos el recorrido desde este lugar hacia el sur y Valdepinillos, aunque puede hacerse en ambos sentidos. Nada más salir del molino, el sendero sigue el curso del río Sorbe, que toma una

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°11'42.6"N 3°13'36.7"W;
- **UTM**
480977, 4560448;
- **Google Maps**
41.195172, -3.226855.

dirección norte-sur flanqueado por imponentes escarpes cuarcíticos. El sendero recorre el eje de un sinclinal, cuyo núcleo está formado por pizarras y cuyos flancos de cuarcita tienen una inclinación hacia el valle de más de 60° (Fig. 8-11), formando una estructura cerrada en forma de "V". En realidad, este pliegue es uno de los muchos que afectan a las cuarcitas y que en este sector tienen ejes con dirección



Fig. 8-9. Peña del Osar, llamativo relieve cuarcítico formado en el flanco oriental de un sinclinal.

norte-sur (págs. 146 y 150). El río Sorbe se ve obligado, debido a la estructura geológica, a seguir un trazado rectilíneo y encauzarse siguiendo el eje del pliegue por las pizarras, más fácilmente erosionables. En muchos tramos del valle se puede observar cómo el arroyo discurre por el eje del sinclinal y las capas de cuarcita se inclinan de forma oblicua en función de la vertiente, de forma que las cuarcitas del lado este del río buzan o se inclinan hacia el oeste, y las cuarcitas del otro lado del río buzan hacia el este (Figs. 8-10 y 8-11).

El sendero atraviesa varias pedreras situadas al pie de los escarpes cuarcíticos, de los que se tiene espectaculares vistas en diversos enclaves, como el denominado Pie Agustín, o el Juego de Pelota, en el tramo en que el sendero GR 167 cruza el río Sorbe. ●



Figura 8-10. Cuarcitas mostrando el plegamiento en el eje del sinclinal.

Figura 8-11. Corte geológico del valle del Sorbe en el tramo entre Valdepinillos y el molino de La Malecilla, en Cantalojas. Escala vertical exagerada.

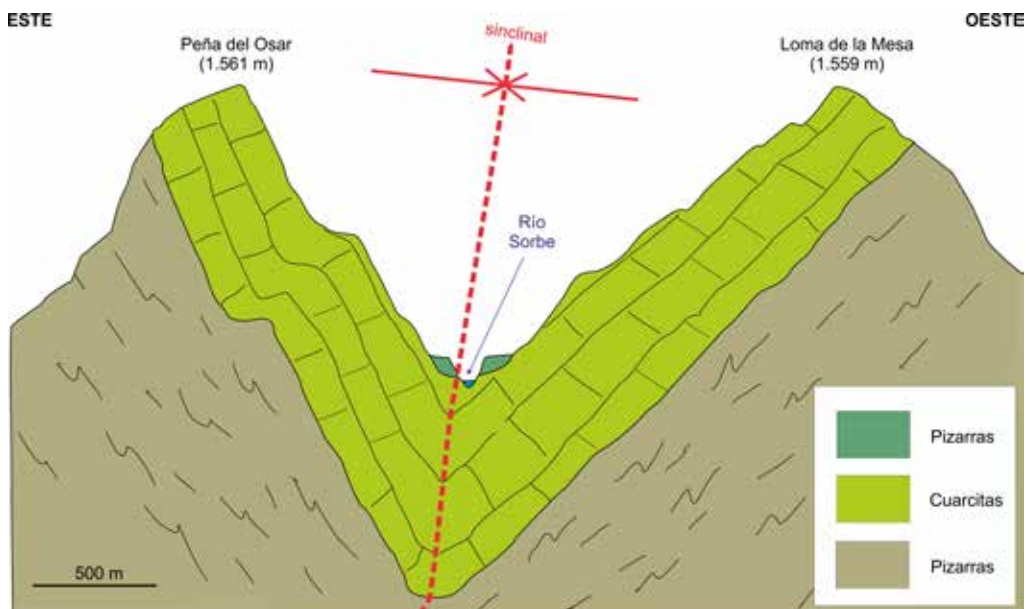




Figura 8-12. Vista del Pico Ocejón (2.049 m), una referencia en el paisaje de la Sierra Norte de Guadalajara.

Relieve apalachano en el Pico Ocejón. Senderos CM-1, CM-2, PR-GU 01 y PR-GU 19

El pico Ocejón es uno de los rasgos del relieve más característicos de la Sierra Norte de Guadalajara. Su particular silueta es reconocible desde muchos kilómetros de distancia, por lo que, aunque no sea el pico más alto (lo es el Pico del Lobo con 2.273 m) es, sin duda, el más emblemático del Parque Natural. Son numerosos los

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°01'08.3"N 3°16'02.2"W;
- **UTM**
478556, 4550394;
- **Google Maps**
41.104552, -3.255379.



Figura 8-13. Senderistas en la cumbre del pico Ocejón.

caminos que ascienden al Ocejón por sus vertientes, ya sea el CM-1 desde Majaelrayo, el CM-2 desde Valverde de los Arroyos, el PR-GU 01 desde Campillo de Ranas, o el PR-GU 19 desde Almiruete. Las posibles combinaciones entre estos senderos hacen que sean más variadas aún las opciones de ascenso.

El pico Ocejón está formado por pizarras, que son las rocas predominantes en el Parque Natural (Fig.4-2 en pág. 61). En sus laderas (principalmente en la oriental)

afloran cuarcitas, que muestran el intenso plegamiento que experimentaron estas rocas durante la orogenia Varisca (Págs. 45 y 80). De hecho, las cuarcitas de la ladera oriental del Ocejón corresponden al extremo este del sinclinal de Majaelrayo (Figs. 2-6 y 2-8 en págs. 34 y 35).

La alternancia entre las pizarras, fácilmente erosionables, y las cuarcitas, mucho más resistentes, origina un paisaje donde se alternan resaltes y vaguadas, típico del paisaje apalachano (pág. 96).

Otro rasgo característico del relieve del Ocejón son las pedreras, que tapizan algunas de sus laderas. Las pedreras se forman por el efecto de la crioclastia, proceso por el cual al congelarse el agua que se encuentra en las fisuras de la roca, esta se dilata y produce la fracturación. La repetición de este fenómeno durante numerosos ciclos lleva a la rotura del macizo rocoso en diferentes bloques que luego caen y se deslizan para formar las pedreras o canchales (pág. 96). ●

Crestones cuarcíticos y pedreras en el Cuchillar del Asomante. Sendero PR-GU 02 del Barranco del Jarama entre Colmenar de la Sierra y Matallana

El sendero PR-GU 02 "Barranco del Jarama" conecta Roblelacasa con Matallana y Colmenar de la Sierra mediante un recorrido de unos 12 km y 550 metros de desnivel acumulado, que puede hacerse en ambas direcciones, y donde se disfruta de unas excelentes vistas al cañón del río Jarama en el paraje conocido como "Cuchillar del Asomante".

El recorrido atraviesa un magnífico ejemplo de relieve apalachano (pág.96) con crestas y resaltes en las cuarcitas (pág.66), valles y lomas en las pizarras (pág.60) y pedreras al pie de los escarpes. En el fondo del cañón, el río Jarama discurre encajado, siendo solo posible observar algunos tramos de su recorrido en el que son frecuentes los saltos de agua, en especial al cruzar los bancos de cuarcita.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°03'55.5"N 3°22'34.3"W;
- **UTM**
468393, 4546086;
- **Google Maps**
41.065408, -3.376181.

La senda discurre elevada 150 metros sobre el cauce del río. Las capas de cuarcita en posición vertical se alinean en dirección norte-sur mientras que el río lo hace en dirección este-oeste, dando lugar a un cañón acastillado con paredes muy verticales, que son aprovechadas por los buitres para nidificar. Las cuarcitas son la misma unidad geológica que más al norte forma los Paredones del Veguillas (pág. 129), el cerro Cabeza de Cabida (pág.

Figura 8-14. Crestones cuarcíticos, lomas en pizarras y pedreras en el cuchillar del Asomante.



121) y el puerto de La Quesera (pág. 134, Fig.7-28), siendo un elemento geológico esencial para la configuración del paisaje en esta zona del Parque Natural. Las pedreras se sitúan al pie de los escarpes y, a menudo, adoptan morfologías alargadas al adaptarse al espacio entre crestones cuarcíticos paralelos. Las pedreras se forman por el efecto de la crioclastia, por el cual, al congelarse el agua que penetra en las fisuras de la roca, se dilata produciendo su rotura (pág. 139).

Las cuarcitas suelen estar recubiertas por líquenes que ocultan su color natural dando un aspecto general grisáceo oscuro. Uno de los líquenes más singulares que tapizan las cuarcitas y que se encuentran

únicamente en rocas con alto contenido en sílice como las cuarcitas, es el denominado líquen geográfico (*Rhizocarpon geographicum*), de un característico color verde claro-amarillento muy luminoso. El nombre de este líquen proviene de la forma que muestra, que se asemeja a la de un mapa geográfico.

La senda cruza el río Jarama mediante un puente situado cerca de Colmenar de la Sierra, desde el se pueden observar interesantes formas erosivas en el cauce del río, excavado directamente sobre las pizarras. Es lo que se denomina "río en roca", en el que el lecho fluvial no tiene sedimentos, sino que el agua discurre directamente sobre un afloramiento rocoso (Fig.8-16). ●



Figura 8-15. Pedrera situada al pie de los relieves cuarcíticos.



Figura 8-16. "Río en roca", con el cauce excavado sobre el lecho rocoso.

Escarpes de pizarra del cuchillar del Vallosera. Sendero PR-GU 18 de El Vado a La Vereda

El sendero PR-GU 18 tiene un trazado circular que comienza y termina en el aparcamiento del embalse de El Vado. Siguiendo un camino tradicional recuperado y un tramo de pista, discurre junto al río Vallosera y ofrece magníficas vistas del Ocejón y de los meandros del valle inundado, de donde sobresale la antigua ermita de Santa María, del pueblo de El Vado, que fue abandonado al construirse la presa. El sendero se dirige hacia la población de La Vereda, pequeño pueblo que fue completamente abandonado tras el éxodo rural de los años 60 y la expropiación de los terrenos de su entorno en

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°01'21.5"N 3°19'19.0"W;
- **UTM**
472934, 4541318;
- **Google Maps**
41.022627, -3.321932.

los años 70 para su repoblación forestal, pero que fue posteriormente recuperado por diversas asociaciones y representa un excelente ejemplo de la denominada arquitectura negra. Hoy en día aún carece de electricidad y sus calles no están asfaltadas.



Figura 8-17. Vista de los escarpes de pizarra del cuchillar del Vallosera, de camino hacia La Vereda.



Figura 8-18. Cañón del Vallosera poco antes de su desembocadura en el embalse de El Vado.

El río Vallosera es un tributario del Jarama que nace en la vertiente oriental de la cuerda de los picos Tornera y Centenera, en el extremo occidental del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara. Prácticamente desde su inicio tiene un curso encajado en las pizarras y cuarcitas, generando un cañón que va ganando envergadura aguas abajo, hasta llegar a la confluencia con el Jarama en el embalse de El Vado. Es especialmente aguas abajo de la población de La Vereda donde el Vallosera genera un estrecho cañón en el que los cuchillares de pizarras originan un paisaje singular. El río tiene un trazado marcadamente meandriforme, con

curvas muy cerradas. Las laderas rocosas del cañón solo permiten el desarrollo de una estrecha franja de bosque de ribera en las márgenes del Vallosera. En ella se asientan algunas de las alisedas mejor conservadas del Parque Natural.

La esquistosidad de las pizarras (Fig. 4-3 en pág. 61) propicia que existan planos de debilidad en posición muy vertical. Los agentes erosivos aprovechan esos planos para progresar generando un relieve acastillado, a lo que se suma el encajamiento fluvial que genera un cañón de paredes muy verticales. ●



8-19. Cumbre del Pico del Lobo. Fotografía: Tasón.

Circos glaciares del Pico Lobo en los senderos PR-GU 20 y PR-GU 25

El pico del Lobo es la cumbre más alta de Castilla La-Mancha y, por tanto, de la provincia de Guadalajara y del Parque Natural. La ascensión al Pico Lobo se puede realizar desde El Cardoso de la Sierra, siguiendo el PR-GU 20, o desde el Puerto de La Quesera, por el PR-GU 25. Desde la cumbre del Pico Lobo se disfruta de una buena vista de una antigua laguna glaciar, hoy totalmente colmatada y convertida en una extensa turbera con múltiples especies de flora protegida. En las etapas más frías de la última glaciación se formó en las cumbres de la Sierra

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°11'03.0"N 3°27'47.1"W;
- **UTM**
461162, 4559303;
- **Google Maps**
41.184152, -3.463080.

Norte de Guadalajara un conjunto de glaciares (págs. 108 y 132). Fue en el macizo del Pico del Lobo donde estas masas heladas alcanzaron su máximo desarrollo y donde se produjo la mayor concentración de glaciar, hasta el punto de que



Figura 8-20. Proceso de formación de un circo glaciar. En una ladera (1) se acumula nieve (2) que, año tras año, crea una masa glaciar (3) que erosiona creando un circo (4).

supusieron el 60% de todo el hielo acumulado en las sierras de Somosierra y Ayllón. Estos glaciares se desarrollaron tanto en la vertiente castellano-manchega como en la segoviana. Los otros sectores con desarrollo de glaciario en esta zona fueron El Cerrón y el pico Cebollera Vieja o Tres Provincias, donde se formaron otros cinco glaciares, pero de menor tamaño.

De las formas y depósitos originados por la acción glaciar, los que tuvieron un mayor desarrollo y que mejor se pueden ver actualmente en el paisaje del macizo del Pico del Lobo son los circos glaciares (pág. 132). Estas morfologías se caracterizan por su forma de anfiteatro que les da nombre y son el resultado de la erosión producida por la acción glaciar, que "vacía" la ladera creando un relieve muy característico. Cuando los glaciares se retiran, queda en el paisaje el circo como testigo de la extensión y espesor del hielo acumulado.

Un glaciar es una masa de hielo permanente que fluye por gravedad aguas abajo. Los glaciares alpinos se caracterizan por tener circos en su cabecera, siendo la zona donde más nieve se acumula y donde más intensa es la erosión.

Los circos glaciares se forman cuando durante el invierno se acumula nieve en una cuenca de recepción torrencial situada a gran altitud, en el caso de la Sierra Norte de Guadalajara por encima de los 1.800 m. Durante el verano, no toda la nieve se funde, de manera que en el siguiente invierno se acumula más, y así año tras año, creándose una masa permanente que va aumentando su espesor. Precisamente el peso de la propia masa de nieve, la fusión y la recongelación de los cristales van transformando la nieve, que pierde porosidad y gana densidad, hasta transformarse en hielo.

La gravedad y la presión de la nieve acumulada en el circo propiciarán que el hielo discurra valle abajo. Actualmente los pocos glaciares que quedan en la península Ibérica se encuentran en los Pirineos y su proceso es inverso ya que, debido a la ausencia de nieve en invierno y al aumento de temperaturas, estos van perdiendo volumen.

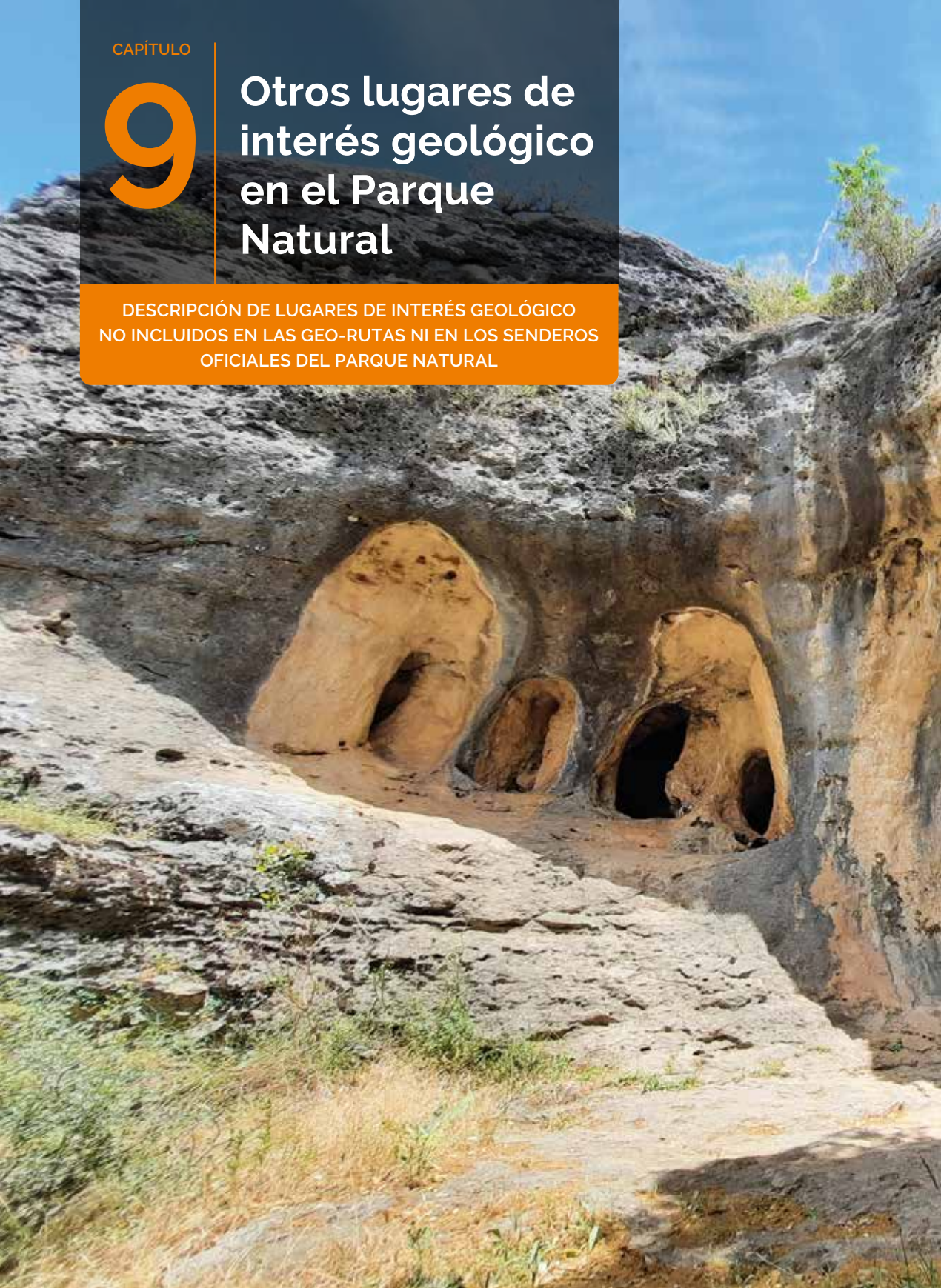
En ocasiones, diversos circos se forman en vallejitos paralelos de una ladera. Al ir aumentando su tamaño pueden confluir, formando circos complejos, como algunos de los desarrollados cerca del Pico del Lobo. ●

CAPÍTULO

9

Otros lugares de interés geológico en el Parque Natural

DESCRIPCIÓN DE LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO
NO INCLUIDOS EN LAS GEO-RUTAS NI EN LOS SENDEROS
OFICIALES DEL PARQUE NATURAL





Abrigos rocosos en el karst de Tamajón que albergan yacimientos paleontológicos.



Figura 9-1. Plancha con megarripples en la Sierra de Alto Rey. Se intuyen las formas de oleaje en las cuarcitas.

9.1 *Megarripples* del Alto Rey

Dunas submarinas de hace 470 millones de años

Todos hemos visto, en la playa o en la orilla de un río, cómo se forman unas ondulaciones en la arena debido a la circulación del agua. Se llaman rizaduras, marcas de corriente o, más técnicamente, *ripples*, del término en inglés. Se trata de unas estructuras sedimentarias que proporcionan mucha información acerca de las condiciones del medio marino o fluvial (o incluso eólico) en el que se formaron, tales como velocidad de la corriente de agua, dirección del flujo e incluso profundidad. En algunas ocasiones, esas marcas pueden quedar conservadas en rocas formadas por la acumulación y litificación de arenas, como si hubieran fosilizado, reflejando su origen y ambiente de formación. Eso es precisamente lo

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°10'14.5"N 3°04'04.4"W;
- **UTM**
494298,59, 4557711.
- **Google Maps**
41.170700, -3.067883

que se ha conservado en la cumbre de la Sierra de Alto Rey.

Estamos acostumbrados a ver rizaduras de pequeña longitud de onda, es decir, de poca distancia entre las crestas de cada ondulación. Sin embargo, pueden tener tamaños muy variados, aunque cuanto mayor sea la longitud de onda más difícil será

apreciarlas. Cuando la longitud de onda supera el metro de longitud, las marcas de corriente se llaman *megaripples*.

La Sierra del Alto Rey está formada por cuarcitas (pág. 66), que forman bancos de varios metros de espesor y que, por su alta resistencia a la erosión, destacan tanto en el paisaje. Estas cuarcitas se formaron a partir de arenas acumuladas en ambientes marinos litorales de hace entre 470 y 477 millones de años. Formaron un depósito de espesor variable que oscila entre los 80 y 130 metros. Posteriormente los esfuerzos de la orogenia Varisca (pág. 43) las metamorfizarían y convertirían las arenas en cuarcitas.

Los restos fósiles en cuarcitas no son muy comunes, porque la composición casi exclusiva de cuarzo les proporciona un quimismo poco favorable para la preservación de restos orgánicos. Sin embargo, al estar formadas por arenas limpias, de tamaños homogéneos y casi exclusivamente de cuarzo, son propensas a conservar estructuras sedimentarias, ya fueran generadas por el oleaje o la corriente (como las rizaduras) o por la actividad de organismos que vivían en aquellos fondos marinos litorales llenos de vida, como trilobites y diversos tipos de gusanos.

Entre las estructuras sedimentarias que encontramos en la Sierra de Alto Rey destacan los *megaripples*. Tienen una longitud de onda de 5 metros (de promedio) y crestas onduladas y planas de entre 30 y 70 cm de altura. Indican una dirección de corriente hacia el norte, pero se pueden observar transiciones entre diferentes tipos de *megaripples* (que indican cambios en la energía del medio acuático), así como



Figura 9-2. Ejemplo de rizaduras de corriente en una costa actual. Fotografía: Enrique Díaz.



Figura 9-3. Superficie de "La Losa", nombre de la plancha con megaripples de la Sierra de Alto Rey. Se intuyen las formas onduladas de las antiguas dunas en las cuarcitas. Fotografía: Enrique Díaz.

la superposición de *ripples* de oleaje (de menor tamaño) de dirección oblicua. Constituyen el mejor y, por ahora, único lugar en España, con una extensión tan grande (más de una hectárea efectiva) en que se puede ver este tipo de estructuras sedimentarias del fondo marino, preservadas y visibles tal y como si hubiéramos podido bucear sobre la superficie del fondo del mar en el Ordovícico, hace 470 millones de años.

Los *megaripples* del Alto Rey están incluidos en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico. A pesar de su singularidad, este lugar no ha sido incluido en las geo-rutas porque no existe una senda que lleve hasta él y el acceso conlleva riesgo de caída y accidentes por la elevada pendiente y bloques sueltos que hay en la zona. Además, no es fácil apreciarlos si no es con unas condiciones de luz concretas. ●

9.2 Localidad tipo de la andalucita

Un mineral con nombre equivocado

Uno de los minerales singulares de origen metamórfico que aparecen en la Sierra Norte de Guadalajara es la andalucita. Se trata de un silicato de aluminio que suele formar cristales prismáticos de base cuadrada, o bien cristales redondeados. Suele tener un color rosáceo oscuro y, en El Cardoso, aparece en prismas cuadrados de color marrón en los esquistos y ligada a venas de cuarzo, junto con otros minerales como moscovita, granate y estauroлита.

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°05'44.6"N 3°28'59.4"W;
- **UTM**
459.423, 4.549.496
- **Google Maps**
41.095734, -3.483172.



Figura 9-4. Ejemplar de andalucita procedente de El Cardoso de la Sierra.

El lugar de donde proceden los ejemplares que se utilizaron para describir por primera vez un mineral se llama localidad tipo. En muchas ocasiones, al mineral se le da un nombre basado en ese lugar. Eso pasó con la andalucita, pero de manera errónea. La andalucita fue estudiada por primera vez por el prestigioso mineralogista prusiano Abraham Gottlob Werner en el siglo XVIII a partir de ejemplares procedentes de España. Al parecer, las muestras las había conseguido un comerciante de minerales llamado Launoy, que se las entregó a Jean-Claude Delamétherie, que era otro famoso mineralogista. Tanto Werner como Delamétherie creyeron que los ejemplares procedían de Andalucía, por lo que el segundo le dio al mineral en 1798 el nombre que ahora lleva. Sin embargo, hay bastante consenso en que las muestras procedían de El Cardoso de la Sierra. En concreto, se piensa que procedían de un paraje llamado El Zahurdón. Hoy en día no se sabe exactamente dónde se ubicaba ese lugar, pero es seguro que estaría entre El Cardoso y el límite con la provincia de Madrid.

Es curioso que la andalucita se conocía ya en España porque había sido descrita por el franciscano Joseph Torrubia en 1754 en su libro "Aparato para la Historia Natural Española". En ese mismo libro se mencionaba por primera vez otro mineral, el aragonito, localizado en las cercanías de Molina de Aragón. En ambos casos las descripciones están acompañadas de ilustraciones que hacen a ambos minerales inconfundibles. Werner lo identificaría en 1788 como un mineral nuevo y lo describiría, pero cometiendo, otra vez, un fallo a la hora de asignar su ubicación de



Figura 9-5. Esquisto con andalucita procedente del afloramiento escrito en el texto cerca de El Cardoso de la Sierra.

origen, al bautizarlo en honor de Aragón. Así, la provincia de Guadalajara perdió por dos veces la oportunidad de bautizar con su nombre un mineral o, al menos, que se nombrara de alguna manera que reflejara algún topónimo de la zona.

A día de hoy, en España se sitúan las localidades tipo de unos 40 minerales, siendo las dos más antiguas las del aragonito y la andalucita, respectivamente. En Castilla-La Mancha hay otras dos más: la de la glaubiertia en Villarrubia de Santiago en la provincia de Toledo, y la del calomel en Almadén en la provincia de Ciudad Real.

Aunque el lugar exacto donde se obtuvieron los ejemplares para su primera descripción no se conoce a ciencia cierta, se indican las coordenadas de un lugar donde es fácil encontrar andalucitas, que coincide con el de la parada 2 de la Geo-ruta 1. En El Cardoso de la Sierra se encuentran también mineralizaciones de interés de cianita (distena), cuarzos ahumado, rosa y citrino, diásporo, estauroлита, margarita y pirargirita. ●



9.3 Serie cretácica de Alcorlo

Un corte de referencia

En las proximidades de la presa de Alcorlo se encuentra un interesante afloramiento de las principales unidades sedimentarias del Cretácico Superior. Puede observarse en el talud de la carretera que comunica Cogolludo y Hiendelaencina, entre los pk 46 y 47. Junto a la presa hay espacio para estacionar el vehículo, pero debe tenerse en cuenta que el afloramiento está en el talud de la carretera CM-1001 y, en caso de querer recorrerlo por el arcén, puede ser peligroso debido al tránsito de vehículos.

Este corte constituye uno de los mejores afloramientos del Cretácico Superior del borde sur del Sistema Central, ya que presenta la sucesión de la sedimentación marina con mayor espesor y más completa de las existentes en la zona. Por eso, está incluido en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico y se usa como

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°00'32.5"N 3°01'26.0"W;
- **UTM**
497990, 4539759.
- **Google Maps**
41.009023, -3.023895.

referencia, ya que sus características permiten su correlación con otras formaciones cretácicas de la Cordillera Ibérica (al este) y del sur del Sistema Central (al oeste).

Se trata de un corte de la serie sedimentaria que proporciona una importante información sobre las plataformas marinas carbonatadas del Cretácico Superior. En aquel periodo, los mares habían iniciado un constante avance sobre el continente que se prolongaría hasta finales del Cretácico.



Las formaciones geológicas que se ven en este afloramiento reflejan la evolución ambiental de esa transgresión marina, en la que los diferentes sedimentos que componen la serie fueron depositados en un ambiente que evolucionó de continental a marino. Primero fue un medio fluvial cercano a la costa (1 en la Fig. 9-6), que pasó a medios de transición continental/marino (2 en la Fig. 9-6). Según seguía subiendo el nivel del mar evolucionó a ambientes litorales más profundos pero protegidos del oleaje por una barrera costera (3 en la Fig. 9-6) hasta que finalmente se alcanzarían condiciones marinas abiertas (4 en la Fig. 9-6). De esta manera, este afloramiento proporciona abundante información ambiental, ecológica y geográfica de la progresiva profundización de las condiciones marinas durante el Cretácico Superior (pág. 50).

Cabe destacar que el Estrecho del Congosto se desarrolla también en estas calizas y dolomías y, al interés sedimentológico de la zona, se suma también el valor

Figura 9-6. Corte de la serie cretácica en el embalse de Alcorlo. Las líneas discontinuas blancas indican los límites de las diferentes formaciones geológicas.

1. Sedimentos correspondientes a un ambiente fluvial
2. Sedimentos correspondientes a medios de transición continental/marino de hace aproximadamente 95 millones de años
3. Sedimentos correspondientes a ambientes litorales protegidos del oleaje por una barrera costera de hace aproximadamente 93 millones de años
4. Sedimentos correspondientes a condiciones marinas abiertas desde hace 90 hasta hace 83 millones de años.

geomorfológico del karst existente (pág. 100) y la presencia de yacimientos paleontológicos de edad cuaternaria. Además, puede llamar la atención que se instale una presa en una zona kárstica, ya que es normal que tengan filtraciones, como ocurrió y sigue ocurriendo en la del Pontón de la Oliva (pág. 228). De hecho, la presa de Alcorlo ha tenido diversas fugas del agua embalsada y en su área de emplazamiento tuvieron que sellarse diversas cavidades para evitar que fueran aún mayores. ●

9.4 “Geosite” de la Laguna de Somolinos

Estratotipo de relevancia mundial

En las proximidades de la laguna de Somolinos se sitúa un enclave incluido entre los lugares españoles de interés geológico de relevancia internacional. Se trata de los elementos geológicos de mayor valor científico que hay en España, y fueron seleccionados en el contexto del proyecto internacional *Global Geosites*. Son aproximadamente 260 y se reparten por todo el territorio nacional, siendo éste el más cercano al Parque Natural, estando incluido dentro del Monumento Natural Sierra de Pela y Laguna de Somolinos.

En este lugar destacan los escarpes de calizas y dolomías del Cretácico Superior, que generan un espectacular paisaje (pág. 181). Sin embargo, más allá del caprichoso relieve de la zona, lo verdaderamente

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 41°15'24.7"N 3°04'06.0"W;
- **UTM**
494275, 4567274.
- **Google Maps**
41.256867, -3.068331.

singular es la sucesión de unidades geológicas y su contenido paleontológico, que han registrado con un grado de detalle tan excepcional la evolución del ambiente marino en el que se formaron estas rocas, que son utilizados como referencia a escala global (pág. 50).

El Cretácico es un periodo geológico que abarca desde hace 135 hasta hace 65 millones de años. Durante su segunda mitad,



Figura 9-7. Sección de las calizas nodulosas del Cretácico superior en el talud de la carretera, justo frente al camino que da acceso a la laguna.

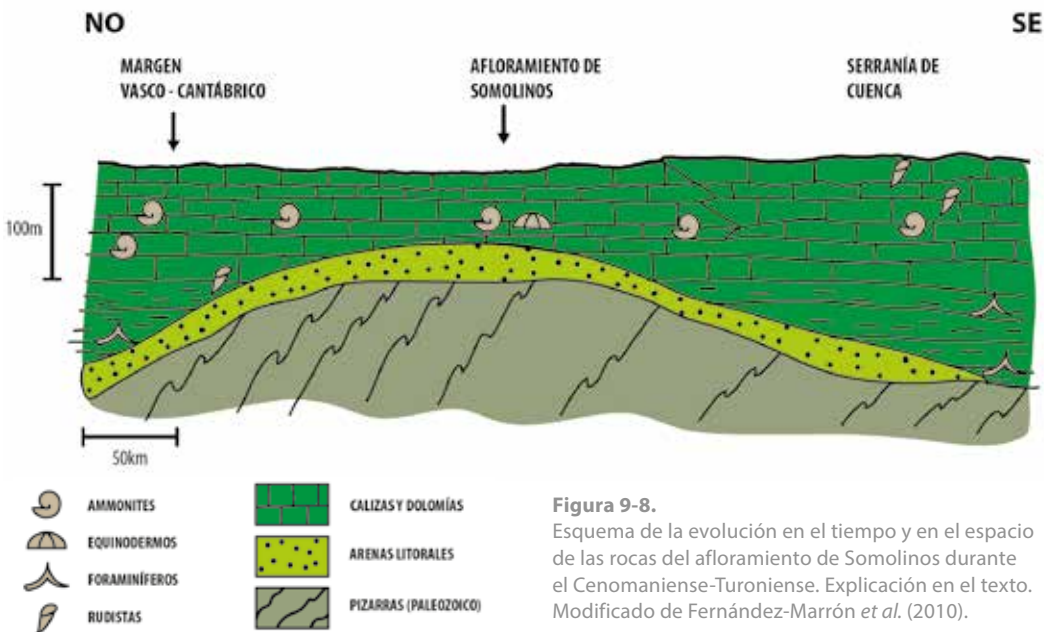


Figura 9-8. Esquema de la evolución en el tiempo y en el espacio de las rocas del afloramiento de Somolinos durante el Cenomaniense-Turonense. Explicación en el texto. Modificado de Fernández-Marrón *et al.* (2010).

en el Cenomaniense terminal-Turonense inferior (hace entre 95 y 90 Ma) tuvo lugar un episodio global de subida del nivel del mar que extendió los océanos hasta posiciones donde no habían llegado antes (pág.51). Los mares cubrieron grandes extensiones, siendo este uno de los periodos de la historia de la Tierra en el que los océanos tuvieron mayor extensión. Sobre los continentes y sus márgenes se desarrollaron grandes plataformas marinas de poca profundidad y con sedimentación de carbonato. Existían también zonas más subsidentes (que se hundían más fácilmente) en las que se acumuló un mayor espesor de sedimentos.

En este contexto se dieron condiciones ideales para la fosilización: profundidad marina moderada, ausencia de corrientes de fondo y un entorno donde las conchas

y otros restos de los organismos marinos iban siendo sepultados con relativa rapidez por una "lluvia fina" de partículas de carbonato que provenían de la desarticulación de algas y otros organismos calcáreos. A esta cota máxima del nivel del mar siguió un importante descenso que redujo progresivamente el área de sedimentación a la zona más septentrional de la cuenca.

La mitad meridional de la plataforma carbonatada quedó emergida, y se desarrolló una amplia llanura costera fangosa atravesada por canales mareales y fluviales. En aquel momento, la actual zona de Somolinos correspondía con un alto entre los dos sectores de la cuenca (el atlántico y el de Tethys), quedando muy bien registrado ese proceso de somerización (Fig. 9-8). ●



Figura 9-9. Estratos de conglomerados situados cerca de la presa de Beleña de Sorbe. Están fuertemente inclinados hacia el sur y se encuentran cementados e intercalados por niveles de areniscas.

9.5 Conglomerados de Beleña de Sorbe

Acumulados en el nacimiento del Sistema Central

En los taludes de la carretera que lleva a la presa del embalse de Beleña se pueden observar unos conglomerados con intercalaciones de areniscas de un llamativo color naranja (Fig. 9-9). Están formados por cantos de cuarcita, calizas y, en menor proporción, pizarras, que son angulosos y de diversos tamaños, aunque en general son grandes, llegando incluso en algún caso a más de un metro de longitud.

Estos conglomerados tienen características diferentes a los que aparecen en otros lugares del Parque Natural, como los que originan las cárcavas de Mingo Negro (pág. 232) y Puebla de Valles (pág. 240). Como

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 40°55'49.1"N 3°11'28.6"W;
- **UTM**
483896, 4531038.
- **Google Maps**
40.930317, -3.191267

principal diferencia, los del embalse de Beleña están firmemente cementados por carbonato (Fig. 9-10), dando lugar a rocas cohesionadas que, por su resistencia a la erosión, originan resaltes y escarpes, en lugar de lomas suaves o laderas con cárcavas como los otros mencionados.



Figura 9-10. Detalle de los conglomerados cementados que afloran en Beleña de Sorbe.

Todos estos conglomerados se formaron como resultado de la elevación del Sistema Central. Tan pronto como los relieves empezaron a formarse, la erosión comenzó a actuar, arrancando y transportando grandes cantidades de fragmentos de roca y sedimentos al interior de la cuenca sedimentaria situada al sur de la cadena montañosa (Fig.9-11 y págs. 54 y 76). Los conglomerados se acumularon en diferentes momentos o pulsos asociados a la elevación de la cordillera, en forma de abanicos aluviales situados al pie de los incipientes relieves del Sistema Central, reflejando en su estructura sedimentaria los efectos del levantamiento. Tanto es así que, tras un primer pulso de elevación de la cordillera, se acumularon más de 900 m de espesor de conglomerados, entre ellos los de Beleña de Sorbe, hace entre 25 y 17 millones de años. Con posterioridad, otro pulso volvería a elevar los relieves acumulándose, entre otros, los conglomerados de Mingo Negro (Valdepeñas de la Sierra) y Puebla de Valles.

El transporte de esta enorme cantidad de sedimentos se produjo mediante corrientes torrenciales de lodo de gran energía

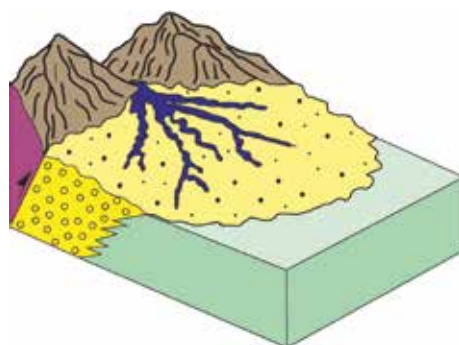


Figura 9-11. Esquema de la formación de los conglomerados, en abanicos aluviales situados al pie de los relieves creados en el Sistema Central.

que discurrían entre las montañas. Arrastraban grandes masas de barro, tierra y agua que, al llegar a la llanura, se sedimentaban en abanicos aluviales (Fig.3-21, pág.55). El color rojizo se debe a que se acumularon en un ambiente tropical húmedo y cálido que favorecía la oxidación de los minerales. Por su interés para interpretar cómo fueron las primeras etapas de elevación del Sistema Central, los conglomerados de Beleña de Sorbe están incluidos en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG). ●



Figura 9-12. Vista de uno de los meandros abandonados del Lozoya desde la vertiente madrileña. El otro se sitúa inmediatamente aguas abajo (a la derecha, fuera de la imagen).

9.6 Meandro abandonado del río Lozoya

El antiguo trazado del río

El río Lozoya nace a los pies de Peñalara en la Sierra de Guadarrama (divisoria de las provincias de Madrid y Segovia) y discurre con un peculiar trazado que se asemeja a un semicírculo abierto hacia el sur de 90 km de recorrido. Desemboca en el río Jarama a escasos metros aguas abajo de la presa del Pontón de la Oliva. En su recorrido, el Lozoya salva más de mil metros de desnivel y atraviesa diferentes estructuras geológicas y tipos de rocas, lo que condiciona su dinámica y trazado. En sus últimos kilómetros aguas abajo de la presa de El Atazar, discurre trazando el límite del Parque Natural y, a la vez, de las provincias de Madrid y Guadalajara.

Una singularidad del tramo bajo del río Lozoya es la presencia de dos meandros

COORDENADAS

- **Geográficas**
ETRS89; 40°54'10.5"N 3°27'05.8"W;
- **UTM**
461963, 4528076.
- **Google Maps**
40.902902, -3.451604

abandonados que reflejan la activa dinámica del río en épocas geológicamente recientes (Figs. 9-12 y 9-13). Un meandro es una curva de un río que tiene un trazado sinuoso, generalmente en su curso bajo. Los meandros son los principales responsables de la construcción y evolución de la llanura aluvial en los tramos bajos fluviales, y su geometría depende del caudal y los sedimentos que arrastre. En el proceso de evolución de un meandro puede ocurrir que

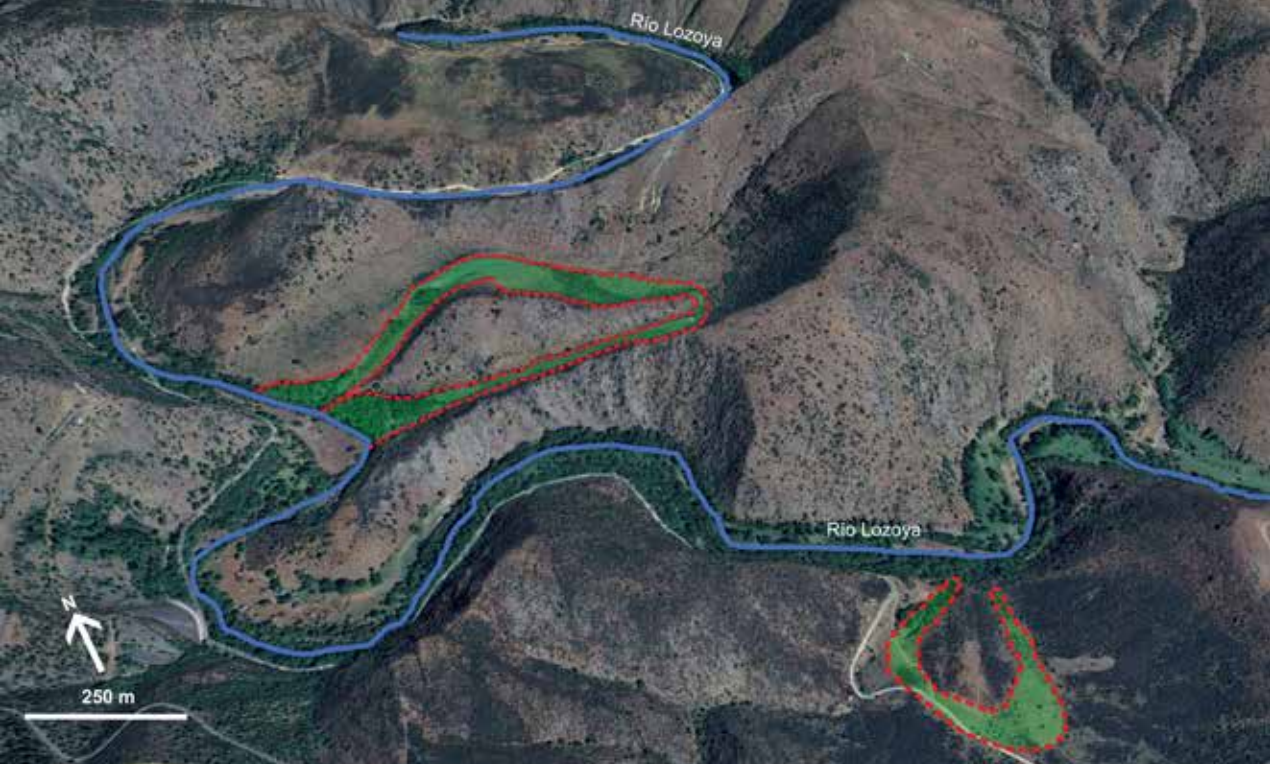


Figura 9-13. Imagen del relieve (exagerado) del curso bajo del río Lozoya donde se observa el actual cauce del río (azul) y los dos meandros abandonados (en verde, delimitados por líneas rojas discontinuas). El río marca el límite entre las provincias de Guadalajara (nordeste) y Madrid (sur y oeste), de manera que cada meandro se sitúa en una provincia diferente. Imagen: ©Google Earth.

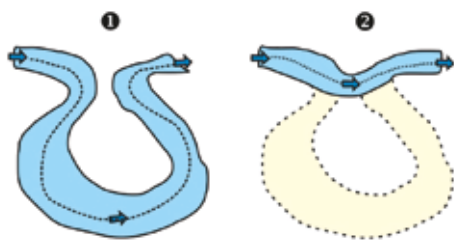


Figura 9-14. Formación de un meandro abandonado. Explicación en el texto.

este se vaya curvando cada vez más, hasta el punto de que la parte externa o cuello acabe tocando el lado opuesto de la curva situada aguas abajo, cortando el recorrido del río y dejando aislado un tramo del meandro con forma de herradura en el que puede formarse una laguna (Fig. 9-14).

La buena conservación de las morfologías refleja que el estrangulamiento de los meandros fue relativamente reciente (en términos geológicos), posiblemente hace entre 15.000 y 20.000 años, si bien el río ya había empezado a formar meandros en otros sectores de su curso hace aproximadamente un millón de años. Por su interés didáctico, estos meandros abandonados están incluidos en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico. Sin embargo, no han sido incluidos en las geo-rutas al no contar con buenos puntos de observación y porque los mejores, además, están en la orilla derecha del río, es decir, en la Comunidad de Madrid. ●

9.7 Yacimiento paleontológico y arqueológico de Jarama VI

Neandertales en el centro peninsular

El valle del Jarama, aguas abajo de la presa de El Vado, en las cercanías de Retiendas y Valdesotos, se encajona en las dolomías para formar un cañón kárstico de diez kilómetros de recorrido. Colgados más de 20 metros por encima del cauce actual del Jarama, se sitúan numerosas cuevas y abrigos rocosos en los que se han conservado fósiles. Estos yacimientos corresponden al Cuaternario, y muestran que estas cavidades fueron repetidamente utilizadas en el tiempo como refugio por animales y humanos (pág. 92). Entre los yacimientos presentes en esta zona destaca el denominado Jarama VI, que se sitúa en un abrigo rocoso

colgado a media ladera en el cañón kárstico del río. El yacimiento es resultado de la acumulación de elementos arqueológicos (industrias líticas) y paleontológicos (restos óseos de vertebrados acarreados y modificados por seres humanos) durante un corto intervalo de tiempo al final del Pleistoceno superior, hace 50.000 años. Estos restos reflejan que estas cavidades fueron ocupadas de forma continuada y esporádica por neandertales, un grupo extinto de homínidos que vivió en gran parte de Europa y parte de Asia durante el Paleolítico medio. Convivieron con el *Homo sapiens* hacia el final de su existencia, hasta su desaparición



al sur de Iberia hace unos 30.000 años. Este yacimiento, junto con los del Abrigo del Molino (Segovia) y El Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle, Madrid) son los mejores exponentes de la ocupación neandertal de la zona centro peninsular.

Entre los hallazgos encontrados en el yacimiento de Jarama VI destaca una importante colección de industria lítica neandertal, con predominio de uso del cuarzo, pero también de sílex y cuarcita. Esto refleja que tenían una amplia movilidad, ya que para conseguir el sílex se tenían que desplazar decenas de kilómetros aguas abajo hacia la cuenca del Tajo. Se ha encontrado también un resto humano, correspondiente a una falange de un dedo del pie de un neandertal adulto, que fue carroñado por un pequeño carnívoro, posiblemente un zorro. Además, también hay abundantes restos fósiles de fauna, que fue consumida por los

neandertales. Destaca el consumo de ciervo, pero también caballo y, en menor medida, cabra. Para alimentarse, descuartizaban los animales que cazaban y preparaban tiras de carne para secar. También sabemos que mantenían un hogar en el centro del abrigo y que ponían sus objetos alrededor de ese fuego. Los restos también reflejan que el clima era bastante más frío que el actual y que ya se empezaban a hacer patentes los efectos de la última glaciación.

Gracias a todos estos restos paleontológicos y arqueológicos se puede obtener mucha información sobre cómo era el clima, el ambiente y la forma de vida de los neandertales, incluyendo qué actividades realizaban y cómo se movían por el territorio.

En otros yacimientos como Jarama I se han encontrado fósiles humanos correspondientes a una necrópolis colectiva de inhumación calcolítica (2.500-2.000 años antes de nuestra era). Por su parte, el yacimiento de Jarama II se sitúa en una cavidad de pequeñas dimensiones situada en la pared del cañón y con muy difícil acceso, en la que se han recuperado 254 restos óseos identificables de especies domésticas y cérvidos, junto a 580 restos de *Homo sapiens*. Estos restos humanos son el testimonio de una necrópolis colectiva de inhumación calcolítica en la que, a diferencia de la anterior, se ha deducido una sustracción de elementos craneales probablemente debida a la actividad de furtivos sobre el enterramiento original. ●

Figura 9-15. Los yacimientos paleontológicos del valle del Alto Jarama se sitúan en cavidades kársticas, colgadas sobre el nivel actual del río, como el de la fotografía.



9.8 Yacimientos arqueológicos y paleontológicos de La Malia y del abrigo de Los Enebrales

Los primeros *Homo sapiens* del centro peninsular

En las proximidades de Tamajón se sitúan varios yacimientos paleontológicos del Cuaternario, época en la que diversos animales y grupos humanos ocuparon las numerosas cuevas existentes en ese entorno para refugiarse y asentarse, especialmente durante las fases más frías de la última glaciación.

Uno de ellos es el abrigo rocoso de Los Enebrales, formado por una amplia visera calcárea que servía de protección, y donde se han encontrado restos muy fragmentados de rumiantes. Aunque no contiene gran cantidad de restos, sí es importante su significado. Así, los restos de fauna evidencian consumo humano, lo que significa que los humanos cazaban caballos, ciervos y asnos que vivían en un ambiente húmedo con pastos abundantes. Debió tratarse de un lugar de ocupación esporádica y temporal, pero utilizado repetidamente en el tiempo, y representa la existencia de humanos modernos en el Paleolítico Superior (40.000-10.000 años) en el interior de la Península, en este caso hace 28.000-27.000 años.

Un yacimiento que en los últimos años está proporcionando mucha información es el abrigo de La Malia donde, por el momento, se han encontrado conjuntos de industria lítica y restos óseos en dos niveles, uno que

comprende entre 36.000 y 31.000 años, y otro entre 27.000 y 25.000 años. Esto significa que los restos encontrados en La Malia son los más antiguos encontrados de humanos modernos en el interior peninsular (los de Jarama VI descritos en la página anterior eran de neandertales y los de La Malia son *Homo sapiens*).

Esta información es fundamental porque en el interior peninsular, a diferencia de lo que ocurre en las regiones ibéricas litorales mediterráneas y atlánticas, no había evidencia de ocupación humana desde la desaparición de los neandertales (hace alrededor de 42.000 años) hasta hace 27.000 años (Fig. 9-17). Esto se explicaba porque se suponía que era un lugar inhóspito e inhabitable para las primeras poblaciones de *Homo sapiens* por la marcada inestabilidad climática, con oscilaciones rápidas del clima que evolucionaron hacia un enfriamiento paulatino. Así, hace entre 40.000 y 34.000 años el clima del centro peninsular era frío y árido, con ecosistemas equivalentes a tundra habitados por especies adaptadas al frío como rinocerontes lanudos y ciervos gigantes. Sin embargo, en La Malia el clima parece que era menos severo, si bien posteriormente se fue enfriando y volviendo más árido en el periodo entre 32.000 y 25.000 años.



Figura 9-16. Labores de excavación en el yacimiento de La Malia (Tamajón). Fotografía: Nohemi Sala.

Así, los restos encontrados en el abrigo de La Malia abren la puerta a modelos alternativos de colonización del territorio, contribuyendo a la reapertura del debate sobre la dinámica poblacional del Paleolítico superior inicial en el suroeste de Europa. Esto es importante porque la Península Ibérica es una región clave en la evolución humana, al encontrarse en el extremo suroccidental del continente europeo, que fue refugio para las poblaciones paleolíticas. De ahí que cuente con numerosos yacimientos que se corresponden con los primeros milenios de ocupación de humanos modernos.

Estos yacimientos paleontológicos aún guardan información por descubrir. De hecho, en los últimos años se están desarrollando diversos proyectos de investigación en la zona que han desvelado mucha

información sobre ellos. Por eso, cada día sabemos más de cómo eran las condiciones de vida en aquellas épocas, y en los próximos años sabremos mucho más aún. ●

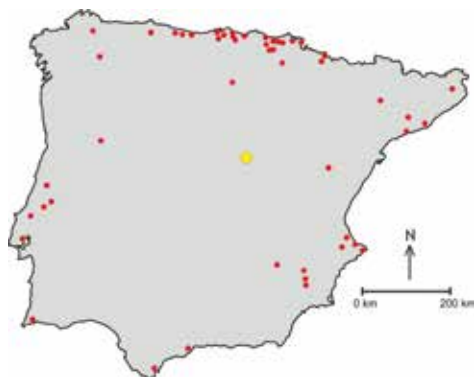


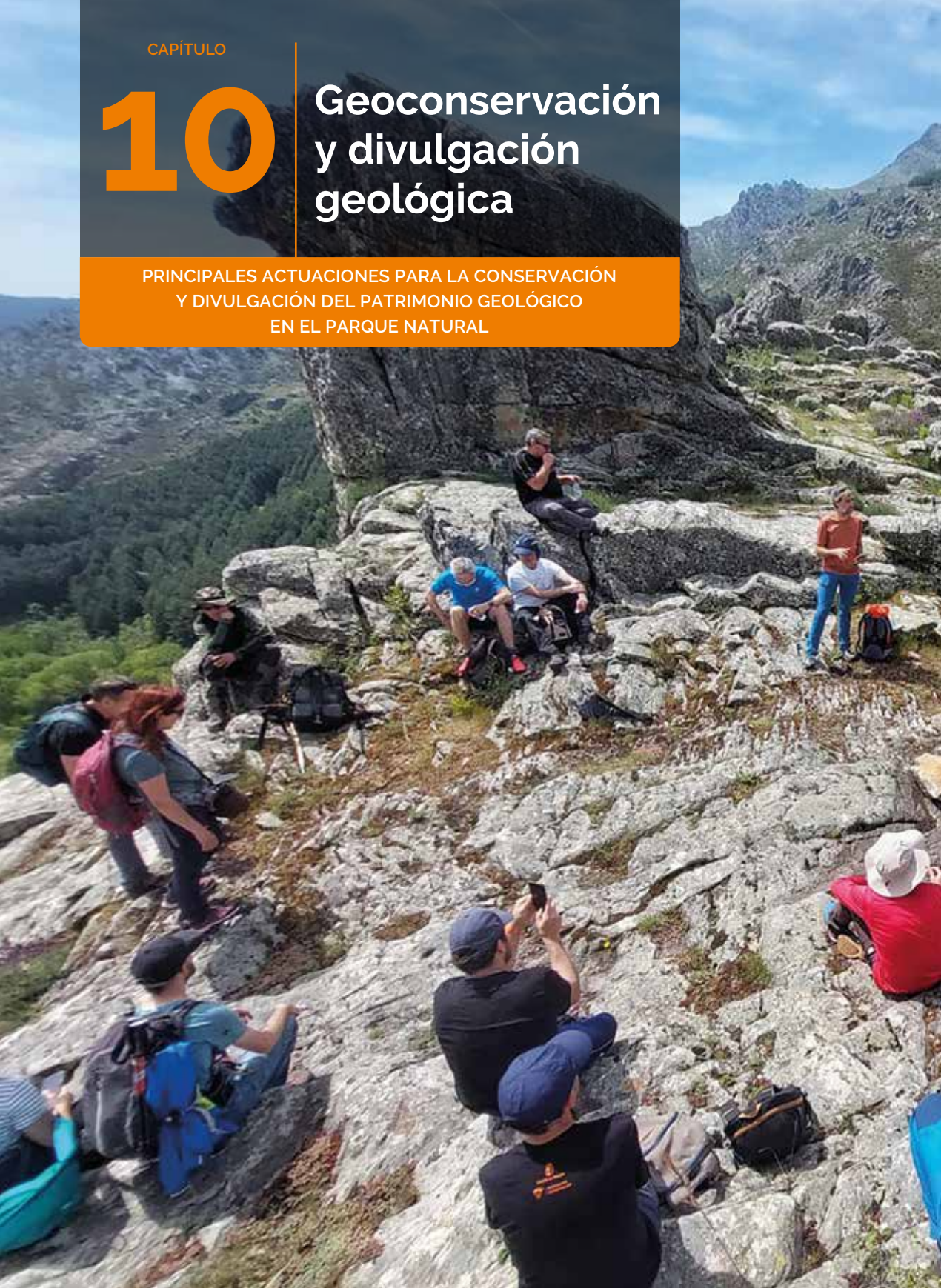
Figura 9-17. Distribución de los yacimientos arqueológicos y paleontológicos con edades comprendidas entre los 40.000 y 30.000 años. El único en el interior peninsular (en amarillo) es el de La Malia.

CAPÍTULO

10

Geoconservación y divulgación geológica

PRINCIPALES ACTUACIONES PARA LA CONSERVACIÓN
Y DIVULGACIÓN DEL PATRIMONIO GEOLÓGICO
EN EL PARQUE NATURAL





Explicaciones geológicas cerca de la Chorrera de Despeñalagua. Fotografía: Tason.

Geoconservación en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara

La Sierra Norte de Guadalajara alberga un valioso y variado patrimonio geológico que debe ser conservado. Cabría pensar que los elementos geológicos que lo constituyen, formados a lo largo de millones de años, son poco vulnerables. Pero la realidad es que muchos de ellos poseen una fragilidad que hace que pequeñas transformaciones de estos elementos geológicos, o de su entorno, provoquen su destrucción o su degradación irreversible y, con ello, la pérdida de su valor e interés.

Esta fragilidad, y el consiguiente riesgo de degradación, debe ser tomada en cuenta para su gestión adecuada, estableciendo normas que aseguren su conservación. El riesgo de degradación viene definido por dos factores diferentes: por un lado, la fragilidad intrínseca de cada elemento (no es igual de frágil, por ejemplo, una cavidad kárstica con espeleotemas, que un pliegue formado en rocas resistentes como cuarcitas) y, por otro lado, una serie de factores externos que condicionan el grado de amenaza de un elemento geológico concreto, como puede ser su ubicación. Así, un elemento fácilmente accesible o situado en una zona de uso público intensivo, presenta un mayor grado de amenaza que otro localizado en un lugar no frecuentado por los visitantes del Parque Natural.

La geoconservación se aborda a través de la normativa aplicable a los usos y actividades del Parque Natural (protección pasiva) y de acciones concretas de restauración o conservación de elementos geológicos (protección activa). Estas medidas están recogidas en los instrumentos normativos y de planificación del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara: su Plan de Ordenación de los Recursos Naturales (PORN) y su Ley de declaración (la Ley 5/2011, de 10 de marzo).

El PORN de la Sierra Norte de Guadalajara fue aprobado en septiembre de 2010. En él se realizó un análisis de un extenso territorio de más de 120.000 hectáreas, en el que se valoraron, entre muchos otros aspectos, los geológicos. Los estudios de geología realizados para la elaboración del PORN identificaron 44 lugares de interés geológico y geomorfológico, que permitieron definir enclaves cuya conservación se considera prioritaria. Además, se realizó un diagnóstico sobre el estado de conservación de los elementos geológicos y la previsión de su evolución futura, recogido en el apartado 3.1 del PORN.

El estudio puso de manifiesto la notable geodiversidad de este territorio y el buen estado de conservación del medio geológico. Entre los elementos geológicos y



Figura 10-1. Los sistemas y cauces fluviales son un rasgo destacado del Parque Natural. Río Sorbe.
Fotografía: Alfanhui.

geomorfológicos presentes en el Parque Natural que muestran una alta vulnerabilidad intrínseca, se identificaron los yacimientos paleontológicos, las cascadas y saltos de agua (susceptibles a modificaciones de su aspecto general, de los aportes hídricos y de posibles alteraciones en el cauce fluvial o ante la práctica de determinados deportes o exceso de visitantes), los elementos de naturaleza kárstica (cavidades con tramos activos, simas y surgencias kársticas altamente sensibles a la contaminación) y las formas de origen glaciar (muy vulnerables por tratarse algunas de ellas de acumulaciones de material sedimentado y por albergar turberas y suelos hidromorfos) y periglacial, las laderas

acarcavadas (algunas de las cárcavas presentes en el Parque Natural también poseen una alta vulnerabilidad debido a su especial morfología y dimensiones, donde se desarrollan frágiles estructuras como chimeneas de hadas) y algunos afloramientos que muestran determinadas mineralizaciones, texturas petrológicas o estructuras sedimentarias y tectónicas.

Los enclaves de interés geológico y las áreas de interés geomorfológico en que estos elementos estaban presentes, fueron relevantes en el proceso de análisis y valoración del territorio con vistas a su zonificación y a la aplicación de regímenes de protección, estableciendo los límites



Figura 10-2. Chimeneas de las hadas en las cárcavas de Mingo Negro.

del Parque Natural, su Zona de Protección Especial y su Zona Periférica de Protección (apartado 4.1 del PORN).

Normativa de protección del patrimonio geológico

En el ámbito de la protección pasiva, el PORN, en su apartado 4.3.3 (Regímenes de protección para los elementos geomorfológicos), otorgó la consideración adicional de elementos geomorfológicos de protección especial, regulada por el Título V de la Ley 9/1999 de Conservación de la Naturaleza en Castilla-La Mancha, a las cárcavas, con excelentes representaciones en los términos municipales de Valdepeñas de la Sierra, Puebla de Valles y Zarzuela de Jadraque, y a los meandros abandonados del río Lozoya.

Por otro lado, el capítulo 5 del PORN establece la normativa aplicable a los usos, actividades y aprovechamientos en el Parque Natural, clasificándolos en permitidos, autorizables y no permitidos o incompatibles. Esta regulación está orientada a garantizar la protección de los recursos naturales de conservación prioritaria. Entre las disposiciones específicas para la protección del patrimonio geológico, se consideran incompatibles las siguientes actividades:

- Las actuaciones que puedan suponer destrucción o daño de los recursos naturales objeto de protección en el Parque Natural, las áreas de interés geológico, botánico y paisajístico, el hábitat de especies amenazadas o los hábitats y elementos geomorfológicos de protección especial.



Figura 10-3. Los crestones y divisorias, como los de la Peña del Osar, están reflejados en el PORN como rasgos a proteger.

- Las obras de drenaje y desecación de suelos hidromorfos y terrenos encharcables. Actuaciones que modifiquen la dinámica hídrica de los humedales, o bien las características físicas y microclimáticas de las cavidades naturales.
 - La explotación e investigación de recursos mineros, a excepción de los supuestos contemplados como autorizables y de las áreas sujetas a concesiones o autorizaciones de explotación vigentes a la entrada en vigor del PORN.
 - La realización de vertidos de residuos o contaminantes, en particular los que puedan afectar a las aguas superficiales o subterráneas (a excepción de los que sean tratados previamente impidiendo el aumento de la contaminación de las aguas), y los vertidos de cualquier materia sobre simas y cavidades naturales.
- Además, en la Zona de Protección Especial del Parque Natural no están permitidas las siguientes actividades:
- Las explotaciones de recursos minerales o edáficos, los movimientos de tierras, y cualquier otra actuación que altere el suelo o la roca. Las explotaciones de aguas minero-medicinales.
 - Cualquier actividad que altere la roca, el suelo o la vegetación en los entornos glaciares del Pico del Lobo y del Pico Cebollera Vieja, así como sobre los picos, crestones y las cuerdas o divisorias entre los diferentes valles.



10-4. Baliza de parada de una de las geo-rutas. Fotografía: Alfanhui.

Directrices para la conservación del patrimonio geológico del Parque Natural

El capítulo 6 del PORN establece las "directrices y criterios de referencia orientadores en la formulación y ejecución de las políticas sectoriales que inciden en el territorio", de forma que promuevan la conservación de los recursos naturales y de la geodiversidad y biodiversidad, de forma compatible con el desarrollo socioeconómico sostenible del territorio.

En su apartado 6.11.1, el PORN concreta las directrices de conservación y restauración de elementos geológicos y geomorfológicos. Son las siguientes:

- Se consideran zonas de protección prioritaria aquellas áreas donde existen elementos geológicos y/o geomorfológicos
- Se atenderá a la protección de otros puntos de interés geológico y geomorfológico relevantes por su valor calificado

de excepcional interés, destacando por su representatividad, singularidad o exclusividad. Se trata de los puntos de interés geológico y geomorfológico que han obtenido la calificación de excelente según el estudio realizado para el Plan. Son, por tanto, ejemplos relevantes como mínimo a escala regional.

Son el circo glaciar de Palomares, cárcavas de Mingo Negro, hoz de Bonaval, macizo kárstico de Tamajón, yacimientos paleontológicos de Tamajón, afloramiento cretácico de Alcorlo, afloramiento del Pérmico en Retiendas, mineralizaciones de plata de Hiendelaencina, zonación metamórfica de El Cardoso y el cabalgamiento de Almiruete.



Figura 10-5. El senderismo es una de las prácticas impulsadas por los instrumentos de gestión para la visita al Parque Natural. Senderista dirigiéndose a la Chorrera de Despeñalagua.

como muy alto: el afloramiento de gneises de El Cardoso, las mineralizaciones de oro y platino de La Nava de Jadraque, los depósitos de facies Buntsandstein de Sacedoncillo, el afloramiento de brechas calcáreas dolomíticas en el relieve en cuesta del Pontón de la Oliva, los circos glaciares del Pico del Lobo, las crestas cuarcíticas de Los Paredones del Veguillas, el cañón fluvial del río de la Hoz, la cascada en el Arroyo Cañamar, las chorreras de Despeñalagua, los escarpes en el río Sorbe, el cluse en el arroyo de Vallosera, el cañón fluvial del arroyo Vallosera, el meandro del río Jarama en las proximidades de Retiendas, el cañón del río Sorbe, afloramientos gipsófilos de Alea, el meandro abandonado en el río Lozoya y la Laguna de Lozoya.

- Se realizarán proyectos de recuperación de los elementos geológicos y geomorfológicos relevantes dañados.
- Se realizará una protección efectiva de cuevas, yacimientos paleontológicos, cascadas naturales, formas nivoglaciares, pedrizas y crestones cuarcíticos relevantes, canchales, escarpes y demás elementos geomorfológicos de protección especial frágiles que lo requieran, limitando el acceso y la realización de cualquier tipo de actividad sobre ellos o en sus inmediaciones.

Los objetivos de geoconservación también estas presentes en las directrices orientadoras de otros sectores de actividad. Así, en cuanto a las directrices para la regulación de los usos deportivos (apartado 6.6.3 del PORN), figuran las siguientes:

- Los instrumentos de planificación señalarán la red de senderos del Parque, para cuya definición se contará con la colaboración de la Federación de Deportes de Montaña, teniendo en cuenta que no discurran por zonas de escarpes u otras zonas sensibles para la fauna, ni por otros enclaves donde se asienten especies amenazadas, hábitat o elementos geomorfológicos protegidos que puedan verse negativamente afectados por este uso.
- Se realizará un análisis de las cavidades conocidas y más frecuentadas por espeleólogos, con la colaboración de la Federación de Espeleología y con el asesoramiento de zoólogos especialistas en fauna de cavidades y arqueólogos, para determinar las que resulten poco frágiles, en las que la práctica de la espeleología no requerirá autorización previa, realizándose únicamente de acuerdo con un condicionado general, que incluya la prohibición de arrojar o abandonar en el interior y en el entorno de las cavidades cualquier tipo de material o residuo, realizar inscripciones, alterar la roca, los espeleotemas o los depósitos de la cavidad o su entorno, molestar a la fauna y recolectar ejemplares de fauna, flora, roca, mineral o sedimento. La espeleología en el resto de las cavidades requerirá autorización expresa, que se otorgará exclusivamente para fines de primera exploración, catalogación y cartografía espeleológica, filmación destinada a programas de conservación de la naturaleza o fines científicos, a solicitantes avalados por instituciones competentes en las referidas materias. Entre éstas, figurarán todas las que sean refugios importantes de quirópteros (Sima de



Figura 10-6. Panel interpretativo y talanquera de seguridad en las cárcavas de Mingo Negro (Geo-ruta 6).

La Raya y Cueva del Turismo), alberguen especies de fauna o flora de interés, o tengan valor arqueológico o paleontológico. En las correspondientes autorizaciones se reflejarán las mismas limitaciones señaladas para las cuevas practicables sin necesidad de autorización, salvo que por el tipo de investigación se requiera realizar alguna excepción expresa.

- *Para la regulación de la escalada se analizarán, con colaboración de la Federación de Deportes de Montaña, las actuales zonas y vías de escalada y el tipo de uso que se hace de ellas, al objeto de determinar las zonas de escalada libre permitida y su normativa general de uso. No se incluirán entre éstas los escarpes donde no existan lugares adecuados para el aparcamiento de los vehículos ni*

sendas adecuadas de acceso a los escarpes, se produzca nidificación o sean utilizados regularmente como zonas de reposo por aves rupícolas, donde existan especies de flora protegida, o comunidades de flora rupícola, glerícola o de pie de cantil bien desarrolladas, en zonas importantes para la percepción del paisaje, zonas no utilizadas por los escaladores, ni las localizadas en áreas remotas del Parque Natural, de difícil acceso. Entre la normativa general de la actividad, se incluirá la prohibición de arrojar o abandonar cualquier tipo de material o residuo, de realizar inscripciones o alterar la roca, el suelo o la vegetación, y de molestar a la fauna. Se procederá a desequipar las vías equipadas que incumplan lo dispuesto anteriormente. Requiere un esfuerzo especial la regulación de la

escalada en los escarpes del río Lozoya colindantes con Patones (Comunidad de Madrid) en el término de Valdepeñas de la Sierra.

- *La regulación del piragüismo se realizará, en colaboración con la Federación de Piragüismo, de manera que no ocasionen daños sensibles a la geomorfología fluvial ni a las comunidades de flora y fauna asociadas al ecosistema fluvial o presente en sus inmediaciones.*

Entre las directrices relativas a las actividades de conservación y restauración del medio natural (apartado 6.11 del PORN), se consideran de conservación prioritaria en el Parque Natural los hábitat y elementos geomorfológicos de protección especial incluidos en el Anejo I de la Ley 9/1999, debiéndose elaborar una cartografía precisa de distribución de los mismos.

También se citan, entre las acciones de restauración a las que se debe prestar atención, la recogida manual de restos del antiguo edificio de la estación de esquí en el Pico del Lobo, dispersos por su entorno, especialmente en los circos glaciares, la restauración de las zonas mineras de Hiendelaencina y su entorno y de las graveras del Jarama en su curso medio, la recuperación de la dolina junto a la ermita de la Virgen de los Enebrales, retirando escombros y colocando un cartel informativo sobre la dolina y su interés geomorfológico, o la conservación de los mejores ejemplos de cárcavas en la zona de Mingo Negro.

En el apartado 6.11 de las directrices para la conservación y restauración del paisaje



del PORN, se citan entre las unidades de paisaje que serán objeto de conservación prioritaria, por su excepcional valor paisajístico y fragilidad, los cañones de los ríos Bornova, Jarama-Jaramilla, Sorbe, Jarama medio y Arroyo Vallosera, así como la zona de alta montaña del Parque Natural, y se destacan como puntos de interés paisajístico, entre otros, la Chorrera de Despeñalagua, los paredones cuarcíticos del río Veguillas, el Pico del Lobo, el Pico Ocejón y la Cascada del Aljibe.



Figura 10-7. Escarpes cuarcíticos del cuchillar del Asomante, en el Jarama medio, considerado de excepcional valor paisajístico en las directrices de conservación del PORN.

En cuanto a las directrices para la conservación de los recursos etnográficos y culturales vinculados al medio natural (apartado 6.13 del PORN), se propone la adopción, de forma coordinada por las Consejerías competentes en materia de patrimonio y medio ambiente, de acciones encaminadas a la recuperación del patrimonio cultural, artístico, arquitectónico y arqueológico del Parque Natural, entre las que figuran la conservación y

restauración de los elementos singulares y característicos del paisaje rural tradicional, tales como los cercados de pizarra y gneis, o los corrales, estabulaciones y apriscos tradicionales, conocidos como "tainas" en el Parque Natural, valorando la posibilidad de declarar como bienes de interés cultural los conjuntos mejor conservados, o el rescate e interpretación de recursos minerales tradicionales en centros de interpretación o museos.





Figura 10-8. El patrimonio cultural y su vinculación con la geología del territorio son elementos a impulsar en el Parque Natural. Ermita de Santa Coloma en Albendiego, catalogada como Bien de Interés Cultural y construida con las calizas y areniscas que afloran en sus inmediaciones. Fotografía:Alfanhui.

El PORN considera una actuación prioritaria proteger y poner en valor todos los elementos singulares de la Arquitectura Negra existentes en el medio rural, como puentes, azudes de antiguos molinos, cercas hincaderas y otros muros de piedra seca, instando a las autoridades competentes en materia de urbanismo (Ayuntamientos, Diputación y Consejería competente en esta materia) y patrimonio, para la conservación, dentro de los núcleos urbanos, de los elementos arquitectónicos tradicionales y singulares de la Arquitectura Negra.

Desde la declaración del Parque Natural, siguiendo las directrices marcadas en el PORN, se han llevado a cabo ya varias actuaciones de geoconservación. Entre ellas figuran la eliminación de grafitis en paredones calizos, el vallado de la sima de La Raya en Tamajón y de otras cavidades kársticas, la limpieza de la dolina de la Virgen de los Enebrales, el acondicionamiento de un sendero geológico dotado de miradores y paneles interpretativos que permita la visita a las cárcavas de Mingo Negro evitando el acceso a las zonas más frágiles, o la instalación de contadores de visitantes en los senderos de la Chorrera de Despeñalagua, Pozas del Aljibe y Hoz del Jarama en Retiendas, que permiten obtener la información precisa para la ordenación de las visitas a estos puntos de interés geológico con riesgo de masificación.

Divulgación geológica en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara



Figura 10-9. Charla-taller sobre cartografía geológica, en las XIII Jornadas mineras de Hiendelaencina, celebradas en 2024. Fotografía: Isabel Pino.



Figura 10-10. I Jornada montañera del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara, celebrada en 2023.

Siguiendo las directrices para la información, interpretación y visita del parque natural, reflejadas en el Apartado 6.6.1 del PORN, entre los temas esenciales de la interpretación figuran: la génesis del Sistema Central y de la Sierra de Ayllón; el metamorfismo, con especial énfasis en los afloramientos gnéisicos; el origen y extensión del glaciario y periglaciario; la formación de hoces y cascadas; las

mineralizaciones y minería de la plata en Hiendelaencina; o la formación de las cárcavas en Valdepeñas de la Sierra. Todos ellos (y muchos más) están recogidos en las geo-rutas del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara.

Por otro lado, vinculados al proyecto de las geo-rutas del Parque Natural, se han realizado diversas actuaciones que han servido



Figura 10-11. Il Jornada montañera del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara, celebrada en 2024.

para mejorar la accesibilidad de algunos afloramientos, equiparlos interpretativamente y reforzar la seguridad del visitante. Un ejemplo es la Senda geológica de las Cárcavas de Mingo Negro, donde se han instalado señales y balizas en el recorrido, talanqueras en lugares de riesgo y dos paneles interpretativos.

También en relación con el proyecto de las geo-rutas se han realizado dos cursos de divulgación de la geodiversidad del Parque Natural, dirigidos a la población local y a las empresas de turismo de naturaleza y gestores de alojamientos rurales que operan en el territorio, en 2023 y 2024. Los yacimientos paleontológicos de Tamajón, tanto los del Cretácico como el de La Malia, organizan jornadas de puertas abiertas coincidiendo con los momentos en los que se están realizando excavaciones, que suelen ser a comienzos y al final del verano, respectivamente.

También el CIPAT organiza regularmente iniciativas de divulgación que incluyen visitas de centros escolares y grupos organizados a la ciudad encantada de Tamajón.

Por su parte, el Museo del País de la Plata de Hiendelaencina también organiza actividades de divulgación geológica, en especial las Jornadas Mineras, que cuentan ya con 13 ediciones, y se celebran en el mes de septiembre. En el marco de la Semana de la Ciencia del CSIC, se han celebrado varias excursiones al entorno de Hiendelaencina-Sierra de Alto Rey, a cargo del Dr. Rubén Díez, del IGME, CSIC. En 2025 están previstas las celebraciones del Geolodía de Guadalajara en Tamajón y el Hidrogeolodía de Guadalajara en la Laguna de Somolinos, aprovechando la infraestructura divulgativa de las geo-rutas. Aunque sea orientada a un público especializado, se quiere remarcar la visita al Parque Natural en una de las excursiones del XI Congreso Geológico de España, en una excursión coordinada por el Dr. Gerardo De Vicente, de la Universidad Complutense de Madrid.

Por último, el Parque Natural organiza anualmente unas jornadas montañeras que incluyen ascensiones a cumbres del Parque y posteriores conferencias y/o mesas redondas sobre geoconservación en el Parque Natural. ●

Bibliografía

- Abati, J., Rubio Pascual, F.J., Arenas, R. y López Carmona, A. (2009). El sustrato geológico antiguo de la Sierra de Madrid: testigo de la gran colisión de placas que formó el supercontinente Pangea. Excursiones e itinerarios didácticos. IX Semana de la Ciencia. Universidad Complutense e Instituto Geológico y Minero de España. 22 pp.
- Adell, F., Bascones, L., González Lodeiro, F., Martínez, F. y Tena, M. (1982). Atienza. Mapa Geológico de España 1:50.000. Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España. 45 pp. + mapa.
- Álvarez-Alonso, D., Díez Fernández-Lomana, J.C., García-Díez, M., Jordá Pardo, J.F. & Rivas Santiago, R. (2024). Los Enebrales rock-shelter (Tamajón, Guadalajara, Spain): First Gravettian site in central Iberia. *Journal of Archaeological Science: Reports* 53, 104340.
- Arche, A. y López-Gómez, J.J. (1992). Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectosedimentana de la cuenca pérmico-triásica del SE de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica* 16, 115-143.
- Arenas, R. & Sánchez Martínez, S. (2015). Variscan ophiolites in NW Iberia: Tracking lost Paleozoic oceans and the assembly of Pangea. *Episodes* 38, 4, 315-333.
- Arenas, R., Casquet, C. y Peinado, M. (1980). El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas. Seminario de Estudios Galegos. Area de Xeoloxía e Minería; Instituto Universitario de Xeoloxía "Isidro Parga Pondal".
- Barea, J. (2001). Geomorfología y evolución paleoclimática durante el Cuaternario a partir del estudio de los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central y de Valporquero, León. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 257 pp.
- Barroso-Barcenilla, F., Audije-Gil, J., Berrocal-Casero, M., Callapez, P.M., Carenas, B., Comas-Rengifo, M.J., García Joral, F., García-Hidalgo, J.F., Gil-Gil, J., Goy, A., Ozkaya de Juanas, S.A., Rodríguez García, S., Faria dos Santos, V., Segura, M. y Sevilla, P. (2017). El Cenomaniense-Turonense de Tamajón (Guadalajara, España): contexto geológico, contenido fósil e interpretación paleoambiental. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica* 111, 67-84.
- Barroso-Barcenilla, F., Berrocal-Casero, M., Callapez, P.M., Conde-Valverde, M., García-Voces, S., Martínez-Mendizábal, I., Ozkaya de Juanas, S., Rodríguez García, S., Segura, M. (2024). Un viaje en el tiempo para descubrir Tamajón: De las costas y los mares del Cretácico a la actualidad. Universidad de Alcalá y Ayuntamiento de Tamajón. 55 pp.
- Berrocal-Casero, M. (2022). Ecosistemas del Cretácico de Guadalajara: de la costa al mar. Diputación de Guadalajara. 121 pp.
- Bischoff, L., Gursky, H.J. y Willner, A.P. (1980). Tidal sedimentation in the transgressive cycle of the Lower Ordovician in the Eastern Sierra de Guadarrama (Central Spain). *Estudios geológicos*, 36(3), 221-230.
- Carrasco, R.M., Pedraza, J. de, Palacios, D. (2022). The glaciers of the Sierras de Guadarrama and Somosierra. *Iberia, Land of Glaciers* 485-504.
- Carrasco, R.M., Saiz, A., Pedraza, J., Karambaglidis, T., Villa, J., Centeno, J., Sanz, M.A. (2016). Nuevos datos sobre la extensión y tipo de glaciario en Somosierra (Sistema Central Ibérico). *GeoTemas*, 16, 320-322.
- Jiménez, R., González, R., Torres, M.J., Hernández, M.P., Lozano, R.P., Baeza, E., Mayans, C. y Moreno, X. (2021). Colección de minerales de comunidades y ciudades autónomas del Museo Geominero: Catalogo de la comunidad de Castilla La Mancha. *Cuadernos Museo Geominero* 33. 119 pp.
- Concha, A., Oyarzun, R., Lunar, R., Sierra, J., Doblás, M. and Lillo, J. (1992). The Hiendelaencina epithermal silverbase metal district, Central Spain: tectonic and mineralizing processes. *Mineralium Deposita*. 27: 83-89.
- Correia, P. & Murphy, J.B. (2020). Iberian-Appalachian connection is the missing link between Gondwana and Laurasia that confirms a Wegenerian Pangea configuration. *Scientific Reports* 10:2498. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-59461-x>
- Cunha, P.P., de Vicente, G. y Martín-González, F., 2019. Cenozoic Sedimentation Along the Piedmonts of Thrust Related Basement Ranges and Strike-Slip Deformation Belts of the Iberian Variscan Massif. En: Quesada, C. y Oliveira, J.T.

- (eds.). *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Volume 4: Cenozoic Basins. Springer International, 131-165, 195.
- Currás, A. (2012). Estudio sobre la evolución de paisajes mediterráneos continentales en Lleida y Guadalajara durante los últimos 3000 años a partir de las secuencias polínicas de Ivars, Somolinos y Cañamares. Departament de Prehistòria, Història Antiga i Arqueologia. Universitat de Barcelona. Tesis doctoral. 272 pp.
 - De Vicente, G. (2009). Guía ilustrada de los cabalgamientos del Sistema Central Español. *Reduca (Geología)*. Serie Geología Regional. 1 (1): 1-51.
 - De Vicente, G. (2018). El registro geológico de las deformaciones Alpinas en Iberia: Partición de la deformación o fases tectónicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(2), 13-22.
 - De Vicente, G., Cunha, P. P., Muñoz-Martín, A., Cloetingh, S. A. P. L., Olaiz, A., & Vegas, R. (2018). The Spanish-Portuguese Central System: An example of intense intraplate deformation and strain partitioning. *Tectonics*, 37, 4444–4469. <https://doi.org/10.1029/2018TC005204>.
 - De Vicente, G., Cunha, P.P., Díez Fernández, R., Martín-González, F., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Henar, J.A., Fernández Rodríguez, R., Antón, L. y Martín-Velázquez, S. (2024). El Sistema Central Hispano-Portugués. Un orógeno intraplaca sin inversión tectónica. XXXV Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España.
 - De Vicente, G., Díez Fernández, R., Olaiz, A., Muñoz-Martín, A. (2022). Variscan inheritance induces alpine upper crustal delamination in East Spanish-Portuguese Central System. *Tectonics*, 41, e2022TC007315.
 - De Vicente, G. & Muñoz-Martín, A. (2013). The Madrid Basin and the Central System: A tectonostratigraphic analysis from 2D seismic lines. *Tectonophysics*, 602, 259-285.
 - De Vicente, G. Vegas, R., Muñoz- Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sáinz, A., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A. & Fernández- Lozano, J. (2009). Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics* 470, 224–242.
 - De La Horra, R., Arche, A., López-Gómez, J., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Barrenechea, J.F., Galán-Abellán, B., Borruel-Abadía, V. & Vargas, H. (2019). Tectonics and Sedimentation During the Beginning of the Basin. En: Vergés, J. & Kullberg, J.C. (Eds.). *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Volume 3: The Alpine Cycle, 69-70.
 - Dias da Silva, Í., Díez Fernández, R., Díez-Montes, A., González Clavijo, E. & Foster, D.A. (2016). Magmatic evolution in the N-Gondwana margin related to the opening of the Rheic Ocean—evidence from the Upper Parautochthon of the Galicia-Tras-os-Montes Zone and from the Central Iberian Zone (NW Iberian Massif). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 105:1127–1151. DOI 10.1007/s00531-015-1232-9
 - Díez Montes, A. (2007). La geología del dominio “Ollo de Sapo” en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo. *Serie Nova Terra* 34. 494 pp.
 - Díez Fernández, R., Arenas, R., Pereira, M.F., Sánchez-Martínez, S., Albert, R., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J. & Matas, J. (2016). Tectonic evolution of Variscan Iberia: Gondwana-Laurussia collision revisited. *Earth-Science Reviews*, 162, 269-292.
 - Díez Fernández, R., de Vicente, G., Moreno-Martín, D., Fernández, C., Arenas, R., & Rubio Pascual, F. J. (2024). Mega-folding of a basement during incipient intra-plate continental subduction (Alpine central Iberia). *Tectonics*, 43, e2023TC008163. <https://doi.org/10.1029/>
 - Escuder, J., Hernáiz, P.P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez Fernández, L.R. y Dunning, G. (1996). Evolución microestrutural y metamórfica de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza: la superposición de asociaciones minerales de Baja-P/Alta-T sobre una secuencia Barroviense. *Geogaceta*, 20, 879-882.
 - Escuder, J., Hernáiz, P.P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez Fernández, L.R. & Dunning, G. (1998). Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics* 290 (1998) 87–109.
 - Fernández, C. (1991). Estudio de los procesos de deformación en la zona de Cizalla de Hiendelaencina (Sistema Central español). Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 522 pp.

- Fernández, M., Martín, P. (1990). Catálogo de cavidades de Guadalajara. Federación Madrileña de Espeleología. 138 pp.
- Fernández-Marrón, M.T., Gil, J., Gil-Cid, M.D. & Fonollá-Ocete, J.F. (2010). Précisions sur le patron d'empilement de dépôts du Cénomanién-Turonien de Somolinos (Chaîne Ibérique, Espagne) d'après l'étude palynologique. *Geobios* 43 (2010) 305–315.
- García-Arias, M., Díez-Montes, A., Villaseca, C. & Blanco-Quintero, I.F. (2018). The Cambro-Ordovician Olló de Sapo magmatism in the Iberian Massif and its Variscan evolution: A review. *Earth-Science Reviews* 176 (2018) 345–372
- García de la Vega, A. (1994). Estudio geomorfológico de la Sierra de Alto Rey. *Ería*, 5-23.
- García Guinea, J, Medina, A. y Leguey, S. (1983). Procesos hidrotermales en las venas de segregación de andalucita de El Cardoso (Guadalajara, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica* 81, 15-24.
- García Quintana, A. (2008). Geología y paisajes de Guadalajara. En: Calonge, A. y Rodríguez, M. (Eds.). *Geología de Guadalajara*. Universidad de Alcalá de Henares, 15-72.
- García-Arias, M., Díez-Montes, A., Villaseca, C. y Blanco-Quintero, I.F. (2018). The Cambro-Ordovician Olló de Sapo magmatism in the Iberian Massif and its Variscan evolution: A review. *Earth-Science Reviews* 176, 345–372.
- Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García Hidalgo, J.F. y García, Á. (2004). Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico superior en la región Central y oriental de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17 (3-4), 2004, 249-266.
- Gil, J., García-Hidalgo, J.F., Segura, M., López Olmedo, F., García, Á., Díaz de Neira, J.A., Montes, M. y Nozal, F. (2010). El Cretácico del Sistema Central (España): Registro estratigráfico, contexto deposicional y esquema evolutivo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol.*, 104, 2010, 15-36.
- González Lodeiro, F., Bascones, L. y Martínez, F. (1981). *Hiendelancina*. Mapa Geológico de España 1:50.000. Pimera edición. 47 pp + mapa.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Herranz, P., Pieren, A.P., Carls, P. y Rábano, I. (2008). Los sedimentos paleozoicos del viejo continente de Gondwana. En: *Geología de Guadalajara*, A. Calonge y M. Rodríguez (editoras), Guadalajara, p. 75-93.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Herranz, P., Pieren, A.P., Rábano, I., Sarmiento, G.N., San José, M.A. de, Barnolas, A. y Villas, E. (2004). 5.2.3. El margen pasivo ordovícico-silúrico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 473-475.
- Hernáiz, P.P., Escuder, J.E., Rodríguez, L.R., Valverde, P. y Dunning, G., 1996. Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta*, 20, 875-878.
- Hernáiz, PP, López Olmedo, F., Cavra, P., Solé, J., Escuder, J., Valverde, P., Dunning, G., Bea, F. y Gálvez, C. (2005). Tamajón. Mapa geológico de España Escala 1:50.000. Hoja 459. Instituto Geológico y Minero de España. 2 mapas, 161 pp + mapa.
- Jordá, J.F, Molina, J., Maximiano, A.M., Barcia, C., Acevedo, C., Alonso, M., Álvarez-Alonso, D., Díez Fernández-Lomana, C., Díez-Herrero, A., Farjas, M., Garrote, J., Hernández Orgaz, A., Hernández Ruiz, M., Kehl, M., Romero, A., Sánchez Moya, Y., Schramm, T. y Sopena, A. (2021). Visibilizando lo oculto. Reconstrucción digital y análisis espacial del registro geoarqueológico del Pleistoceno superior del LIG del abrigo rocoso de Jarama VI en el cañón del Jarama (Valdesotos, Guadalajara, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 35 (1-2) 5-38.
- Jordá, J.F. (2024). Neandertales en el centro de Iberia (1). Jarama VI. UNED. <https://www.youtube.com/watch?v=5Uttj2yBelM>
- Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. (2010). Decreto 215/2010, de 28 de septiembre, por el que se aprueba el Plan de Ordenación de los Recursos Naturales de la Sierra Norte de Guadalajara. 149 pp.
- Karampaglidis, T., Benito Calvo, A., Pérez-González, A., Baquedano, E. y Arsuaga, J.L. (2011). Secuencia geomorfológica y reconstrucción del paisaje durante el Cuaternario en el valle del río Lozoya (Sistema Central, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Seco Geol.*, 105 (1-4), 2011, 149-162.
- Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A. & Pérez-González, A. (2015). Geomorphology of the Lozoya river drainage basin area (Community of Madrid, Spanish Central System). *Journal of Maps*, 2015 Vol. 11, No. 2, 342–353, <http://dx.doi.org/10.1080/17445647.2014.926103>.

- Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A. & Pérez-González, A. (2020). Understanding the Quaternary evolution of an intramountain staircase terraces model using morphometric indices: Lozoya River, Central System, Spain. *Estudios Geológicos*, 76(2), e134 ISSN-L: 0367-0449 <https://doi.org/10.3989/egol.43508.527>.
- Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A., Rodes, A., Braucher, R., Pérez-González, A., Pares, J., Stuart, F., Di Nicola, L. & Bourles, D. (2020). Pliocene endorheic-exhoreic drainage transition of the Cenozoic Madrid Basin (Central Spain). *Global and Planetary Change* 194,103295.
- López Gómez, A. (1967). El distrito minero de Hiendelaencina. *Saitabi* 19, 40 p. <https://doi.org/10.7203/saitabi..5597>
- López Ruiz, J., Aparicio, A., y García Cacho, L. (1975). El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. 137 p.
- López Olmedo, F., Montes, M., Nozal, F., Díaz de Neira, A., Luengo, J. y Martín Banda, R. (2008). El Paleógeno de la provincia de Guadalajara: el comienzo de una nueva era. La formación de las cordilleras y cuencas continentales. En: Calonge, A. y Rodríguez, M. (Eds.). *Geología de Guadalajara*. Universidad de Alcalá de Henares, 135-149.
- Majarena, U., Gil Imaz, A., Lago, M. y Galé, C. (2015). El magmatismo pérmico del sector de Atienza (extremo W de la Cordillera Ibérica): nuevos datos petro-estructurales para su interpretación genética. *Geogaceta* 58, 63-66.
- Martín Duque, J.F., Zapico, I., Bugosh, N., Tejedor, M., Delgado, F., Martín-Moreno, C. & Nicolau, J.M. (2021). A Somolinos quarry land stewardship history: From ancient and recent land degradation to sensitive geomorphic-ecological restoration and its monitoring. *Ecological Engineering* 170, 106359.
- Martínez Frías, J., Lunar, R. y Vindel, E. (1988). Estudio geológico y metalogénico de la mineralización argentífera de Hiendelaencina. Sistema central. *Bol. Geol. Min.*, 99 (4), pp. 592-606.
- Montero, P., Bea, F., González-Lodeiro, F., Talavera, C. & Whitehouse, M.J. (2007). Zircon ages of the metavolcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo Domain in central Spain: implications for the Neoproterozoic to Early Palaeozoic evolution of Iberia. *Geol. Mag.* 144 (6), 963–976. doi:10.1017/S0016756807003858
- Monterrubio, S., Lunar, R. y Vindel, E. (1986). Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de Tamajón-Campillo de Ranas (Sierra del Guadarrama).
- Monterrubio, S., Martínez Frías, J., de Vicente, G y Vindel E. (1987). Tectónica y procesos metalogénicos de la zona Tamajón-Campillo de Rana. Sistema Central
- Moreno, D. (2021). Análisis estructural y evolución tectonotermal del basamento varisco y su reactivación alpina en el sector oriental del Sistema Central. Trabajo final de Máster. Universidad de Salamanca. 36 p.
- Murphy, B.J., Keppie, J.D., Nance, R.D. & Dostal, J. (2010). Comparative evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A North America perspective. *Gondwana Research* 17, 482–499.
- Olaiz, A., De Vicente, G., Vegas, R., González Casado, J.M., Muñoz, A. y Álvarez, J. (2004). El cabalgamiento de Valdesotos: consecuencias de la acomodación del acortamiento cenozoico en el zócalo del Sistema Central. *Geo-Temas* 6(5), 237-240.
- Pedraza, J. de, Carrasco, R.M., Villa, J., Soteris, R.L., Karampaglidis, T. & Fernández-Lozano, J. (2019). Cirques in the Sierra de Guadarrama and Somosierra Mountains (Iberian Central System): Shape, size and controlling factors. *Geomorphology*, 341, 153-168.
- Pérez-González, A. y Portero, M. (Coords.) (1991) Valdepeñas de la Sierra, Mapa geológico de España 1:50.000, 485. Instituto Geológico y Minero de España. 84 p.
- Pérez González, A. y Gallardo, J. (1987). La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafraquiense medio. *Geogaceta* 2, 29-31.
- Perucha, M. A. y Rodríguez- Pascua, M.A. (2005). La alfarería de Zarzuela de Jadraque. Editorial Aache. 197 pp.
- Rojo-Pérez, E., Fuenlabrada, J.M., Díez Fernández, R. & Arenas, R. (2024) Origin and evolution of Cadomian magmatism in SW Iberia: from subduction onset and arc building to a tectonic switching, *International Geology Review*, 66:10, 1885-1909, <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2258394>

- Rubio, F.J. (2013). Evolución tectonothermal varisca del Sistema Central en Somosierra-Honrubia. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 350 pp.
- Rubio Pascual, F.J., López-Carmona, A. & Arenas, R. (2016). Thickening vs. extension in the Variscan belt: P–T modelling in the Central Iberian autochthon. *Tectonophysics*, 681, 144–158.
- Sala, N., Pablos, A., Rodríguez-Hidalgo, A., Arriolabengoa, M., Alcaraz-Castaño, M., Cubas, M., Posth, C., Nägele, K., Pantoja-Pérez, A., Arlegi, M., Rodríguez-Almagro, M., Conde-Valverde, M., Cuenca-Bescós, G., Arribas, A. & Gómez-Olivencia, A. (2021). Cueva de los Torrejones revisited. New insights on the paleoecology of inland Iberia during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 253, 106765.
- Sala, N., Alcaraz-Castaño, M., Arriolabengoa, M., Martínez-Pillado, V., Pantoja-Pérez, A., Rodríguez-Hidalgo, A., Téllez, E., Cubas, M., Castillo, S., Arnold, L.J., Demuro, M., Duval, M., Arteaga-Briebe, A., Llamazares, J., Ochando, J., Cuenca-Bescós, G., Marín-Arroyo, A.B., Martín Seijo, M., Luque, L., Alonso-Llamazares, C., Arlegi, M., Rodríguez-Almagro, M., Calvo-Simal, C., Izquierdo, B., Cuartero, F., Torres-Iglesias, L., Agudo-Pérez, L., Arribas, A., Carrión, J.S. Magri, D., Zhao, J.X. & Pablos, A. Nobody's land? The oldest evidence of early Upper Paleolithic settlements in inland Iberia. *Scientific advances* 10, 26. DOI: 10.1126/sciadv.ado3807
- Sánchez-Moya, Y., Sopena, A., De Vicente J. y Muñoz-Martín, A. (2015). Las cuencas del Pérmico y Triásico en la zona de enlace entre el Sistema central y la Cordillera Ibérica. *Reduca, Geología, Serie itinerarios didácticos*. 7(2), 1–27.
- Segura, M. y Elorza, J. (2013). Presencia de ventifactos en las facies Utrillas (Tamajón-Sacedoncillo, borde Suroriental del Sistema Central, Guadalajara): aspectos morfológicos y procedencia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26(2), 47–63.
- Segura, M., Barroso-Barcenilla, F., Berrocal-Casero, M., Castanera, D., García-Hidalgo, J.F. & Santos, V.F. (2016). A new Cenomanian vertebrate tracksite at Tamajon (Guadalajara, Spain): Palaeoichnology and palaeoenvironmental implications. *Cretaceous Research* 57, 508–518
- Silva, P.G., Roquero, E., López-Recio, M., Huerta, P. & Martínez- Graña, A.M. (2017). Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero drainage basins, Central Spain). *Quaternary Science Reviews* 166, 188e203
- Sopena, A. (1979). Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 329.
- Sopena, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. & Hernando, S. (1988). Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. En: Manspeizer, W. (ed.). *Developments in Geotectonics*. Elsevier, 757–786.
- UNED. Neandertales en el centro de Iberia (1). Jarama VI. <https://www.youtube.com/watch?v=5Uttj2yBelM>
- Valverde-Vaquero, P., Dunning, G., Hernáiz, Huerta, P.P., Escuder Viruete, J. & Rodríguez Fernández, R. (1996). La extensión Sin-Colisional en la Zona Centro Ibérica: restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta*, 20, 4, 883–886.
- Valverde-Vaquero, P., Dunning, G.R. (2000). New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 15–26.
- Villaseca C. Castiñeiras P. & Orejana D. (2015). Early Ordovician metabasites from the Spanish Central System: A remnant of intraplate HP rocks in the Central Iberian Zone. *Gondwana Research* 27, 2015, 392–409.
- Villaseca, C., Merino Martínez, E., Orejana, D., Andersen, T & Belousova, E. (2016). Zircon Hf signatures from granitic orthogneisses of the Spanish Central System: Significance and sources of the Cambro-Ordovician magmatism in the Iberian Variscan Belt, *Gondwana Research* 34 (2016) 60–83.
- Villaseca, C., Merino, E., Oyarzun, R., Orejana, D., Pérez-Soba, C. & Chicharro, E. (2014). Contrasting chemical and isotopic signatures from Neoproterozoicmetasedimentary rocks in the Central Iberian Zone (Spain) ofpre-Variscan Europe: Implications for terrane analysis and Early Ordovician magmatic bets. *Precambrian Research* 245, 131–145.



Cañón del río Sorbe, Sendero GR 167,
en su tramo Valdepinillos-Cantalojas.
Fotografía: Alfanhui



GUÍA GEOLÓGICA del

Parque Natural Sierra Norte de Guadalajara

COLABORA



Unión Europea

Fondo Europeo Agrícola
de Desarrollo Rural

Europa invierte en las zonas rurales



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE AGRICULTURA, PESCA
Y ALIMENTACIÓN



PARQUE
NATURAL
SIERRA NORTE
DE GUADALAJARA
Red de Áreas
Protegidas de CLM



Castilla-La Mancha