

3

**GEOLOGÍA EN EL
CONTACTO ENTRE
LOS SISTEMAS
CENTRAL E IBÉRICO**

PARQUE NATURAL DE LA SIERRA NORTE DE GUADALAJARA

El Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara se sitúa al norte de la provincia, limitando al Oeste con Madrid y al Norte con Segovia. El relieve del Parque Natural es muy accidentado y conforma un conjunto montañoso que incluye diversos macizos y sierras, como los del Lobo-Cebollera, La 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 del Lobo que, con 2.274 metros de altitud, es el techo del Parque y de Castilla-La Mancha.

Estas montañas son el origen de los tres ríos que vertebran el territorio: 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. Esta red fluvial a su vez cuenta con numerosos afluentes como son los ríos Ermito, Berbellido, Veguillas, Jaramilla, Lillas, Zarzas, Sonsaz, Cristóbal o Pelagallinas, que han servido como punto de partida para el diseño de los itinerarios de las geo-rutas.

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 del Tajo. Esta conjunción explica la notable diversidad de rocas que afloran en el Parque Natural y que son responsables de su singular fisionomía. En el área del Parque Natural predominan las rocas metamórficas como pizarras, esquistos y gneises, sobre las que se forman cuchillares, crestones, valles encajados, cañones fluviales, canchales, escarpes con espectaculares saltos de agua y, en las zonas de mayor altitud, circos glaciares y restos de antiguas morrenas. Pero también hay calizas y dolomías que han dado lugar a “ciudades encantadas”, hoces y cuevas. En la zona Suroeste son características las extensas rañas rojizas, donde se desarrollan imponentes cárcavas. Esta gran diversidad geológica configura paisajes muy diferentes que ofrecen contrastes muy acusados en muy poco espacio.

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 DEL TAJO.



GEORUTAS

PARQUE NATURAL DE LA SIERRA NORTE DE GUADALAJARA

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. Los itinerarios utilizan los principales cursos fluviales como eje vertebrador.

1 POR LOS RELIEVES APALACHANOS DEL JARAMA Y JARAMILLA

- **Punto de inicio:**
El Cardoso de la Sierra.
- **Punto final:** Puerto de la Quesera.

CARACTERÍSTICAS

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.



2 SIGUIENDO EL SORBE POR LOS DOMINIOS DE LA CUARCITA

- **Punto de inicio:**
Galve de Sorbe.
- **Punto final:** Almiruete.

CARACTERÍSTICAS

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



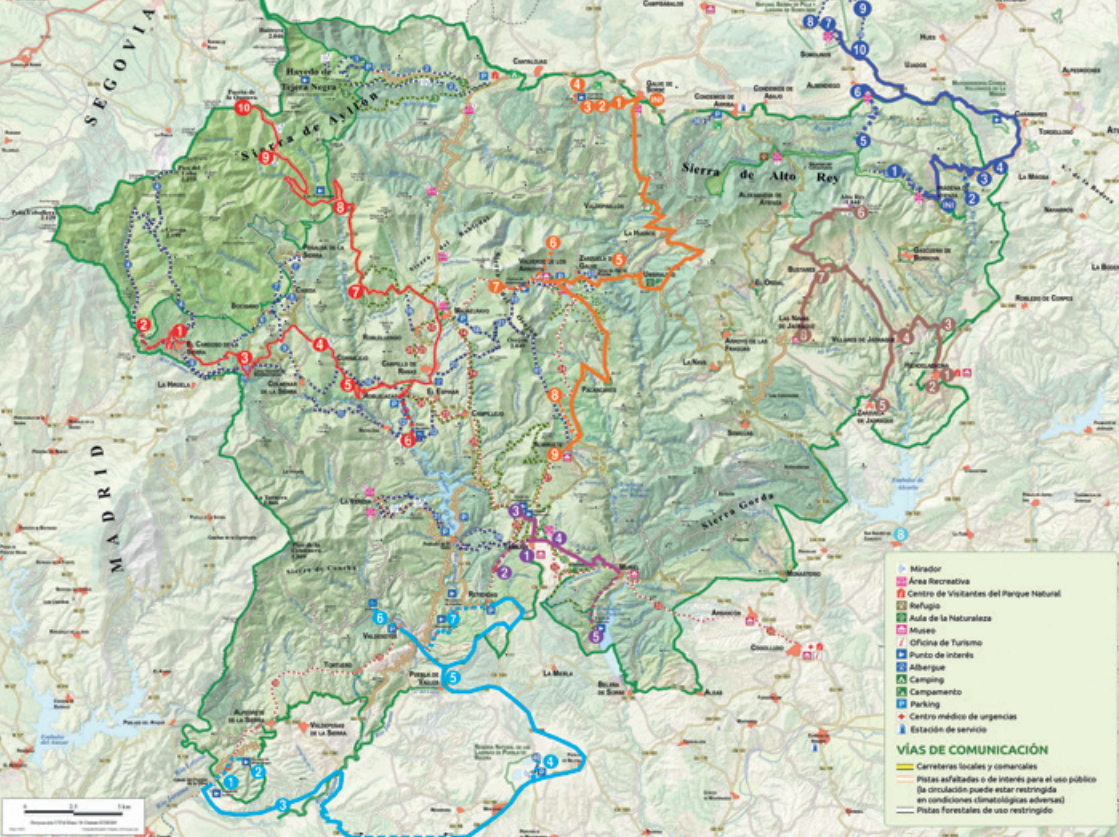
3 GEOLOGÍA EN EL CONTACTO ENTRE LOS SISTEMAS CENTRAL E IBÉRICO

- **Punto de inicio:**
Prádena de Atienza.
- **Punto final:** Somolinos.

CARACTERÍSTICAS

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.





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

- **Punto de inicio:** Hiendelancina
- **Punto final:** Las Navas de Jadraque

CARACTERÍSTICAS

Recorre la vertiente meridional de la Sierra de 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.



5 LA GEODIVERSIDAD DE TAMAJÓN

- **Punto de inicio:** Tamajón.
- **Punto final:** Ermita de Peñamira (Murjel).

CARACTERÍSTICAS

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.



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

- **Punto de inicio:** Pontón de la Oliva
- **Punto final:** Retiendas

CARACTERÍSTICAS

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.



HISTORIA GEOLÓGICA DE LA SIERRA NORTE DE GUADALAJARA

La larga historia geológica de la Sierra Norte de Guadalajara puede explicarse en cinco episodios que reflejan los mayores acontecimientos que han sucedido en esta zona. Son, de más antiguo a más moderno:



Detalle de un gneis.

EPISODIO 1

(hace entre 550-370 Millones de años):

Durante buena parte del Paleozoico, toda esta región estuvo cubierta por un profundo mar en el que se acumularon miles de metros de sedimentos. Su posterior compactación, litificación y metamorfismo (en la siguiente etapa) daría lugar a las pizarras, cuarcitas y esquistos, que son las rocas mayoritarias del Parque Natural. En las fases iniciales de esta etapa (hace 495-480 Ma), tuvo lugar el emplazamiento de rocas volcánicas, cuyo posterior metamorfismo en el siguiente episodio daría lugar a los característicos gneises glandulares que aparecen en la región.



Pizarras

EPISODIO 2

(hace entre 370-265 Millones de años):

Hace alrededor de 370 Ma, en la denominada Orogenia Varisca, el choque de dos grandes continentes (Gondwana y Laurrusia) y el cierre del océano que existía entre ellos (Rheico) generó el levantamiento de grandes relieves montañosos. Durante 50 millones de años, el relieve de la zona cambió totalmente y surgió una gran cordillera. Las condiciones de alta presión y temperatura generadas por la orogenia provocarían el metamorfismo en las rocas sedimentadas en la etapa hace 335-320 Ma. Con el tiempo, la cordillera sería casi totalmente arrasada por la erosión, de manera que hoy en día solo vemos los cimientos de aquella cadena montañosa en forma de rocas metamórficas. En una fase final (295-265 Ma), circularían diversos fluidos a favor de fallas propiciando mineralizaciones de plata y plomo.



Pliques originados durante la orogenia Varisca



Conglomerados y calizas formados en el episodio 3

EPISODIO 3

(hace entre 265-45 Millones de años):

La región quedaría sometida a la erosión y sedimentación continental durante buena parte del Mesozoico, suavizando aún más los relieves, hasta que, hace alrededor de 100 Ma, una progresiva inundación cubriría la región con rocas marinas: calizas, margas y dolomías. El nivel del mar siempre fue poco profundo y alcanzó su máximo ya en el Cretácico, cuando hace alrededor de 80-90 Ma se formaron zonas litorales y amplias plataformas marinas con arrecifes de rudistas. El mar se retiraría bruscamente hace alrededor de 70 Ma y se acumularían enormes espesores de yesos.

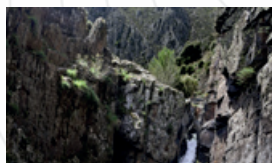
EPISODIO 4:

(hace entre 35-3,5 Millones de años):

Una nueva orogenia, denominada Alpina, afectaría a todo el territorio ibérico, plegando y fracturando las rocas. Daría lugar a las actuales cordilleras, entre ellas el Sistema Central, cuya etapa principal de formación se prolongó entre hace 35 y 25 Ma. Tan pronto como los relieves empezaron a formarse, la erosión actuó sobre ellos, transportando grandes cantidades de sedimentos al interior de la cuenca situada al Sur de la cadena montañosa, donde se acumularon miles de metros de sedimentos, como conglomerados, arcillas y yesos. Un nuevo pulso tectónico, más moderado que el anterior y que se inició hace alrededor de 9 Ma, rejuveneció los relieves y volvió a producir una intensa erosión sobre ellos. Así, la cuenca recibió otra vez una gran cantidad de sedimentos, colmatándose hace alrededor de 6 Ma.



Calizas plegadas por el efecto de la orogenia alpina

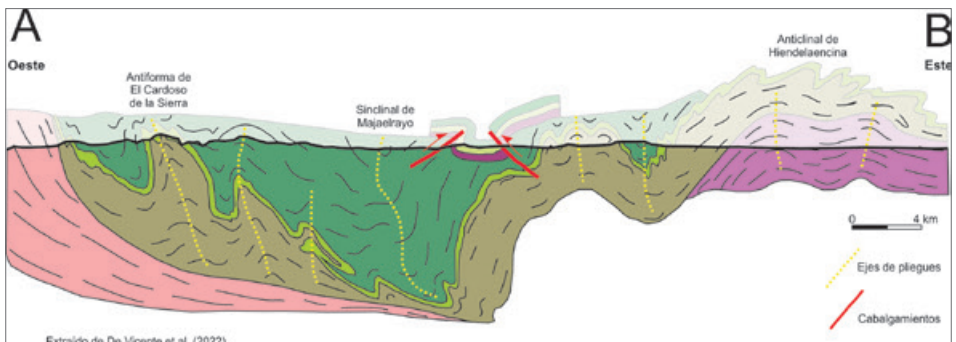
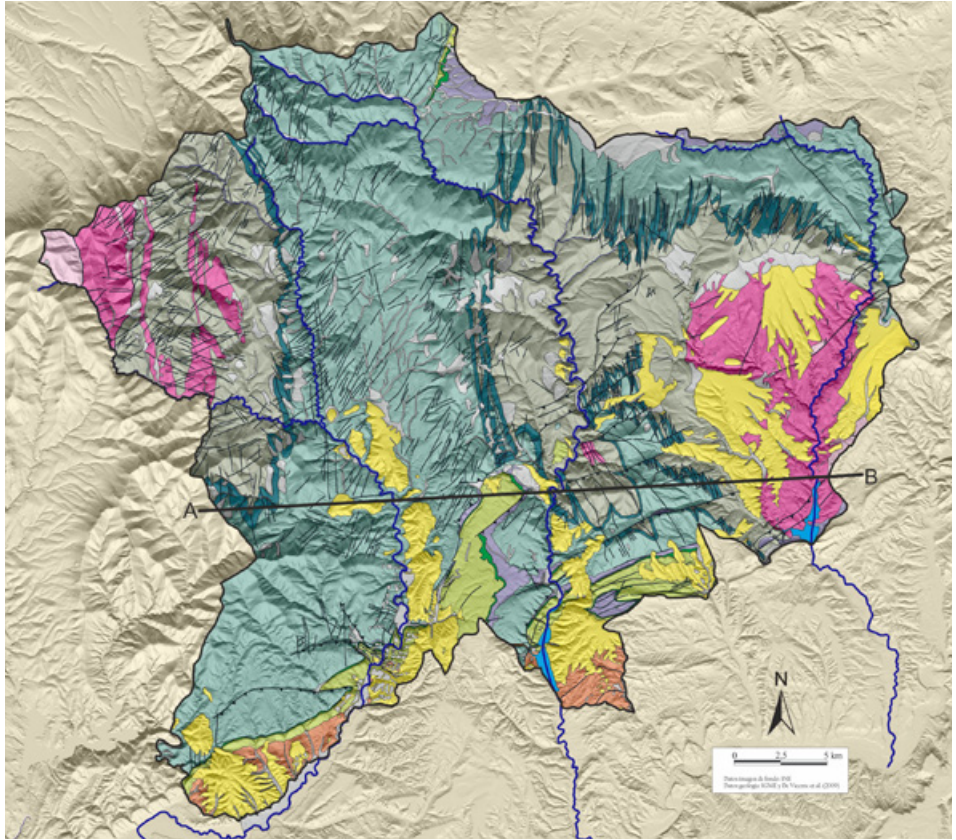


Los procesos generadores del modelado actual se desarrollaron en el episodio 5, como la karstificación (izquierda), cárcavas (centro) y el encajamiento de la red fluvial (derecha)

EPISODIO 5 (3,5 Ma-actualidad):

Desde la colmatación de la cuenca sedimentaria, la red fluvial ha ido desarrollándose y encajándose, desde hace 5 Ma. La cuenca sedimentaria era endorreica, pero hace unos 3,5 Ma se abrió al mar. Se inició así un brutal proceso de erosión y vaciado de la misma por parte del río Tajo y sus tributarios, formando la actual red fluvial. También, en función de factores climáticos, tendrían lugar la karstificación y glaciarrismo. El paisaje que vemos actualmente quedó configurado durante este episodio.

MAPA GEOLÓGICO DEL PARQUE NATURAL SIERRA NORTE DE GUADALAJARA





LEYENDA DEL MAPA GEOLÓGICO

CENOZOICO	CUATERNARIO		Gravas, arenas y arcillas
	NEÓGENO	PLIOCENO	Conglomerados y arenas
		MIOCENO	Arenas y limos
	PALEOGENO	OLIGOCENO	Arenas, conglomerados, limos, margas y yesos
		EOCENO	
		PALEOCENO	
MESOZOICO	CRETÁCICO		Calizas y dolomías
	TRIÁSICO		Arenas caoliníferas. "Arenas de Utrillas"
PALEOZOICO	SILÚRICO		Conglomerados, areniscas, limos, arcillas y yesos
	ORDOVÍCIO	SUPERIOR	Pizarras. Alternancia de pizarras y cuarcitas y esquistos
		MEDIO	
		INFERIOR	
	CÁMBRICO		Cuarcitas. Cuarcita Armoricana o de Alto Rey
		Pizarras. Alternancia con cuarcitas y esquistos	
		Gneises. Gneis Olla de Sapo	
		Gneises	



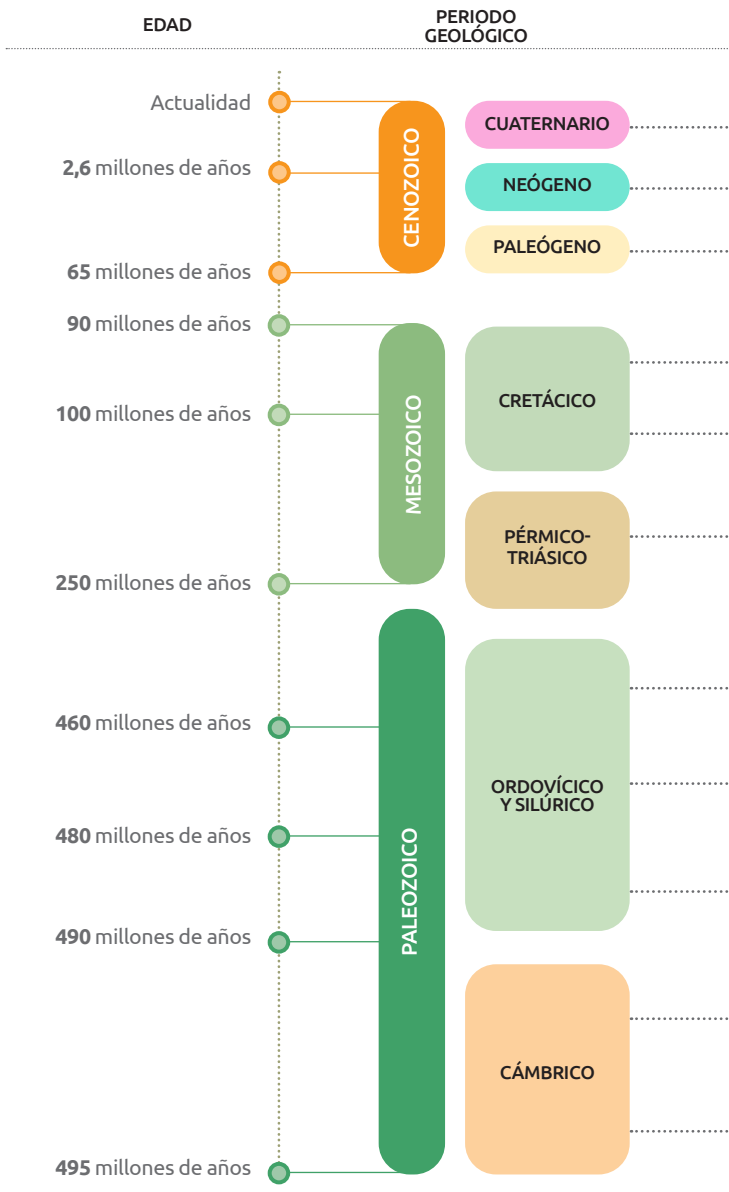
Este mapa representa la edad y los diferentes tipos de rocas del Parque Natural. Su disposición está condicionada por las estructuras tectónicas, que también están representadas en el mapa. Para entender mejor esa configuración tectónica, se incluye también un corte que muestra cómo es

esa estructura en profundidad. En el mapa se aprecia cómo las rocas del Paleozoico son mayoritarias, formando un gran sinclinal en la zona central rodeado de dos anticlinales a cada lado. Las rocas del Mesozoico, representadas en tonos verdosos, se limitan a una banda de

anchura variable en la zona Sur (y un pequeño afloramiento en la zona Norte). Por último, las rocas del Cenozoico, representadas en color amarillo, naranja y gris, aparecen en la zona meridional y oriental, por donde se extiende amplia y mayoritariamente ya fuera del Parque Natural.

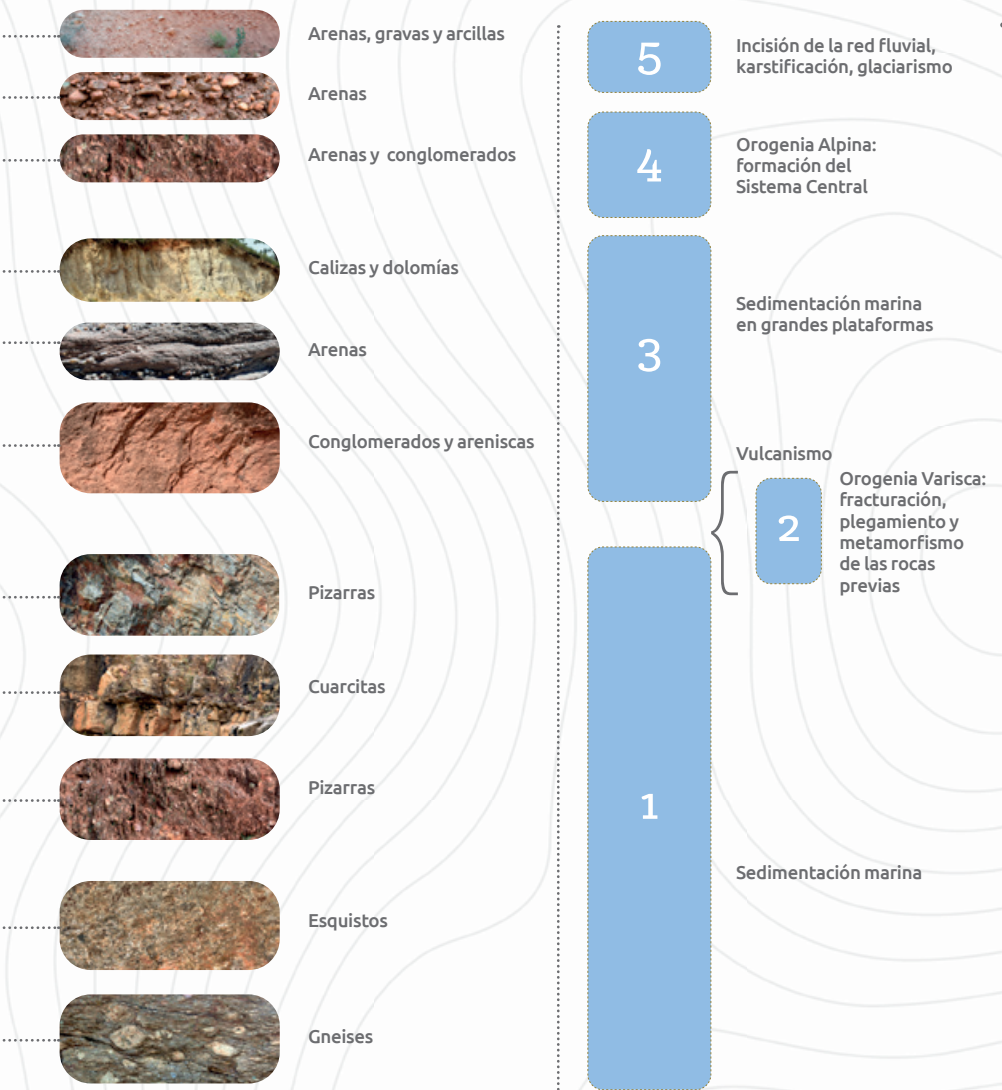
COLUMNA GEOLÓGICA DEL PARQUE NA

Esta columna sintetiza 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 de la columna) a las más modernas. En la columna se han representado los tipos de rocas más comunes de las distintas unidades geológicas que se pueden identificar. El espesor no está a escala y, por tanto, tampoco lo está la duración de los episodios: es una guía visual que ayuda a entender las rocas que aparecen en el Parque Natural y su edad aproximada. Diferentes factores como los movimientos tectónicos, cambios en la génesis de las rocas o la erosión, hacen que a veces esta sucesión esté incompleta o sea algo diferente.



TURAL SIERRA NORTE DE GUADALAJARA

EPISODIOS



3 GEOLOGÍA EN EL CONTACTO ENTRE LOS SISTEMAS CENTRAL E IBÉRICO

Prádena de Atienza-Somolinos

● **Punto de inicio:** Aparcamiento situado en Prádena de Atienza.

■ **Punto final:** Aparcamiento de la cantera de Somolinos.

□ **Resumen de la geo-ruta:** 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:

Parada 1: desde Prádena de Atienza hasta la Cueva del Oso, siguiendo el GR 167: 3h (i+v)

Parada 2: por los alrededores de la Majada 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).

• INICIO Y PARADA 1: PRÁDENA DE ATIENZA-CUEVA DEL OSO



Cómo llegar: 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 Gasqueña 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.

En Google Maps se muestra con la etiqueta:

INICIO CIRCULAR POR EL ALTO REY:
41.171695, 3.009196.

○ 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 ex-

cursiones. 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



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.

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 parcelas, hechos con las pizarras y cuarcitas de la zona, y luego abandonaremos las construcciones para entrar ya en el ➤



Figura 1-1 Vista de Prádena de Atienza, integrada en el paisaje circundante.



Figura 1-2 Paisaje con afloramientos de pizarras por los que discurre la senda hacia la Cueva del Oso.



Figura 1-3 Desvío hacia la cueva.

► paisaje pizarroso (fig.1-2). 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 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 (Fig.1-3). 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. ■

• PARADA 1-A: Pliegues en las cuarcitas



Cómo llegar: 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. 1-4), como el que podemos observar junto al camino.

○ En la ladera de enfrente vemos la vertiente Norte de la Sierra de Alto Rey, formada en cuarcitas de colores claros dispuestas en estratos de gran espesor que originan grandes escarpes (Fig. 1-5). Estas capas de cuarcita están plega-

das, 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,



• Coordenadas

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

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



Figura 1-4 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).

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.

La alternancia de capas de pizarra y de cuarcita se debe a las variaciones del ambiente en el que se formaron. Hace alrededor de 475 millones de años se extendía en el margen del megacontinente Gondwana una extensa plataforma marina (ver episodio 1 de la historia geológica de la página 6). 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 el nivel del mar estaba alto, las condiciones de sedimentación eran más profundas y en el fondo marino predominaba la sedimentación de limos y arcillas por decantación y que posteriormente originaron las pizarras. Por el contrario, cuando el nivel del mar estaba bajo y las condiciones eran menos profundas, se acumulaban arenas procedentes de la erosión de los relieves continentales cercanos, y que posteriormente die- ➤



Figura 1-5 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.



Figura 1-6 Afloramiento en el que se aprecia la alternancia de pizarras (P) y cuarcitas (C), las rocas que forman todas estas laderas.

► ron lugar a las cuarcitas. Las Cuarcitas de Alto Rey son equivalentes a otras cuarcitas que aparecen con frecuencia en la mitad occidental peninsular, conocidas por los geólogos como Cuarcita Armoricana, igualmente responsable de sierras y crestones en los Montes de Toledo, Sierra de las Villuercas, etc. Por el camino, si ponemos atención, podremos ver abundantes pliegues de pequeña escala en las cuarcitas (Fig.1-7). En ocasiones parecen retorcidas e incluso volcadas, mostrando un intenso 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



Figura 1-7 Pliegues de escala métrica en las cuarcitas.

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.1-6). En el otro lado del valle vemos algunas pedreras alineadas a lo largo de las vaguadas formadas en los núcleos de los sinclinales. ■



Figura 1-8 Plancha de cuarcitas que origina un mirador natural colgado sobre el río Pelagallinas, justo en su tramo más encajado.

• PARADA 1-B: Vetas de cuarzo



Cómo llegar: A unos 40 minutos de haber iniciado la ruta la senda alcanza una plancha de cuarcitas que da lugar a un mirador natural (Fig. 1-8).

Este mirador (Fig. 1-8) 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 forma-

ción de las cuarcitas (Fig. 1-9). Así, en este corte estamos viendo una sucesión de procesos que seguiría el siguiente orden: 1-En el fondo de una plataforma marina ➤



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89; 41°11'02.2"N, 3°02'12.0"W;

UTM: 496923, 4559176.

Google Maps

41.183938, -3.036677.



Figura 1-9 Diques de cuarzo (en rojo) y estratificación de las cuarcitas (negro).

► de mediados del Ordovícico (ver episodio 1 de la historia geológica de la página 6) se acumularon lodos y arenas alternando en función de las variaciones del nivel del mar. 2- Durante la orogenia varisca (episodio 2, pág. 6), 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 sílice, precipitando y dando lugar a las vetas de cuarzo.

Continuamos caminando y ya vemos de manera oblicua la cueva del Oso, en el núcleo de un evidente anticlinal formado en las cuarcitas (fig.1-10). ■



Figura 1-10 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.

• PARADA 1-C: Cueva del Oso



Cómo llegar: A 1,5 horas aproximadamente desde el inicio de la ruta, la senda alcanza un rellano justo enfrente de la Cueva del Oso. No hay nada que señale este lugar, pero 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.



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 ban-

co de cuarcita por la erosión y caída de fragmentos del techo (Fig.1-10). Las numerosas fracturas verticales concentradas justo por encima de la cavidad, y el color rojizo de su relleno, indican



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89; 41°11'06.5"N, 3°02'54.8"W;

UTM: 495928, 4559310.

Google Maps

41185133, -3.048554

Hay que tener en cuenta que Google Maps tiene una etiqueta "Cueva del Oso", pero te dirige a la propia cueva, y no al mirador cuya visita describimos aquí.



Figura 1-11 Capas de cuarcitas plegadas a diferentes escalas superpuestas.

que se trata de una banda subvertical de fracturación con mineralización de óxidos de 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 intencionalmente plegado (Fig.1-11). 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.1-11), 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.1-12). Aunque el GR sigue hacia el Oeste en dirección a Condemios (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. ■

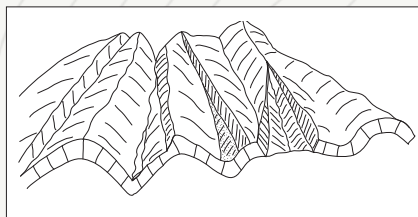


Figura 1-12 Disposición aproximada de las capas de cuarcita en la ladera de enfrente, condicionando totalmente la topografía.



Figura 2-1 Majadas del Borno, desde donde se inicia el sendero hacia la parada 2.

• PARADA 2: MAJADAS DEL BORNOVA



Cómo llegar: 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 Borno. 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. 2-1).



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89; 41°11'00.6"N, 2°58'54.4"W;

UTM: 501527, 4559128.

Google Maps

41.183503, -2.981782.

• PARADA 2-A: Planos en las pizarras



Cómo llegar: Desde el aparcamiento de las Majadas del Borno 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.

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. ■



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89; 41°10'36.2"N, 2°58'59.0"W;

UTM: 501422, 4558373.

Google Maps

41.176708, -2.983046).



Figura 2-2 Relación entre la estratificación y esquistosidad de una roca. 1-La acumulación de lodos y arcillas genera una roca sedimentaria que presenta una estratificación con bandeado horizontal o estratos gruesos. Si observáramos con microscopio, veríamos cómo los minerales laminares típicos de las arcillas se disponen también en posición horizontal, que es como se depositaron. 2-La roca es sometida a presión por los esfuerzos tectónicos, metamorfiéndose y convirtiéndose en una pizarra. Los minerales de la arcilla se transforman en micas que se reorientan alineándose de manera 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: la estratificación original, la esquistosidad o pizarrosidad metamórfica, y las fracturas originadas durante el plegamiento.

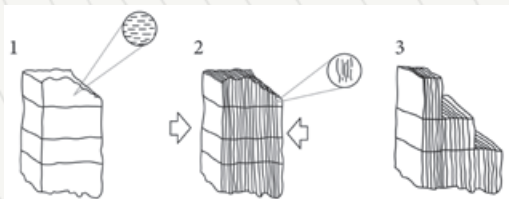


Figura 2-3 Aspecto del valle del Bornova desde la parada 2. Las pizarras muestran una inclinación evidente hacia el Este (izquierda en la imagen).



Figura 2-4 Vista de las laderas y de los dos conjuntos de planos de discontinuidades de las pizarras que condicionan el relieve en la zona.

• PARADA 2-B: Vista del valle del Bornova



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

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 2-2, sino que ambas están inclinadas hacia el mismo lado (hacia el Este), aun-

que la esquistosidad tiene más pendiente que la estratificación. 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 en-



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89; 41°10'42.6"N,
2°59'2,7"W;

UTM: 501333, 4558666.

Google Maps

41.179341, -2.984107.

tre 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. ■



Figura 3-1 Vista del talud de la carretera descrito en la parada 3.



Figura 3-2 Detalles de los diques de cuarzo. Izquierda: pliegues. Derecha: *boudinage*.

• PARADA 3: BOUDINAGE Y DIQUES DE CUARZO



Cómo llegar: 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.3-1).

En el talud de la carretera se pueden apreciar interesantes diques de cuarzo intercalados entre las pizarras (Fig.3-2). 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 chorizos, formada por el estiramiento de los diques de cuarzo, y que se conoce técnicamen-

te por el término francés de “*boudinage*”. Su presencia indica que el conjunto de la roca estuvo afectado por distensión (estiramiento). 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 adelgazan y otras se rompen. En este caso, el resultado es que los diques



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89; 41°11'03.3"N,
2°58'46.9"W;

UTM: 501702, 4559210.

Google Maps

41.184246, -2.979704.

de cuarzo se rompen y las pizarras se deforman de forma plástica, formándose así los *boudins*. Por lo tanto, estas estructuras son indicadores 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. ■

• **PARADA 4: MICRORRESERVA DE LOS CERROS VOLCÁNICOS DE LA MIÑOSA**



Figura 4-1 Aspecto de los afloramientos de andesitas de la Microrreserva en la parada 4.

• **PARADA 4-A: Las rocas volcánicas**



Cómo llegar: 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.

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 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



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89; 41°11'58.7"N,

2°57'0.0"W;

UTM: 504190, 4560923.

Google Maps

41,199662, -2,950026.

balasto de toda España. Estas andesitas también se usan en la fabricación de pavimento de carreteras y para los arcnos, 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. 4-2). 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. La cordillera Varisca (ver pág.6, episodio 2) 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, 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 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 ➤



Figura 4-2 Detalle de las andesitas.

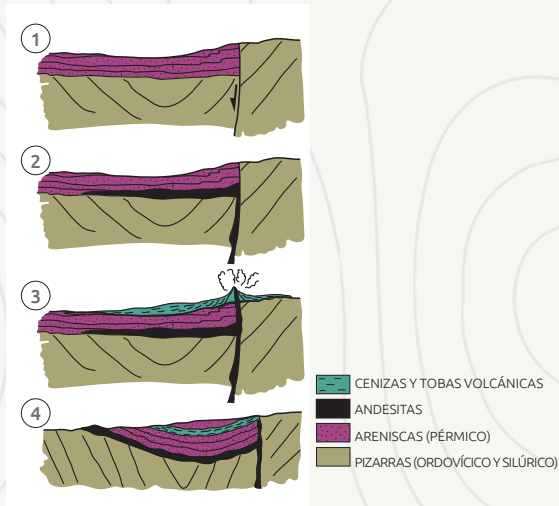


Figura 4-3 Evolución geológica de las erupciones volcánicas del Pérmico en los alrededores de La Miñosa. 1- Hace alrededor de 290 millones de años, las areniscas del Pérmico se acumularon sobre las pizarras del Ordovícico y Silúrico en una cuenca generada por una falla. 2- Aprovechando esa misma falla, 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.

► fluvial que los drenaba. 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. 4-3-2). 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. 4-3-2). 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. ■

• PARADA 4-B: Endemismos en los paisajes volcánicos



Figura 4-4 Las rocas volcánicas, al ser muy resistentes a la erosión, dan lugar a cerros con formas redondeadas muy características y peculiares.



Cómo llegar: 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.

El aparcamiento aparece en Google Maps con la etiqueta:

Microrreserva de los Cerros Volcánicos de La Miñosa.

Estos afloramientos tienen una importancia 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 po-

blación mundial de la especie. Se llama geranio de El Paular (*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 blanque-

cino. 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. ■

• PARADA 5: MÁS QUE UN BARRANCO



Figura 5-1 Monolito en el cruce hacia el Molino.

• PARADA 5-A: Barranco de La Requijada-Molino del Callejón



Cómo llegar: 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.5-1). 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.

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). ■



Coordenadas
Geográficas:

ETRS89; 41°13'15.7"N, 3°02'42.9"W;

UTM: 496206, 4563294.

Google Maps

41.221022, -3.045262.



Figura 5-2 Cañón del arroyo de La Requijada justo en su confluencia con el río Bornova.

• PARADA 5-B: Vista panorámica de la superficie de erosión recorriendo a pie el GR 167



Cómo llegar: 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.

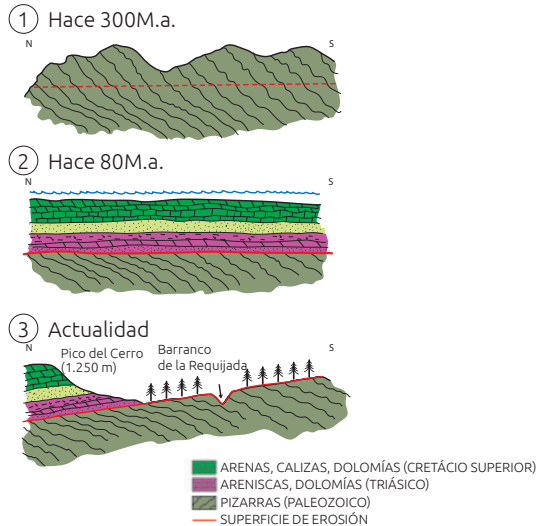
Google Maps

41.206676, -3.048459

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

Figura 5-3 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.



Norte (hacia Albendiego), interrumpida por los barrancos y ríos encajados. Esta amplia superficie es una de las evidencias que tenemos para afirmar que la Cordillera Varisca (ver página 6, episodios 2 y 3) fue prácticamente arrasada por la erosión. 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.5-3). ■

• PARADA 5-C: Vista panorámica de la superficie de erosión a pie de carretera

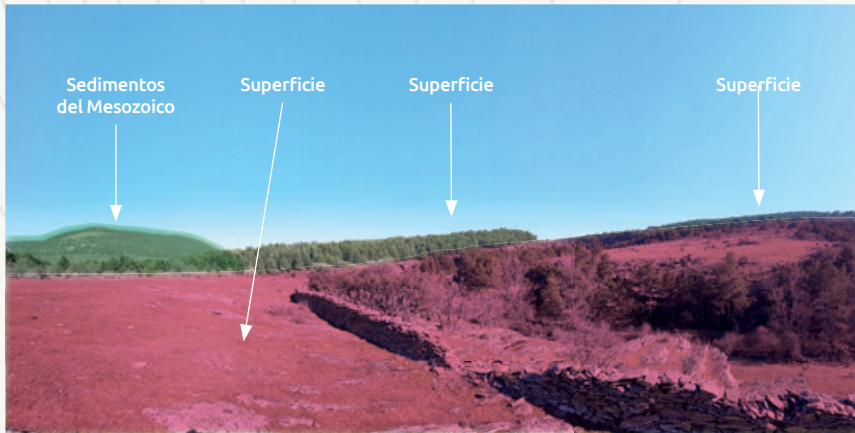


Figura 5-4 Vista de la superficie de erosión desde la parada 5-C. Formación en Fig.5-3.

Cómo llegar: *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. 5-4).*

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 (Fig. 5-3 y 5-4). ■

Coordenadas Geográficas:

ETRS89; 41°12'40.0"N, 3°05'35.3"W;

UTM: 492191; 4562195.

Google Maps

41.211096, -3.093141



Figura 6-1 Vista panorámica de la sucesión de rocas en las cercanías de Albendiego.

• PARADA 6: ERMITA DE SANTA COLOMA EN ALBENDIEGO



Cómo llegar: *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.*

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. 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 con-

texto 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 (Triásico en "facies germánica") se conocen como Buntsandstein, que en alemán significa 'areniscas de varios colores'. En muchos lugares de España a estas areniscas se las conoce con el nombre popular de 'rodeno'. Estas rocas se formaron como re-



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89; 41°13'28.4"N,

3°02'48.8"W;

UTM: 496070, 4563685.

Aparece en Google Maps con la etiqueta: "Iglesia de Santa Coloma"

41.224558, -3.04688.

sultado de la compactación de las arenas y gravas que arrastraron torrentes y ríos de aquella época, y aparecen en muchos otros lugares de provincias como Cuenca, Teruel, Valencia, Castellón o Soria. En Guadalajara también 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



Figura 6-2 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.

fácilmente distinguibles en el paisaje de los alrededores de Albendiego (Fig. 6-1). 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. 5-3 y 6-1).

La iglesia de Santa Coloma re-

fleja 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. ■

• PARADA 7: MIRADOR DEL MOLINO DE LA LAGUNA DE SOMOLINOS



Cómo llegar: 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.

El mirador en sí mismo aparece en Google Maps con la etiqueta

"Mirador de la Laguna de Somolinos", y el Molino (en cuyos alrededores se aparca) con la de "Molingordo".



Figura 7-1 Vista de la Laguna desde el mirador del Molino.

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 relevancia ya que, además de la propia Laguna de Somolinos, en él se localiza un Lugar de Interés Geológico incluido en el In-

ventario 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).

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



Figura 7-2 Entorno de la laguna de Somolinos (imagen de Google Earth) y de la antigua laguna hoy inexistente. En rojo las dos barreras tobáceas.

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 CO_2 , 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. 7-2). 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. ■



Figura 8-1 Surgencia del río Bornova, también llamado del Manadero.

• PARADA 8: MANADERO DEL BORNOVA



Cómo llegar: 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.



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 for-

man, por ejemplo, simas y cuevas. La karstificación también permite la infiltración del agua y su organización en conductos que, 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 ni-



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"**.

vel que sea más impermeable, por ejemplo formado por arcillas, lo que impide la infiltración del agua y le obli-



Figura 8-2 Escarpes de la serie del Cretácico Superior en los alrededores de la Laguna de Somolinos.

ga a que salga a la superficie en forma de surgencias. En este lugar estamos rodeados de los escarpes de calizas y dolomías del Cretácico Superior. Además del espectacular paisaje con los grandes escarpes desplomados, estas rocas albergan mucha información. La sucesión de rocas y su contenido paleontológico reflejan con excepcional grado de detalle cómo fue el gran episodio transgresivo-regresivo desarrollado durante el Cretácico Superior a escala mundial.

El Cretácico es un periodo geológico que abarca desde hace 135 hasta hace 65 millones de años. Durante su segunda mitad, los mares cubrieron grandes extensiones, siendo éste 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 carbonatadas marinas someras. Existían también zonas más subsidentes (que se hundan más y más deprisa) en las que se

acumuló un mayor espesor de sedimentos. Aunque originalmente cubrieron el territorio de lo que hoy es la Sierra de Guadarrama y la Sierra de Ayllón, han sido en su mayor parte eliminados por la erosión, simultáneamente y con posterioridad al levantamiento del Sistema Central. De no haber sido así, estarían hoy en día unos mil o más de mil metros por encima de las cumbres actuales. En concreto, durante el Cenomaniense terminal-Turonense inferior (hace ➤

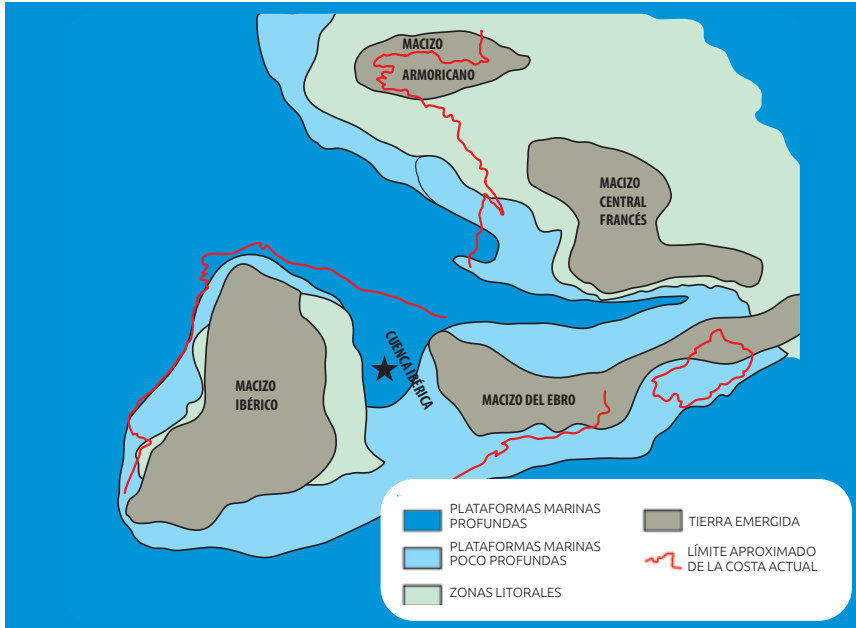


Figura 8-3 Esquema de la geografía de la actual Europa occidental a mediados del Cretácico. Modificado de Fernández-Marrón et al. (2010).

➤ 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 (Cerdeña, Sahara, etc.). En aquella época lo que hoy es Europa occidental era un archipiélago de islas que emergían de un mar poco profundo. Entre el Macizo Ibérico y el del Ebro (Fig.8-3) se situaba una cuenca sedimentaria marina alargada con forma de surco, comunicada hacia el Sureste con el antecesor del Mediterráneo, llamado Mar de Tethys. Sin embargo, un basculamiento de la

placa hacia el Norte provocó que la cuenca también se conectara con el Atlántico, que era más profundo, y estaba en plena fase de apertura. Esto hizo que el surco alcanzara dimensiones de 100 metros de profundidad, con condiciones netamente marinas y de aguas cálidas que desarrollaron fondos colonizados por una rica y variada vida. 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 sien-

do sepultados con relativa rapidez por una “lluvia fina” de partículas que provenían de la desarticulación de organismos planctónicos 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



Figura 8-4 Calizas nodulosas correspondientes a ambientes palustres que indican una progresiva profundización de la cuenca marina.

entre los dos sectores de la cuenca (el atlántico y el de Tethys), quedando muy bien registrado ese proceso de somerización (Fig.8-4 y 8-5). La caída del nivel del mar del Turoniense medio marcó el final del gran ciclo sedimentario transgresivo-regresivo que se prolongó desde hace 105 hasta hace 92 millones de años.

La serie geológica de los alrededores de la laguna de Somolinos constituye el mejor afloramiento de Europa para observar, estudiar y referenciar los acontecimientos globales de ese gran ciclo sedimentario que es el Mesozoico. 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. ■

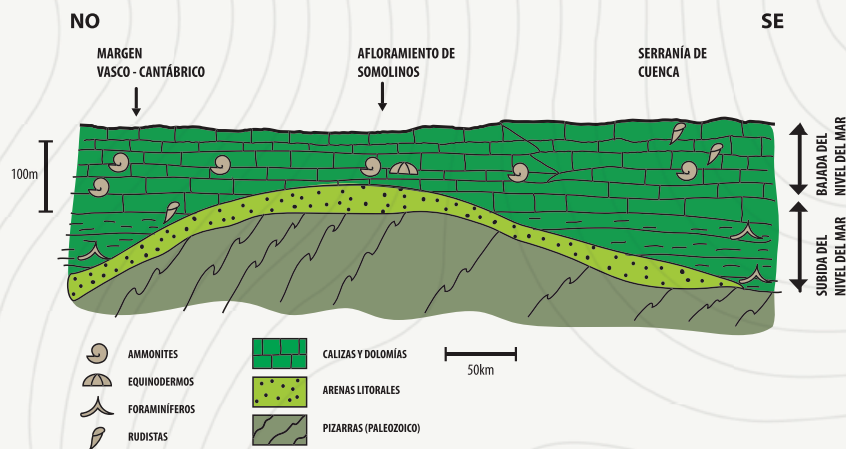


Figura 8-5 Esquema de la evolución del afloramiento de Somolinos durante el Cenomaniense-Turonien- se. Explicación en el texto. Modificado de Fernández-Marrón et al. (2010).



Figura 9-1 Panorámica de la falla de Somolinos en el barranco del Tejo.

• PARADA 9: FALLA DE SOMOLINOS



Cómo llegar: 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.



La falla de Somolinos es una importante fractura que ha estado activa, aunque intermitentemente, durante un largo periodo de tiempo. Además, es muy importante porque sirve de 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 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 Pér-

mico 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 (ver página 30, y Fig. 9-2-1). 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. 9-2-2). 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 ➤

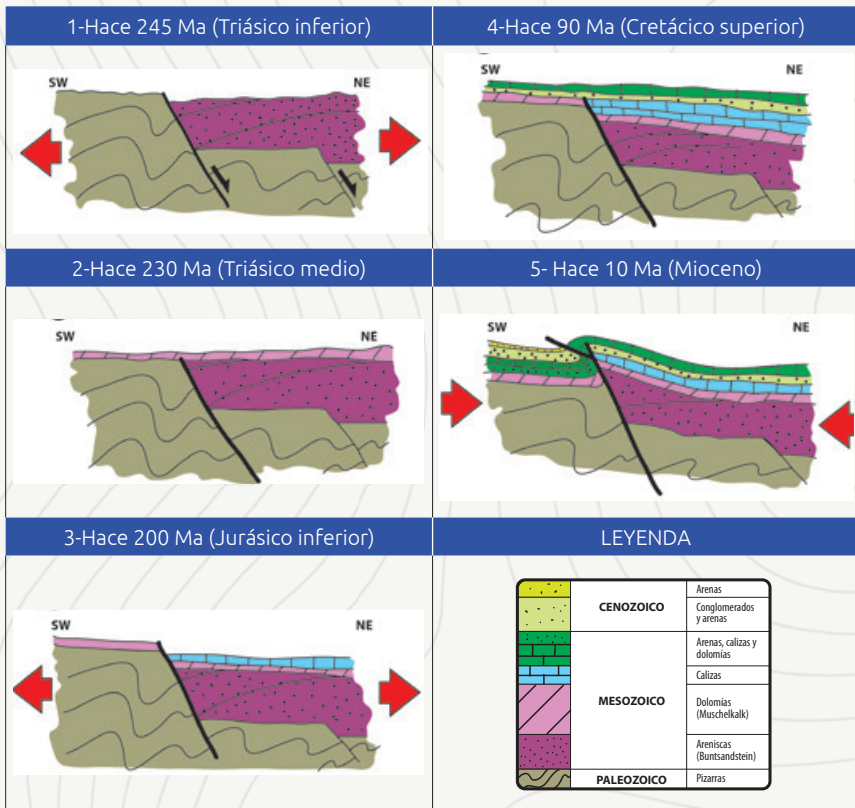


Figura 9-2 Modelo de funcionamiento de la falla de Somolinos. Explicación en el texto. Modificado de De Vicente et al. (2009).

► falla (Fig. 9-2-3). 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. 9-2-4). 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



Figura 9-3 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).

distensión, de manera que la de Somolinos se convirtió en una falla inversa, y provocando que las rocas se plieguen e incluso cabalguen sobre otras más modernas (Fig. 9-1 y Fig. 9-3).

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. ■

• PARADA 10: CANTERA DE SOMOLINOS



Cómo llegar: 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.

○ 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 forma-

ción 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



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89; 41°14'43.8"N

3°03'02.3"W;

UTM: 495754, 4566008;

Google Maps:

41.245490, -3.050640.

"Arenas de Utrillas", porque fueron definidas en esa localidad de la provincia de Teruel.

Se trata de arenas predominantemente de color blanco, aunque con niveles verdosos, violáceos y ocre,

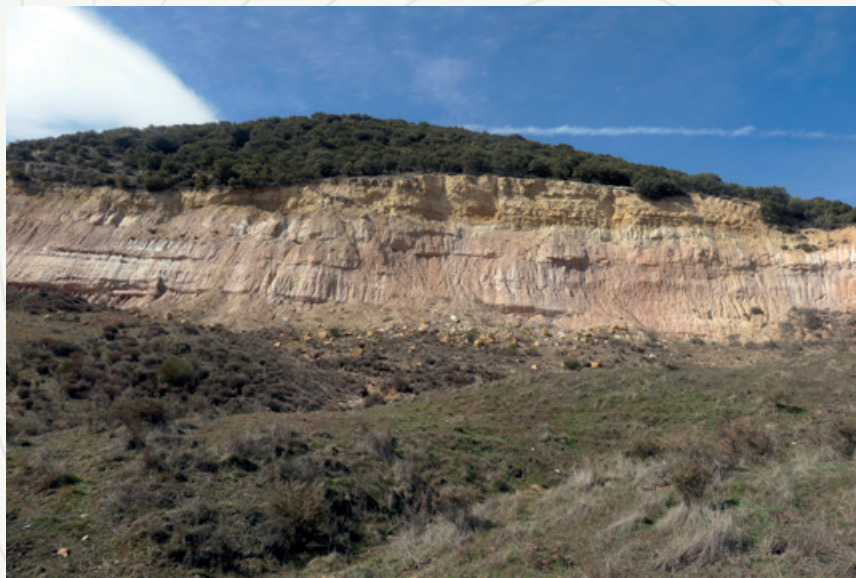


Figura 10-1 Cantera de Somolinos en las “Arenas de Utrillas”.

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 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 (ver parada anterior).

Las “Arenas de Utrillas” se formaron hace unos 100 millones de años en un ambiente continental. A veces, las arenas muestran que se acumularon en canales fluviales y en otras ocasiones corresponden con llanuras fluviales o dunas. Dada la extensión de los afloramientos de estas arenas, está claro que no pertene-

cen todas al mismo curso fluvial. Sin embargo, en esta zona de las provincias de Guadalajara y Madrid corresponden a cursos de ríos paralelos fluyendo del noroeste al sureste. Esto significa que se acumularon en diferentes ríos, pero pertenecientes al mismo sistema fluvial, con la misma cabecera (la composición de las arenas es muy similar en todos ellos) y la misma dirección de la pendiente (hacia el SE).

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, ➤



Figura 10-2 Comparación de la cantera de Somolinos. Izquierda: vista aérea de 2011. Derecha: vista aérea de 2020. Fotografías José Francisco Martín-Duque.

► incrementadas desde la década de 1960 por la implantación de minería mecanizada. El problema ambiental se agravaba 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 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 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. ■

BIBLIOGRAFÍA

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. 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.

Fernández-Marrón, M.T., Gil, J., Gil-Cid, M.D., Fonollá-Ocete, J.F. (2010). Précisions sur le patron d'empilement de dépôts du Cénonanien-Turonien de Somolinos (Chaîne Ibérique, Espagne) d'après l'étude palynologique.



Figura 10-3 Detalle de las “Arenas de Utrillas” en la cantera de Somolinos.

Geobios 43 (2010) 305–315.

García Quintana, A. (2008). Geología y paisajes de Guadalajara. En Calonge, A. y Rodríguez, M. (Eds.). Geología de Guadalajara, 15-72. Universidad de Alcalá de Henares.

Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García Hidalgo, J.F., 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., 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). *Hiendelaencina. Mapa Geológico de España 1:50.000*. Primera edición. 47 pp + mapa.

Majarena, U., Gil Imaz, A., Lago, M. y Galé, C. (2015). El magmatismo

permico 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 (2021) 106359.

GEO
rutas



PARQUE NATURAL
SIERRA NORTE
DE GUADALAJARA



DESCARGA AQUÍ
TODA LA INFORMACIÓN
DE LA GEO-RUTA 3



PARQUE
NATURAL
SIERRA NORTE
DE GUADALAJARA
Red de Áreas
Protegidas de CLM



Castilla-La Mancha