





*Cristales aciculares
de aragonito en
forma de agregados
fibrosorradiados
creciendo dentro de
las arcillas rojas que
tapizan la cavidad.*



Cueva de Castañar

La Cueva de Castañar fue hallada fortuitamente en 1967 cuando un vecino que realizaba tareas agrícolas vio como las patas del animal que utilizaba para estos trabajos se hundían dentro de las tierras de labor. Quedó al descubierto así una cavidad con un impresionante y muy frágil universo de espeleotemas, de formas extremadamente finas y delicadas y colores claros que contrastan con los tonos rojizos y oscuros de las pizarras y arcillas que los rodean haciendo destacar aún más la belleza de las formaciones cársticas. En algunos casos conservan su mineralogía aragonítica inicial, aunque, como describiremos más adelante, en otras ocasiones se han transformado ya en calcita, que es el polimorfo más estable del carbonato cálcico. Espeleotemas como los que se reconocen en la Cueva de Castañar son muy poco frecuentes en el mundo, se trata de la cavidad con mayor abundancia de espeleotemas de aragonito de España.

El origen de la cueva hay que buscarlo en la disolución y colapso de rocas del sustrato. Este está formado por materiales muy antiguos, con una edad superior a 520 M.a. (Precámbrico-Cámbrico Inferior), y de naturaleza esencialmente detrítica pero que incluyen alguna intercalación de carbonatos, especialmente dolomías, son estas las que se disuelven para formar la cueva siguiendo las pautas de la estructura.

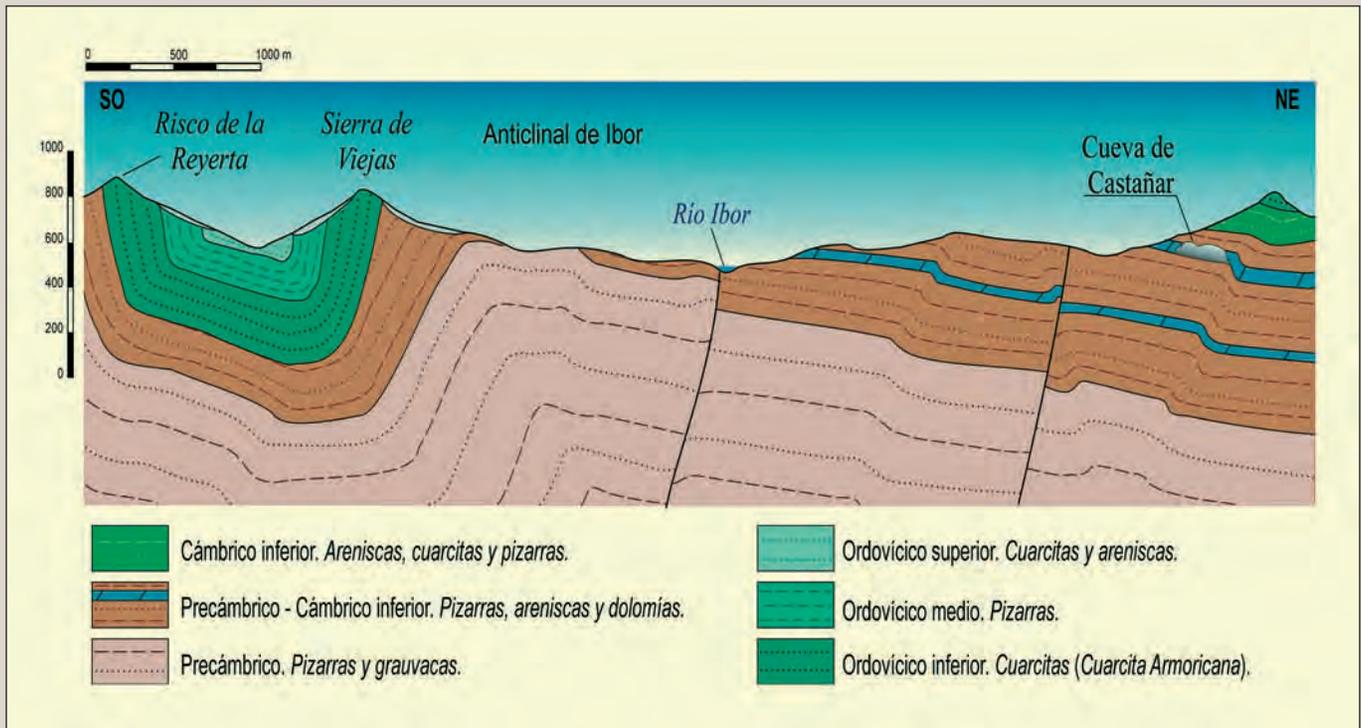
La cueva se sitúa en la comarca de Los Ibores-Las Villuercas, al este de la provincia de Cáceres, en el término municipal de Castañar de Ibor, muy próxima al núcleo urbano. El acceso a la cavidad se realiza desde la población de Castañar de Ibor tomando la carretera EX-118 en dirección a Navalморal de la Mata, desde donde parte un camino a la izquierda de acceso al camping de Castañar y al Centro de Interpretación del Monumento Natural "Cueva de Castañar". Para llegar hasta la cueva tomaremos un sendero que sale desde este Centro.

Entorno geológico de la Cueva

La región de los Ibores se sitúa en el Macizo Ibérico, en el sector suroriental de la denominada Zona Centroibérica, en un dominio caracterizado por el desarrollo de pliegues verticales entre los que destacan las antiformas variscas de Valdelacasa e Ibor. En el núcleo de estas antiformas afloran materiales de naturaleza principalmente pizarroso-grauváquica del Precámbrico-Cámbrico Inferior, mientras que en las sinformas desarrolladas entre ellos aflora la serie de cuarcitas y pizarras del Ordovícico-Silúrico. El contacto entre estos dos conjuntos es de tipo discordante, faltando toda la serie correspondiente

al Cámbrico Medio y Superior probablemente porque nunca se llegó a depositar en este área. También se observa la ausencia local de parte de la serie del Precámbrico-Cámbrico Inferior, atribuyéndose en este caso a procesos erosivos preordovícicos. La serie precámbrica-cámbrica inferior aflora generalmente en zonas deprimidas del relieve, sin resaltes dada la poca competencia de los materiales que la constituyen. Sin embargo la serie del Ordovícico-Silúrico da lugar a relieves pronunciados debido a la resistencia a la erosión de los niveles cuarcíticos presentes en la serie. Destacan especialmente los tramos basales de la serie Ordovícica, constituidos por una cuarcita transgresiva denominada Cuarcita Armórica que es muy característica en todo el Macizo Ibérico por su continuidad de afloramiento y por los prominentes relieves que define. A pesar de que estos materiales han sido afectados por el paso de tres periodos orogénicos (cadómico, varisco y alpino) la deformación que estos registran es de intensidad moderada y sólo localmente han experimentado metamorfismo. Esto hace que podamos reconocer todavía en ellos sus características sedimentarias originales, lo cual es de gran interés ya que nos da información sobre un periodo geológico no bien conocido hasta la fecha.

Las deformaciones principales registradas por estos materiales, en particular los grandes pliegues de Valdelacasa e Ibor, se desarrollaron durante la orogenia varisca, que tuvo lugar durante el Paleozoico Medio. Sin embargo, los materiales pre-ordovícicos habían sufrido previamente la orogenia cadómica, quedando registrada en esta región



principalmente en forma de discordancias. La evolución postvarisca está marcada de forma mayoritaria por el levantamiento y exhumación progresivo de este sector del orógeno varisco, a lo que se suma el hundimiento durante el Terciario de la fosa del Tajo y el encajamiento Cuaternario de la red fluvial. El resultado final es la configuración actual del relieve, con los materiales Precámbrico-Cámbrico Inferior aflorantes o próximos a la superficie, lo que les sitúa en contacto con los niveles acuíferos superficiales. Esto ha favorecido la disolución de los materiales carbonatados dando lugar al desarrollo de la cueva.

El sustrato de la cueva:

los materiales precámbricos

El sustrato geológico lo constituye una potente serie Precámbrica que aflora nítidamente en la carretera de Robledollano a Castañar de Ibor. La parte inferior está constituida esencialmente por grauvacas y pizarras de tonos muy oscuros entre los que se intercalan al-

gunos niveles poco potentes de conglomerados. La parte superior de la serie se diferencia de la anterior por incluir algunos niveles de carbonatos, esencialmente dolomíticos, de unos 3 m de espesor y que presentan en afloramiento tonos marrones. Estos carbonatos están formados por un mosaico de cristales de dolomita rica en hierro. El rasgo más llamativo es la presencia de pseudomorfos de cristales cúbicos y/o hexagonales, probablemente de pirritas, ya oxidadas. Hay que indicar además, que en los términos basales de esta parte superior, son también frecuentes los niveles de areniscas, ya con menores proporciones de matriz, pues parte de ésta ha sido reemplazada por dolomita.

Descripción de la estructura

La Cueva de Castañar se sitúa dentro de la antiforma de Ibor, nucleada en los materiales del Precámbrico y que muestra la serie ordovícica en sus flancos. Un corte de esta antiforma se observa en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, donde podemos



Medición de parámetros microambientales en la "Sala de Los Lagos".

observar cómo los niveles cuarcíticos con los que comienza la serie ordovícica (Cuarcita Armoricana), se disponen en discordancia sobre la serie precámbrica-cámbrica inferior, apoyándose sobre niveles más bajos de la serie en el flanco occidental de la estructura que en el oriental. Esta discordancia hace que no podamos observar en el flanco occidental de la estructura los niveles de carbonatos bajo la Cuarcita Armoricana.

Dentro de esta gran antifoma se reconocen estructuras menores como es una serie de pliegues de orientación N150°E, con geometría en cofre y amplitud métrica que han condicionado la forma y orientación de las galerías de la cueva. De esta forma, cuando nos introducimos en las galerías estamos 'viajando' a través de los pliegues, siguiendo el hueco dejado por la disolución de los carbonatos y el colapso de algunas capas de pizarras.



El interior de la Cueva de Castañar

Descripción de la cavidad

La Cueva de Castañar es una cavidad laberíntica desde el punto de vista morfológico. Se ha topografiado un total de 2.135 metros, presentando un desarrollo básicamente horizontal, los conductos cársticos tiene escasa altura media. El máximo desnivel es de 31 m, medido entre la boca de la cueva y el punto más bajo, situado en la "Sala de Los Lagos".

Dentro de la cavidad se distinguen tres sectores, el sector de entrada compuesto por el pozo-rampa de acceso, de unos 9 m de profundidad, que conecta la superficie con la Sala de Entrada y la Galería Principal con un recorrido de 180 m, presentando puntos de escasa altura original. En la actualidad este sector ha sido modificado ligeramente con objeto de facilitar el acceso a la cueva, la actuación ha consistido en aumentar tímidamente la sección en determinados puntos donde se producían estrechamientos importantes.

El sector oriental de la cueva está compuesto por diferentes salas que toman su nombre según su aspecto así como por la presencia predominante de determinados espeleotemas. Se recorren, según se avanza, la "Sala Nevada", el "Laberinto Este", "El Jardín", la "Sala Blanca" y la "Sala Final".

Condiciones ambientales

Los primeros datos obtenidos del sistema de monitorización micro-ambiental instalado recientemente (diciembre 2003), indican que la Cueva de Castañar presenta en las actuales condiciones una alta estabilidad térmica con una temperatura media próxima a los

Asociado a los pliegues, aparece un clivaje de tipo espaciado así como varias familias de diaclasas longitudinales y transversales a los pliegues que, en su conjunto, definen una red de discontinuidades que, unidas a la estratificación, constituyen los caminos preferentes para la circulación de fluidos. Esto favorece la existencia de zonas preferentes de alteración de las pizarras a arcillas rojas así como la existencia de direcciones preferentes de desarrollo de los espeleotemas.

17° C. La humedad relativa del aire permanece muy próxima a saturación con valores por encima del 95%. Asimismo muestra una concentración media estable de CO₂ en aire, próxima a las 3.000 ppmv, y en conjunto una baja tasa de intercambio con la atmósfera exterior. Estas características son típicas de cuevas de “baja energía”, es decir, aquellas en las que cualquier perturbación puede considerarse un evento de alta energía ya que se encuentran en un estado de equilibrio dinámico muy frágil.

En cuanto a la composición química de las aguas de infiltración y la acumulada en los lagos, según los análisis realizados, se trata de aguas bicarbonatado-cálcico-magnésicas, lo cual indica que proceden de la disolución de dolomías y presentan una alta tasa de interacción agua/roca, es decir, un flujo relativamente lento.

Los materiales de la cueva

Cuando se entra en la Cueva de Castañar lo primero que llama la atención es el color tan oscuro de las rocas que construyen sus paredes y que contrasta con los tonos claros de la mayor parte de las cuevas de origen cárstico. Además si uno se fija en la estructura, en muchos casos se siente viajando dentro del eje, sobre todo de anticlinales de escala métrica. El color tan oscuro lo aportan los materiales precámbricos sobre los que se forma la cueva: pizarras, areniscas y dolomías grises esencialmente. Todos estos materiales están muy bien estratificados y laminados, incluso a escala centimétrica. Las pizarras se presentan en niveles de potencia decimétrica a métrica, mientras que las areniscas alternan con ellas formando niveles centimétricos. Las pizarras



están formadas por granos de cuarzo tamaño limo, algunos feldespatos alterados, una elevada proporción de illita y, en ocasiones, cemento dolomítico. Las areniscas son de grano fino a grueso y están constituidas por granos de cuarzo, algunos intraclastos micríticos, tienen matriz illítica y cemento dolomítico. Dentro de la cueva se reconoce un nivel métrico de dolomías macrocristalinas gruesas constituidas mayoritariamente por dolomita y trazas de cuarzo e illita. Este nivel es el que se ha disuelto, causando colapsos de algunas capas suprayacentes de pizarras



y areniscas dando lugar a la formación de la cueva.

Además de estos materiales Precámbricos, tapizando muchos de los materiales que forman la cavidad, son muy frecuentes las arcillas rojas. Parte de estas arcillas han podido ser arrastradas desde la superficie hacia el interior de la cueva por el agua de infiltración. Pero también la disolución de las dolomías (que a veces contienen restos de arcillas), la del cemento dolomítico de areniscas y pizarras y la hidrólisis de algunos componentes de las pizarras y areniscas, fa-

vorece que se genere un residuo insoluble, constituido esencialmente por estas arcillas rojas.

Los espeleotemas de la cueva

Los espeleotemas son las formas de reconstrucción cárstica, en otras palabras, son los minerales que se forman dentro de las cuevas, utilizando como soporte las paredes de la cavidad. En el caso de la Cueva de Castañar los espeleotemas crecen desde el techo, desde el suelo y desde las paredes de la cavidad, siempre y cuando haya una grieta por la que circule el agua o bien debido a la

Entrada a la "Sala El Jardín". Nivel dolomítico intercalado en la serie detrítica.

Este nivel es uno de los que se disuelven y favorece el colapso de los materiales suprayacentes.

Detalle del anticlinal.



Cristales o "ramas" de aragonito conocidas como excéntricas.

condensación y/o infiltración más difusas que posibiliten que el agua empape las rocas de esa cavidad. Generalmente, y en este caso también, los espeleotemas más desarrollados aparecen colgando del techo de la cavidad (estalactitas). Los espeleotemas presentan formas y mineralogía variada y es complicado describirlos todos. Por ello, describiremos los más llamativos y también los más abundantes dentro de la cavidad.

a) Cristales aciculares de aragonito formando agregados fibrosorradiados. Son espeleotemas muy llamativos pues empiezan creciendo dentro de las arcillas rojas que tapizan la ca-

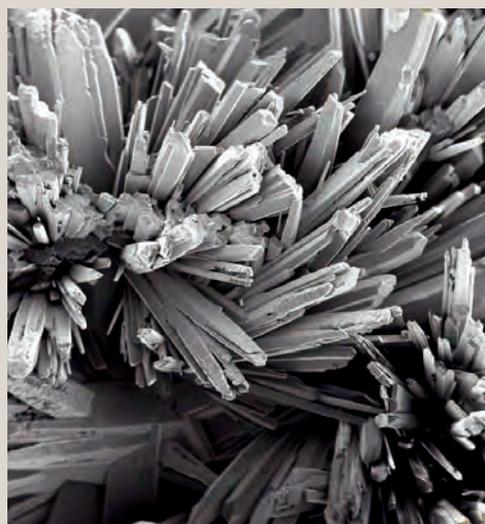
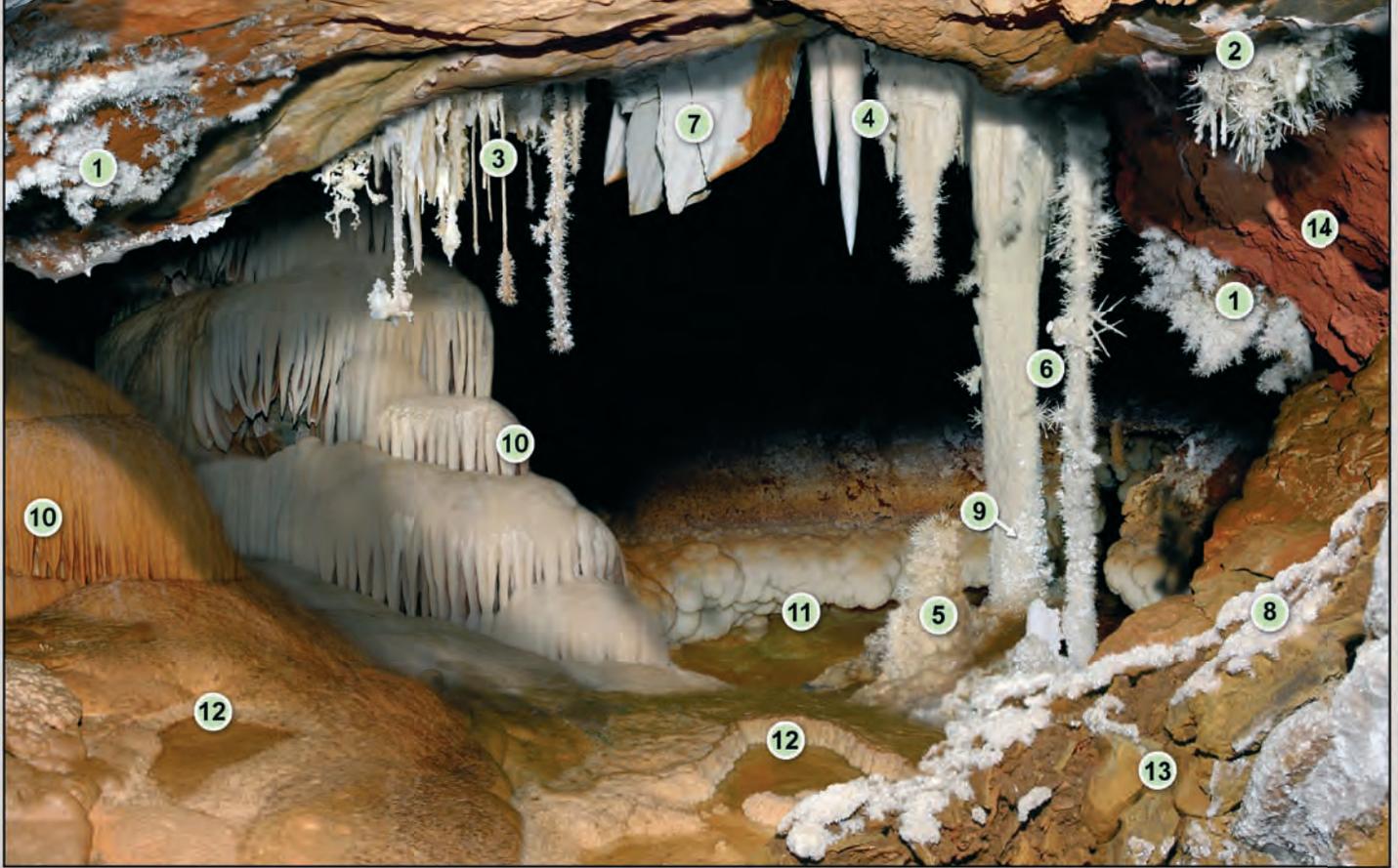


Imagen de microscopio electrónico de barrido de las formas fibroso-radiadas de la "Sala del Jardín". Se aprecia cómo los cristales irradian a partir de un punto común.

vidad. Inicialmente las fibras forman superficies planas y circulares dentro de las arcillas y posteriormente comienzan a formar semiesferas y esferas que salen hacia el exterior. Pueden ser compactas y formar bolillas de unos 3 mm de diámetro, pero en otras ocasiones consisten en un agregado de cristales separados entre sí y que se disponen como radios dentro de la esfera, dando formas muy delicadas. Muchas veces estas esferas huecas coalescen formando estructuras semejantes al algodón.

b) Cristales o "ramas" de aragonito, que coalescen en una zona cercana a su punto de apoyo dentro de la cavidad o sobre cualquier otro tipo de espeleotema. Estas son quizás las formas más características de la Cueva de Castañar. El conjunto de cristales o "árboles" tiene tamaños de varios centímetros, aunque no suelen superar los 15 cm. Parecen nuclear y desarrollarse a partir de formas anteriores, ya sean las fibrosorradiadas o cualquiera de las que describiremos a continuación. Las ramas están constituidas por cristales finos y transparentes de aragonito, cuyo grosor no supera 1 cm. La morfología y mineralogía hace que una de las salas de la cueva en las que estos espeleotemas están muy desarrollados se denomine "Sala de los Corales". Estas morfologías también se han denominado excéntricas.

c) En el techo de la cueva se reconocen varillas colgantes conocidas como "macarrones", que suelen ser formas verticales con morfología tubular, aunque a veces son cónicas y se estrechan hacia abajo. Otras



FOTOMONTAJE DE ESPELOTEMAS DE LA CUEVA DE CASTAÑAR

- | | | | | |
|--|----------------|-------------------------|------------|-----------------------|
| 1 Fibrosos radiados
individuales y compuestos | 4 Estalactitas | 7 Banderas | 10 Colada | 13 Colapso de bloques |
| 2 Ramificados (excéntricas) | 5 Estalagmitas | 8 Tapizados de fibrosos | 11 Lagos | 14 Arcillas rojas |
| 3 Varillas | 6 Columnas | 9 "Moon-milk" | 12 "Gours" | |

veces son algo oblicuas o incluso curvas. Tienen un tubo central por donde gotea el agua. Su anchura es de varios milímetros a escasos centímetros y su longitud de escasos centímetros a varios decímetros. Internamente están formadas por cristales radiales fibrosos de aragonito entre los que se sitúa un mosaico de cristales de calcita. En muchas ocasiones las fibras de aragonito o se han disuelto, dejando su molde, o se han transformado en calcita. Muy frecuentemente, sobre todo en la parte inferior, están cubiertas por las formas arborescentes. Esto hace pensar en que muy posiblemente las formas arborescentes son las iniciales y posteriormente el aporte de agua y carbonato cálcico contribuyó a la cementación y recrecimiento de las mismas para formar estas varillas

y las formas de mayor entidad que describimos a continuación.

- d) A pesar de que el término estalactita se puede utilizar para las formas que cuelgan de la pared, lo hemos reservado para aquellas formas cónicas o cilíndricas de anchura centimétrica a métrica, que también tienen un canal central por donde circula el agua. La diferencia con las varillas es la dimensión. En su parte inferior están recubiertas por las arborescentes y también por varillas excéntricas. La "Sala del Jardín" presenta ejemplos de estalactitas tapizadas por formas arborescentes, siendo el conjunto de una gran belleza. Por el contrario en "La Librería" son muy blancas y no tienen ningún tipo de recubrimiento. Son mayoritariamente de calcita.

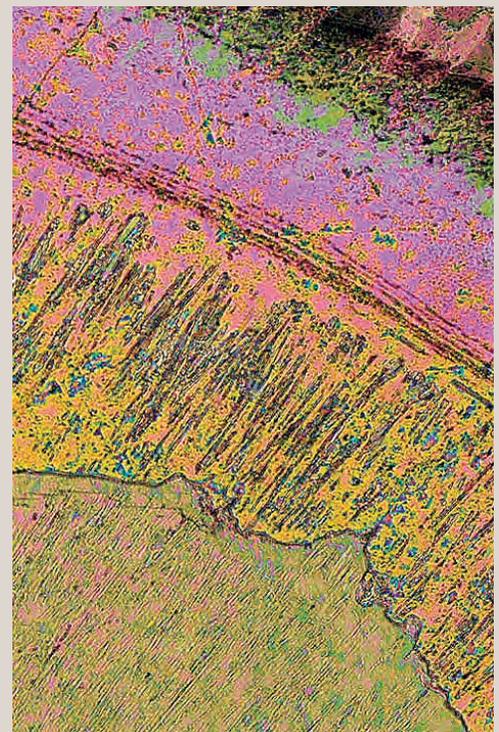


En la "Sala El Jardín" se observan distintos tipos de formaciones que crecen desde el techo, paredes y suelo de la cavidad, como son: excéntricas, varillas (macarrones), estalactitas, estalagmitas, columnas, banderas e incluso "moon-milk" creciendo sobre éstos. En detalle se aprecia que los fibroso-radiados se sitúan en la parte más baja tanto de las estalactitas como de las varillas.

Parte más externa de una estalactita de la "Sala Nevada" vista al microscopio petrográfico con nicoles cruzados. Se observa que los grandes cristales de calcita incluyen relictos de cristales fibrosos de aragonito, que son los iniciales. También se aprecian distintas fases de crecimiento, marcadas por las distintas bandas más oscuras que se ven hacia el ángulo superior derecho. La anchura de la foto representa un tamaño de 1 mm.

- e) Las estalagmitas son relativamente escasas en la Cueva de Castañar. Son semejantes a las estalactitas pero crecen desde el suelo, siempre que haya un goteo de agua a partir de las estalactitas. En su parte superior están cubiertas por cristales fibrosos de aragonito.
- f) Las estalactitas y estalagmitas pueden coalescer dando lugar a columnas. Las columnas son estructuras de mayor entidad, pues suelen tener un diámetro superior a 10 cm. Tanto en "El Jardín" como en la "Sala Nevada" se reconocen importantes formaciones de columnas. En las salas de "la Librería", "los Corales" y "las Banderas" se identifican también este tipo de espeleotemas.
- g) En las zonas de salida de agua a través de diaclasas o pequeñas fracturas

se forman espeleotemas en forma de cortinas que cuelgan de las paredes, se conocen como banderas. Son esencialmente de calcita y tienen dimensiones decimétricas a métri-



cas tanto de longitud como de altura. Puesto que se sitúan en las zonas de mayor flujo de agua pueden estar cubiertas por arcillas rojas, que también son arrastradas por el agua. La “Sala de las Banderas” toma precisamente su nombre por la abundancia de este tipo de formaciones.

- h) El suelo de la cueva y especialmente el de algunas salas, como es el caso de la “Sala Nevada” están tapizados por cristales blancos fibrosos que nuclean en las arcillas rojas que cubren el suelo o en las lajas de calizas y pelitas que se han desprendido del techo. Los cristales son de aragonito.
- i) Parte de las formas fibrosas y de las varillas, sobre todo las más externas, están cubiertas de forma muy discontinua por unos depósitos globulares, blancos y mates, que se denominan “moon-milk”, y tienen el aspecto de finos copos de nieve depositados sobre los espeleotemas. Estos depósitos están compuestos por un carbonato muy rico en magnesio, la huntita $\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4$. La morfología de estos depósitos sólo se puede observar mediante el microscopio electrónico de barrido, donde se ve como el “moon-milk” está constituido por numerosas formas esféricas que, a su vez, se componen de agregados de cristales romboédricos de ese mismo mineral. Estas formas encierran numerosas películas orgánicas, por lo cual su formación tiene que estar inducida por estos microorganismos (hongos y bacterias).
- j) En la “Sala de La Librería” destaca la presencia de coladas coincidiendo con zonas de salida de agua a través

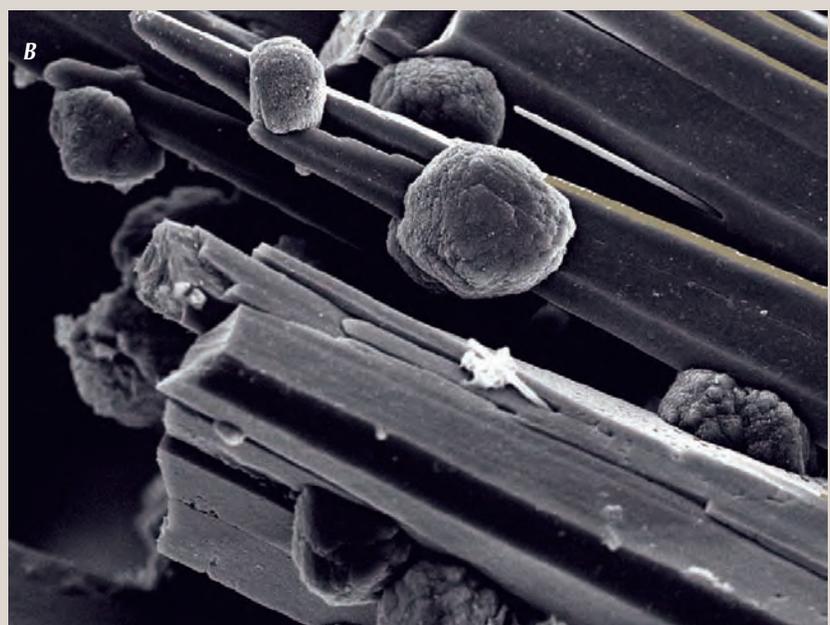
de diaclasas o pequeñas fracturas. Estos espeleotemas tienen forma de cortinas que cuelgan de las paredes y llegan hasta el suelo de forma escalonada, están compuestos por calcita en ocasiones de color rojizo debido al arrastre de arcillas por el agua.

La Cueva de Castañar es un paraje único debido a su situación dentro de una región en la que son escasas las formaciones cársticas y, sobre todo, debido a las características tan excepcionales de éstas, siendo difícil enumerar todas ellas.

A: Imagen de microscopio electrónico de barrido de una muestra de cristales de aragonito recubierta por "moon-milk" que se desarrolla formando esferas que se unen en una especie de tapiz.

B: Detalle de cristales fibrosos de aragonito sobre los que se empiezan a formar "bolas" de "moon-milk".

En todos los casos el "moon-milk" es de huntita, un carbonato muy rico en magnesio.





*"Sala de la Librería"
donde se observan
las coladas de
mayores dimensiones
de la cavidad.*

*Detalle de la
"Sala de los Lagos".
(pág. dcha.)*

Desde nuestro punto de vista hay que destacar que el desarrollo de la cavidad se produce en una zona en la que los niveles de carbonatos son minoritarios y esencialmente dolomíticos. La disolución de los niveles dolomíticos favorece los procesos de colapso de los materiales

suprayacentes, contribuyendo al agrandamiento de la cavidad. Pero quizás lo más importante es que la disolución de estos niveles dolomíticos y la alteración de los niveles de pelitas, areniscas y conglomerados, favorece la acumulación de arcillas rojas tapizando las paredes de la cavidad. El agua que circula por la cueva es, por tanto, muy rica en magnesio. Todo esto condiciona: en primer lugar que el comienzo de formación de los espeleotemas tenga lugar por nucleación dentro de las arcillas, favoreciendo que lo que se forme inicialmente sea aragonito con formas fibrosorradiadas. En segundo lugar se observa que si la circulación de agua es relativamente continuada, el aragonito es inestable iniciándose su transformación en calcita, que también puede formarse directamente en algunos espeleotemas. Esto explica también que las formaciones más recientes sean aragoníticas y fibrosas, mientras que las más antiguas son calcíticas, menos porosas y formadas por cristales menos alargados. Por último, el exceso de magnesio puede quedar retenido en los tapices microbianos, que ayudan a la formación de huntita en el "moon-milk".

En definitiva, es fácil observar cómo los procesos tectónicos, sedimentarios, de meteorización y los biológicos se unen para formar un paraje de semejante belleza y elevada fragilidad ambiental. Por todo esto, la Cueva de Castañar fue declarada Espacio Natural Protegido con categoría de Monumento Natural por la Junta de Extremadura en el año 1997, ofreciendo innumerables posibilidades para disfrutar de un entorno casi único en el mundo donde se pueden ver procesos geológicos a distintas escalas. Su interés, en definitiva, es turístico, cultural y, cómo no científico.





*Panorámica de
la explotación
(hueco y escombreras)
desde el
sector occidental.*



Mina La Jayona

La Mina La Jayona está declarada espacio natural protegido con la figura de Monumento Natural desde 1997 y constituye un claro ejemplo de comunión de factores geológicos y antrópicos que hacen de este entorno un referente de la geología y medio ambiente extremeño.

La visita a este paraje se convierte en un viaje al interior de un mundo en el que los factores geológicos, biológicos, climáticos y antrópicos han conformado un enclave de belleza incomparable.

Geológicamente se pueden apreciar desde neoformaciones minerales hasta procesos de karstificación con neoestalactitas, pasando por un plano de falla digno de aparecer fotografiado en cualquier texto de tectónica. Así mismo surge en



Aspecto de las instalaciones (cargadero, teleférico, edificaciones...) durante la explotación de la Mina.

el interior de la mina, resultado de la humedad y las temperaturas reinantes, una vegetación compuesta por helechos, higueras, musgos, etc.; propia de clima húmedo que contrasta con la vegetación del exterior, típicamente mesomediterránea. Las labores de minería antaño desarrolladas dan una idea de las condiciones en las que se trabajaba en aquellos días, en los que el laboreo era prácticamente manual.

Miles de visitantes han podido acercarse a la geología extremeña gracias a que este entorno ha sido acondicionado para su visita desde un punto de vista turístico-didáctico.

La Mina La Jayona se ubica en el término municipal de Fuente del Arco. Esta

localidad se sitúa al sur de la provincia de Badajoz, concretamente a unos 134 km al sudeste de Badajoz capital. Localidades cercanas son Llerena, a 14 km, y Zafra a 57 km.

Dentro del término municipal de Fuente del Arco, la Mina La Jayona se localiza en el paraje de "Sierra de La Jayona". Además de la explotación minera, a lo largo de toda esta sierra se ubican registros y labores mineras en las que se explotaron distintas menas de hierro.

Para acceder a las instalaciones de la Mina La Jayona hay que tomar la carretera comarcal 432 de Llerena a Fuente del Arco. A la altura de esta última población, entorno al kilómetro catorce, se toma un camino vecinal, a la derecha,

que conduce a Puebla del Maestre y nos lleva directamente a la Mina.

La Mina La Jayona pertenece a la Zona de Ossa-Morena, los materiales que aparecen en el área de estudio corresponden al dominio de Zafra-Alanís-Córdoba.

Dentro de este dominio se encuentran materiales de origen Precámbrico, Cámbrico, Carbonífero y Pérmico. En la zona de estudio se puede aislar una serie de afloramientos caracterizados por una estratigrafía específica de los materiales Cámbricos encontrados, a los cuales se les da el rango de Unidad. Los diferentes depósitos pertenecientes al dominio Zafra-Alanís-Córdoba aparecen compartimentados en varias fallas longitudinales, así una de las fallas presente separa la zona en dos unidades claramente diferenciadas: Unidad Loma del Aire y Unidad Benalija.

La Mina La Jayona se desarrolla en la Formación Carbonatada Cámbrica Inferior de la Unidad Benalija. Esta unidad se encuentra limitada por dos fallas, una

situada al Sur formada por fallas inversas de dirección N140°-160°E compartimentadas por fracturas tardihercínicas de descompresión y otra situada al Norte denominada Falla de Guadalcanal, que separa esta unidad de la Unidad Loma del Aire.

Dentro de la Unidad Benalija, la Formación en la que se encuentra ubicada la mineralización de hierro objeto de la antigua explotación es la Formación Carbonatada del Cámbrico Inferior denominada "Formación Caliza del Agua", que está constituida por dos niveles.

Un primer nivel situado a muro de la Formación compuesto por una alternancia de pizarras y calizas. Se trata de materiales pelíticos con intercalaciones de calizas de tonalidades blanquecinas a rosáceas. A techo de este tramo se observan calizas oolíticas y estromatolíticas con alternancias de lutitas y areniscas. Un segundo nivel situado a techo de la Formación donde se encuentra un tramo carbonatado, constituido por calizas y mármoles calco-dolomíticos de potencia variable, siendo la máxima del orden de



*Minerales
supergénicos
en el nivel 3.*

*Aspecto del nivel 4
acondicionado
para su visita.*

los 150 metros. Son frecuentes las intercalaciones detríticas de tipo limolítico, de coloraciones rojo-violáceas, que no pasan de algunos metros de potencia. La litología de los carbonatos es de micritas y biomicritas, además de niveles dolomíticos de distribución lateral y vertical muy irregular.

Parece ser que el ambiente de depósito fue restringido. El depósito carbonatado estaría condicionado por la existencia de mallas de algas en el fondo marino. La edad de esta formación, por la fauna encontrada, es del Ovetiense, por lo que es probable que la Formación Carbonatada comenzara a depositarse en el Ovetiense o incluso llegara al Vendense (Cámbrico Inferior).

Es frecuente la existencia de óxidos y pátinas de hierro, resultado de los procesos diagenéticos que han concentrado el mineral de hierro en fracturas y diaclasas de la caliza; este hierro se encuentra

dentro de la paragénesis oligisto micáceo, goethita, limonita y siderita, que ha sido objeto de explotación.

Este yacimiento, a pesar de ser uno de los más visitados por turistas de toda Extremadura, no ha sido nunca objeto de una investigación exhaustiva desde el punto de vista de su mineralogénesis. No existen datos científicos (inclusiones fluidas, sondeos, geofísica, geoquímica), que aporten un modelo genético del yacimiento en cuestión. De los datos recabados en campo, se puede aportar el modelo genético propuesto por los autores (Fernández Amo, F.J. *et* Rebollada, E.) que a continuación se señala.

La paragénesis que se encuentra en la zona es claramente de baja temperatura, el tipo de hematites que aparecen (oligisto micáceo), indican que la temperatura de génesis de esta mineralización es muy baja. Tampoco se identifican mine-





rales que indiquen lo contrario, por lo que se deduce el origen sedimentario de este yacimiento. El tipo de yacimiento que se tiene en la zona es básicamente diagenético. No se sabe con claridad el origen del hierro que da lugar a la mineralización presente en la mina. Según algunos autores, éste pudo proceder de estratos infrayacentes. Al seno calizo llegaron estos fluidos cargados en hierro siguiendo los planos de fractura. El hierro sustituyó a gran parte del calcio de la estructura molecular de las calizas, originándose FeCO_3 (siderita). Este hierro, mediante procesos diagenéticos y posiblemente también con una componente tectónica, dio lugar a una removilización de los fluidos que precipitaron sobre las diferentes fallas y diaclasas que afectaban al tramo superior de la Formación Caliza del Agua. Al aflorar en superficie estos materiales, y verse expuestos a la intemperie (oxidación), se desarrolló una montera de óxidos (hematites u oligisto) e hidróxidos de hierro

(goethita), además de producirse una hidratación por el contacto con las aguas freáticas. Como resultado de este origen, aparecen paragénesis minerales pobres en fases, entre las que se incluyen una baja diversidad de óxidos, hidróxidos y carbonatos. La cantidad y génesis de los minerales que aparecen en la mina se resumen en la lista que a continuación se presenta. Se describen brevemente los minerales que pueden reconocerse en la zona. Cada uno tiene una ley o pureza en hierro diferente, lo cual condicionó, durante la época de su explotación, las diferentes infraestructuras utilizadas de las que alguna puede observarse aún.

- Hematites (Fe_2O_3): Incorpora en su estructura hasta el 71% del hierro explotable. Se forma en la zona de alteración supergénica, por oxidación de la siderita. Las hematites que se observan en la zona corresponden a la variedad especularita, comúnmente denominado oligisto micáceo,

La sucesión de galerías y bermas con vegetación umbrófila, confieren un gran atractivo a la zona visitable.

NIVEL 2- (230 m). Estructuras mineras, el singular plano de falla y la espectacular sala de las columnas. Adaptaciones vegetales, juegos de luces y sonidos de aves.



NIVEL 3- (161 m). Galerías y bermas excavadas en las calizas muy fracturadas y meteorizadas con rellenos de cristalizaciones de calcita. Juegos cromáticos de luces junto a los sonidos de numerosas aves rupícolas,



NIVEL 4- (297 m). Restos de explotación minera, balcones y miradores desde donde poder contemplar la gran riqueza geológica del hueco central de la mina.



presenta color gris metálico, baja dureza, aspecto micáceo (laminar), con un grado de pureza de hierro generalmente elevado (entre el 58% y el 61%), por lo que tuvo que ser el primero en aprovecharse y también el primero en agotarse.

- Goethita (FeOOH): Presenta un 62,9% en hierro. Se forma en la corteza de meteorización, por oxidación e hidratación, como producto de descomposición de la siderita.
- Siderita (FeCO_3) con 48,2% de hierro. Su formación se debe a procesos de metasomatismo o intercambio del hierro por el calcio de las calizas y mármoles dolomíticos de la Formación Carbonatada de la Caliza del Agua. Se altera fácilmente en la zona de oxidación y se convierte en óxidos e hidróxidos constituyendo monteras.
- Limonita: es una mezcla de diferentes hidróxidos de hierro (goethita, hidrogoethita, lepidocrocita e hidrolepidocrocita), con impurezas mecánicas (arcillas, cuarzo...).
- En la zona también pueden verse grandes cristales de calcita, formando romboedros, así como costras de malaquita (carbonato de cobre) y yesos, todos ellos no explotados.

Ruta geológica por la Mina La Jayona

Cuando el visitante accede al Monumento Natural puede observar distintos aspectos relacionados con las ramas de la geología, como la mineralogía, mineralogénesis, tectónica, geomorfología, minería, geotecnia y geología ambiental.



Pliegue en materiales calcáreos.

Presentamos una ruta compartida en cada uno de los niveles originariamente visitables (números 2, 3 y 4), habiéndose inventariado exclusivamente los aspectos geológicos.

El inventario es más prolijo en el nivel inferior (nº 2) que en los superiores debido sobre todo a su vistosidad. Es el caso, por ejemplo, de la gran falla senestra que atraviesa la corta minera transversalmente. Esta falla es visible

en todos los niveles. Sin embargo, en el inferior son más notorias sus características (plano y espejo de falla, rumbo, sentido, etc.).

No ocurre lo mismo con la vegetación y la fauna instalada sobre los distintos niveles, donde son palpables claramente unos gradientes ambientales verticales. La geología está presente de igual modo en los tres niveles (falla, estructuras de disolución, bulones, menas de hierro, sistema de explotación, etc.), si bien es cierto que determinados aspectos puntuales están representados en algún nivel concreto de modo único (exokarst, geodas, alteración supergénica, etc.).

A lo largo de la **ruta geológica por el nivel 2**, al finalizar la galería de entrada, y una vez dentro de la corta de la mina, observamos las primeras estructuras de disolución kársticas, algunas de ellas aprovechadas por la mineralización. Encontramos los primeros bulones (medidas de aseguramiento del talud rocoso) y restos de mineralizaciones de hierro (óxidos e hidróxidos) y secundarias de alteración supergénica.

Plano de falla.



A lo largo y ancho de este nivel apreciamos retazos de microfracturación, en cuyas rocas de falla se ubicaba la mena explotada.

Al salir de la galería nº 3, observamos el cargadero de mineral y la falla senestra con desplazamiento pseudohorizontal. El plano de falla tiene una superficie observable de unos 300 m², con el espejo de falla perfectamente visible y unas estrías de rozamiento muy bien desarrolladas que marcan el rumbo y el sentido de desplazamiento.

En el mirador desde el que vemos el plano de falla podemos apreciar, igualmente, un extraplomo de mena de hierro, emplazado en la zona de macrofracturación.

En la mitad final de este nivel, las mineralizaciones son poco vistosas debido principalmente a su escasa luz. Pasada la última galería encontramos la “Sala de las Columnas”, magnífico ejemplo de explotación minera por pilares de sostenimiento y contrafuertes aprovechando la propia roca. Este sistema suele utilizarse en minería de interior a gran pro-

fundidad y cuando las cavidades son de grandes dimensiones, siempre que las características geomecánicas de la roca lo permitan.

En la parte final encontramos galerías ciegas, que son en realidad registros mineros infructuosos, al no encontrarse mineral fueron abandonados.

A lo largo de la **ruta geológica por el nivel 3** destaca su luminosidad, lo cual facilita el estudio de las especies minerales. En la primera corta y enfrente, nada más entrar, identificamos las oquedades en las calizas, producto de la disolución kárstica.

Sobre la pared derecha podemos observar parte de los bulones instalados a poca distancia, pintados de color naranja. En otros puntos apreciamos señales de procesos de inestabilidad de taludes, en los que aún no se ha hecho necesaria su estabilización.

Al salir de la segunda galería observamos a nuestra derecha una zona de mineralización de hierro y algunos bulones. Más adelante podemos seguir el

Contraste de luces y colores a la salida del cargadero en el nivel 3.



recorrido de una de las fallas que cortan transversalmente la mina. Esta estructura lleva asociada una zona de brechificación con filones mineralizados.

En la corta que aparece más adelante tenemos una perfecta visión de calizas tableadas con fenómenos puntuales de inestabilidad. Al entrar en la última galería aparece un buen ejemplo de travertinización de musgos, en una zona con minerales supergénicos (sulfatos de hierro, azurita y malaquita). A lo largo de esta galería existe un veteado generalizado, con un buen ejemplo de limonita al final.

Al final de este nivel encontramos la falla principal de la mina, observando perfectamente su dirección e inclinación, ambos datos medibles sobre el terreno.

En la **ruta geológica por el nivel 4** apreciamos la dirección que ha seguido la mineralización y consiguiente explotación. Al subir las escaleras de acceso a dicho nivel encontramos sistemas de estabilización de taludes vistos en otros niveles: bulones, que pasan casi desapercibidos debido a que sus plaquetas tienen una pátina oxidada. Asimismo podemos apreciar restos de formas que demuestran la presencia de karstificación que, no obstante, está mejor representada en otros lugares no visitables de la mina. Las rocas que han sido bulonadas son calizas tableadas.

A la derecha, antes de entrar en la primera galería, identificamos minerales de neoformación (sulfatos y carbonatos de hierro).

En la siguiente corta observamos disoluciones en las calizas situadas enfrente. En el siguiente tramo hay un buen



Sala de las Columnas.

ejemplo de geoda. Al finalizar el mismo destacan la falla y ejemplos de ocre rojo y otras mineralizaciones de hierro.

Al igual que en los otros niveles, a la falla se asocia una zona de brechificación y mineralización. En la siguiente galería aparecen filones de carbonatos de hierro y sulfatos. Al finalizar la galería tenemos un ejemplo de anclaje donde se ubicaba el sistema de poleas para trasladar el mineral de un nivel a otro. Junto al pozo hay un buen ejemplo de geoda con megacristales espáticos de calcita.



*Panorámica del
berrocal granítico
desde la Presa
del Barrueco de Abajo.*



Los Barruecos

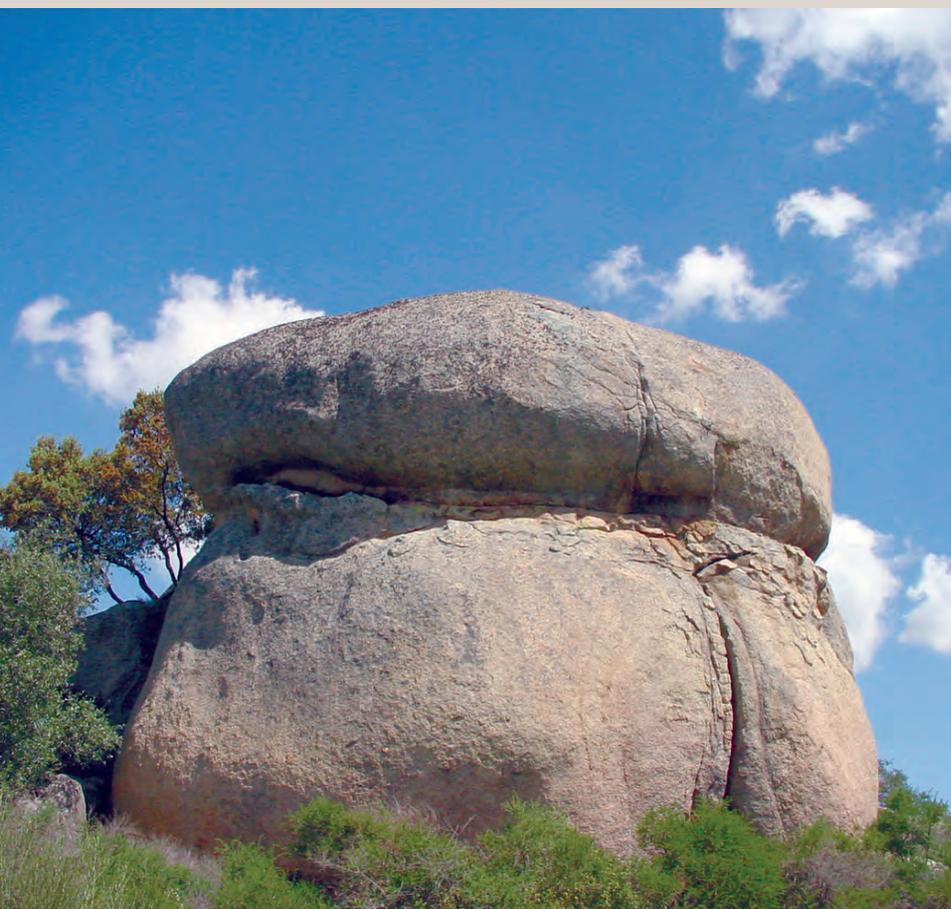
Los Barruecos se encuentran situados al suroeste de la localidad de Malpartida de Cáceres, a la que se llega por la carretera N-521 en dirección a Portugal. Dista de Cáceres unos 12 km. Al paraje de los Barruecos, situado a unos 2 km de Malpartida, se accede a través de un camino vecinal asfaltado que sale de esa población y está debidamente señalizado.

Los Barruecos, desde el punto de vista geológico, se integran dentro de la extensa Penillanura Cacerense, localizada en la parte meridional de la zona Centroibérica del Macizo Hespérico. En dicha zona dominan los materiales precámbricos del Complejo Esquisto-grauváquico que fueron definitivamente plegados y elevados por los movimientos de la orogenia Hercínica. Entre esos materiales precámbricos se encuentran, predominantemente en los núcleos de los anticlinorios, rocas magmáticas de naturaleza granítica, además de materiales sedimentarios más modernos, de edad paleozoica, que se localizan en los sinclinorios. Dicha penillanura constituye un relieve antiguo y muy evolucionado caracterizado por extensas y suaves formas onduladas. Contrastes

tando con estas formas suaves, algunos terrenos graníticos presentan una gran riqueza de formas esféricas, como las que encontramos en este paraje.

La palabra barrueco quiere decir masa de roca esferoidal, generalmente granítica, y es el término que ha dado nombre al paraje que se trata de describir, constituyendo estas formas redondeadas el elemento del paisaje que más llama la atención. En la formación de este relieve tan característico influyen fundamentalmente dos factores: en primer lugar la litología, en este caso granítica y, posteriormente, una intensa y prolongada meteorización química, sobre todo por hidrólisis e hidratación, que ha actuado a lo largo de las fracturas o diaclasas que presenta la masa granítica. El agente geológico más importante que ha participado en esta meteorización ha sido el agua subterránea.

Las fracturas o diaclasas favorecen el avance de la meteorización química.



El paisaje de Los Barruecos está formado por el afloramiento de rocas plutónicas, en este caso granitos, que afloran según el tipo batolito, encajándose en las rocas del Complejo Esquisto-grauváquico. Dicho batolito puede considerarse como un batolito zonado en el que existe una variación en la composición de las rocas graníticas correspondiente a las distintas etapas de intrusión.

Entre las distintas litologías que se identifican en esta zona se encuentran los granitos de grano grueso y color claro, muy ricos en moscovita, que presentan cristales grandes, equigranulares de cuarzo y feldespato y donde domina la mica moscovita. El granito porfídico está compuesto por grandes cristales de feldespato, de hasta 8 cm, por distintas variedades de mica como son moscovita y biotita y por cristales de cuarzo. En ocasiones puede encontrarse turmalina. En ellos es frecuente encontrar pequeñas masas de gabarros de color oscuro, son los restos de la roca encajante sin asimilar. Por último se encuentran cornubianitas, rocas de color gris oscuro, de grano fino y más duras que el granito, originadas por un metamorfismo de contacto al intruir la roca magmática y transformar las rocas esquistosas que le rodeaban.

Sobre las masas graníticas se localiza un suelo de materiales producto de la alteración química del granito. Se trata de arenas de grano grueso de color blanco entre las que es fácil ver cristales de cuarzo, mica (moscovita) y restos de feldespatos más o menos alterados a arcillas, denominados lehm.

Los granitos se encajaron durante el Carbonífero, en las fases finales de la oro-

genia Hercínica a finales del Paleozoico, hace aproximadamente unos 330 millones de años. Posteriormente estas rocas se fracturaron y se formaron las diaclasas de dirección noreste-suroeste y sureste-noroeste, sensiblemente ortogonales, como consecuencia de los esfuerzos orogénicos, de edad hercínica, de compresión y de tensión. Además de dichas diaclasas se encuentran otra serie de fracturas subhorizontales producidas por descompresión, al eliminarse parte de los materiales que recubrían los granitos.

El conjunto de las diaclasas divide la roca granítica en grandes bloques, en principio paralelepípedicos y posteriormente redondeados por efecto de la meteorización química, fundamentalmente por hidrólisis de los feldespatos. Las direcciones de las fracturas son las que han determinado la existencia de pasillos entre los bloques. Esta estructura de bloques y pasillos se observa perfectamente en fotos aéreas tomadas desde baja altura.

El paraje de Los Barruecos se integra en la gran unidad geomorfológica de la Penillanura Cacereña que comienza a formarse al final del Cenozoico bajo condiciones de un clima templado húmedo. En dichas condiciones la humedad altera muy rápidamente las rocas siguiendo las directrices de las diaclasas.

Durante el Cuaternario se instala definitivamente la red fluvial, se rebaja la topografía en una decena de metros y las arenas resultantes de la meteorización del granito, a lo largo de millones de años, son llevadas por las aguas y el viento dejando al descubierto las masas graníticas sin alterar en las formas que vemos ahora.



Evolución del paisaje en Los Barruecos: Desde la intrusión del granito hasta la situación actual como consecuencia de la fracturación, diaclasamiento y meteorización.

Peña del tiburón.

Actualmente las alteraciones continúan produciéndose favorecidas por la estación húmeda que aporta humedad suficiente y por la presencia de vegetación que actúa como una esponja absorbiendo y reteniendo la humedad durante más tiempo.

Las formas de modelado que constituyen el paisaje de Los Barruecos son de dos tipos: formas mayores y menores.

Las **formas mayores** están determinadas por el tipo de litología y por las fracturas o diaclasas, estructuras tectónicas que ya se han descrito. Entre ellas se encuentran:

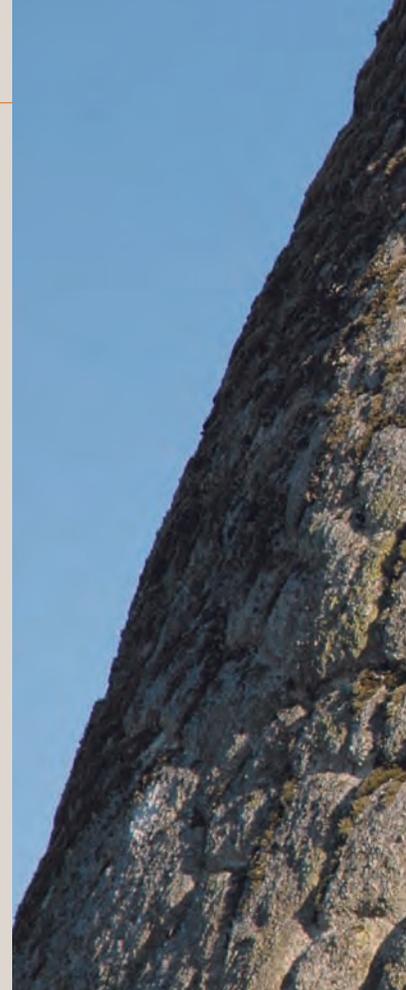
El berrocal granítico. En los puntos en que se cortan dos diaclasas se producen zonas de máxima compresión y, como consecuencia, la alteración es

mayor por lo que de los primitivos bloques más o menos cúbicos con aristas se van transformando en un conjunto de bloques redondeados.

Piedras caballeras. A veces queda un bloque encima de otro, ambos separados, y que se mantienen en equilibrio por su propio peso. La separación entre los dos bloques se ha producido por la existencia de una diaclasa subhorizontal de descompresión.

Rocas con forma de seta. Rocas en las que la cima es más ancha que la base. La acción de la humedad del suelo contactando con la roca produce la descomposición de la base más rápidamente que la de la zona alta.

Torreones graníticos. Cuando las diaclasas se cortan bajo ángulos rectos





pueden separar bloques de gran altura llamados torreones, como el que domina casi todo el paisaje de Los Barruecos, la llamada Peña del Tesoro.

Entre las **formas menores** se citan:

Taffonis. Rugosidades, como pequeños huecos, que encontramos sobre las paredes verticales de algunas rocas, en las diaclasas de separación entre bloques o incluso en el interior de alguna piedra caballera horadada en su interior. Los taffonis han sido utilizados en ocasiones por los habitantes primitivos que poblaron la zona para pintar signos puntiformes u otro tipo de figuras pintados en colores rojos.

Pías y canales. Pequeñas depresiones circulares o alargadas que aparecen en algunas superficies rocosas en las que el agua de lluvia queda almacenada. Pueden representar antiguas zonas de mayor concentración de carga, en puntos localizados del macizo rocoso.

Superficies agrietadas. Superficies de alteración de la roca de fuera a dentro que le da aspecto de escamas poligonales que acaban por separarse.

Superficies de descamación. Superficies como en capas de cebolla que representan una meteorización progresiva de fuera a dentro. Cuando la capa superficial pierde la cohesión con la parte interna se desprende en forma de lajas.

Paredes convexas de rocas que recuerdan algo a los panes de azúcar tropicales.

Surcos de pared alargados que recogen el agua y el granito disgregado canalizándolo hacia la base de la vertiente.

Silicificación de algunas superficies rocosas, en las que una pequeña capa de la sílice disuelta ha precipitado dándole mayor dureza a dicha superficie y más resistencia a la meteorización.

Superficies agrietadas.

*Torreones graníticos.
Peña del Tesoro.
(pág. izqda.)*

Berrocal granítico junto al Barrueco de Abajo. (pág. dcha.)

Los Barruecos no solo son interesantes desde el punto de vista geológico, sino que además se combinan aspectos de gran interés ecológico y cultural. Es una zona representativa de dos ecosistemas importantes: el terrestre, representado por la vegetación de monte bajo o matorral de tipo Mediterráneo y otro ecosistema, el acuático representado por las charcas del Barrueco de Arriba, el Barrueco de Abajo, Frasco Díez y El Molinillo.

Entre las especies arbóreas más comunes se encuentran: encinas, pirus, piraletas o perales silvestres, acebuches y alcornoques. También gran cantidad de arbustos y plantas herbáceas. Entre los arbustos más comunes destacan: torvisco, codeso, escoba blanca, retama, además de variadas plantas rupícolas adaptadas a la escasez de suelo como dedaleras, clavellinas y sedum.

En cuanto al ecosistema de la charca, son abundantes las plantas acuáticas: lenteja de agua, ranúnculos, juncos y espadañas. Así mismo las charcas constituyen un hábitat ideal para las aves acuáticas habituales o estacionales, entre las que se citan la cigüeña, cigüeñuela, garza, garcilla, zampullín, focha y somormujo. Destacan además los abundantes nidos de cigüeña blanca sobre el roquedo granítico,

constituyendo la colonia más abundante que habita en rocas de Europa.

Además de los valores antedichos, en Los Barruecos existe una gran riqueza artística-arqueológica. La parte alta de los Barruecos ha sido habitada por el hombre durante periodos muy largos de tiempo.

En un radio de unos 600 m alrededor de la Peña del Tesoro se encuentran pinturas esquemáticas y puntiformes, petroglifos, así como restos de murallas o fortificaciones. También se han encontrado numerosos materiales de industria lítica más o menos pulimentados y hachas de cornubianita. Se ha datado este yacimiento abarcando desde el Calcolítico hasta la edad de Bronce Medio y Final (3000-2000 años a.c. hasta 850-700 años a.c.).

También son frecuentes vestigios de la época romana: sillares pertenecientes a una villa campestre y dos cabritas de bronce dedicada a la diosa Ataecina. Existen numerosos sepulcros antropomorfos, labrados en el granito, de época altomedieval.

En los tiempos modernos el agua de los arroyos de la zona se empleaba para los molinos harineros y en 1778 se autoriza la construcción de la presa para el aprovechamiento del agua y la construc-

Al interés geomorfológico de Los Barruecos se suma la presencia de dos ecosistemas importantes: el terrestre (matorral de tipo Mediterráneo) y el acuático (charcas).



ción de un lavadero de lanas. Este edificio constituye un ejemplo muy interesante de la arquitectura industrial en Extremadura.

Los Barruecos, en el año 1996, fueron declarados espacio natural protegido por la Junta de Extremadura con la figura de Monumento Natural por la espectacularidad de su paisaje, condicionado por las especiales características geomorfológicas, que han dado lugar a la formación del berrocal granítico de grandes bolos redondeados que dominan el paisaje por encima de las charcas. El Monumento Natural cuenta con un Centro de Interpretación.

Su singularidad radica en las múltiples y variadas formas labradas en el granito por los agentes geológicos a lo largo de millones de años. Constituye uno de los parajes graníticos más interesantes de España.

Existen en nuestra región otras áreas de parecido interés geomorfológico, como algunos puntos del batolito de cabeza de Araya, o en los alrededores de las poblaciones de Albalá, Trujillo o Alburquerque, en los que afloran rocas graníticas que dan lugar a hermosos berrocales con formas muy parecidas a las descritas, si bien no tienen la misma extensión ni belleza de Los Barruecos.



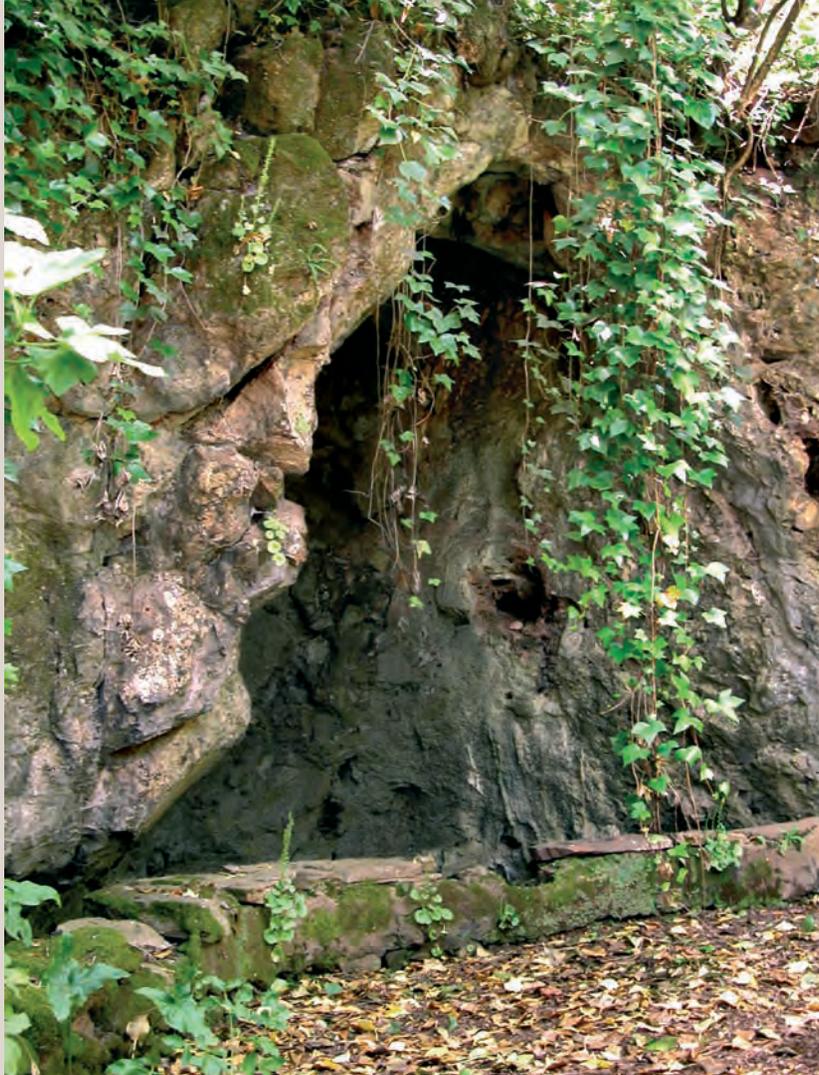


*Vista general del
entorno de las Cuevas
de Fuentes de León
(Badajoz).*



Cuevas de Fuentes de León

Las Cuevas de Fuentes de León (o “Las Grutas de Fuentes”, como los lugareños prefieren denominarlas), declaradas Monumento Natural en el año 2003, son un exponente de conjunto kárstico único en toda la franja meridional extremeña. Recordemos que sólo existen rocas carbonatadas karstificadas en un 5% de la región: Ibores, Cáceres, Sierra de San Pedro y Anticlinorio Olivenza-Monesterio.



Entrada a la Cueva del Agua.

La zona ocupada por las cuevas se localiza íntegramente dentro del municipio de Fuentes de León, concretamente al sur y sureste del mismo, en el límite administrativo con la provincia de Huelva. Los principales parajes en los que se localizan las cuevas son: Sierra del Puerto, Suerte de Montero, Sierra del Bujo y Sierra del Castillo del Cuerno.

La manera más práctica de acceder a la zona es a través de la carretera BA-072, que une Fuentes de León con Cañaverál de León (Huelva), desviándonos en un camino que sale a la izquierda a unos dos kilómetros de Fuentes de León. El camino, perfectamente transitable con turismos, nos lleva directamente al Centro de Recepción, ubicado en la confluencia de las Riveras de Montemayor y Santa Cruz, tras cuatro kilómetros de recorrido. La zona se caracteriza por constituir un espacio casi virgen, don-

de la mano del hombre sólo es visible en los aprovechamientos tradicionales, principalmente ganaderos. Se conservan íntegramente dehesas de encinas, entre las que destacan las escasas riberas, con vegetación riparia perfectamente conservada.

Desde el punto de vista geológico, las cuevas de Fuentes de León se localizan en la Zona de Ossa-Morena, una de las unidades en que se subdivide el Macizo Ibérico. Uno de los caracteres destacados de esta zona tectonoestratigráfica respecto a las otras unidades del orógeno (Cantábrica, Astur Occidental Leonesa, Centro Ibérica y Sudportuguesa) es su relativa complejidad litológica y estructural, que ha llevado a una profusa subdivisión, muy palpable en la cartografía geológica regional. Dicha complejidad, como ya empiezan a hacer notar algunos autores, no refleja, al menos desde el punto de vista estratigráfico, diferencias esenciales, pues las litologías y edades de los dominios y unidades en que está dividida la Zona de Ossa-Morena son fundamentalmente las mismas.

Una de las megaestructuras en que se divide la Zona de Ossa-Morena, el anticlinorio Olivenza-Monesterio (definido por Manuel Alía en 1963), se subdivide en varios dominios (Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, Zafra-Monesterio, Alconera-Arroyomolinos, etc.). La zona en la que se localizan las cuevas se ubica dentro del Dominio Alconera-Arroyomolinos, en concreto entre las unidades de Arroyomolinos y Herrerías.

Desde el punto de vista tectonoestratigráfico y cartográfico, es en los materiales carbonatados de la Unidad Herre-

rías donde aparecen todas las cavidades y simas que constituyen el complejo kárstico de Fuentes de León.

La Unidad Herrerías se subdivide en cuatro formaciones: mármoles calcodolomíticos (formación carbonatada), pórfidos graníticos, pizarras con nódulos carbonatados y pizarras violáceas y verdes. El muro de dicha unidad está representado por la Formación Carbonatada, constituida por mármoles calcodolomíticos del Cámbrico Inferior (Ovetiense y Marianiense Inferior, según los datos aportados por los arqueociatos encontrados).

No es hasta periodos geológicos mucho más recientes, probablemente durante el tránsito Terciario-Cuaternario, cuando comienza el desarrollo del acuífero kárstico cuyos retazos cons-

tituyen lo que hoy día es el conjunto kárstico de Fuentes de León, formado por las siguientes cavidades: Cueva del Agua, Cueva del Caballo, Cueva Masero (o Bonita), Cueva de Los Postes y Cueva de la Lamparilla. Existen también simas de pequeñas dimensiones, entre las que destacan Sima Cochinos y Sima I (Sima La Mina).

Desde el punto de vista tectónico, se detectan tres sistemas de fracturación principales: N140°-160°E, N40°-60°E y N10°-20°E, todos de origen hercínico y tardihercínico. La orogenia hercínica es la responsable de la cataclisis del macizo calizo de las Sierras del Bujo, del Puerto y del Castillo del Cuerno. El desarrollo hidrogeológico se produce a través de las fracturas con dirección hercínica, aunque el contacto mecánico (cabalgamiento) tan cercano de las dos unidades

*Espeleotemas
en el interior de
Cueva Masero.*





Conjunto de estalactitas en Cueva Masero.

(Herrerías y Arroyomolinos) hace pensar en una intensa fracturación previa del entorno de la Rivera de Montemayor, probablemente dispuesta a favor de una fractura conjugada con la hercínica. La unidad de Herrerías se encuentra cabalgante sobre la de Arroyomolinos, existiendo dos fases de deformación, una que genera pliegues tumbados de vergencia SO y otra que genera esquistosidad. Todos los materiales presentes en la zona fueron sometidos a un metamorfismo moderado. La tectónica dio como resultado un relieve de estilo jurásico, donde domina el plegamiento.

Como consecuencia del sistema hidrogeológico impuesto sobre los mármoles cámbricos, se produce un travertino (toba calcárea) que pudo tener gran desarrollo y que actualmente presenta relictos dispersos por el valle, a unos 5-10 m sobre la cota del cauce actual.

Son notables las tobas calcáreas localizadas en las inmediaciones de la entrada de las cuevas, principalmente en la del Agua.

La red de drenaje en la zona está poco desarrollada y mal jerarquizada: valles sin traza de cauces, con talvegs informes y valles muertos. Además se constata la existencia de depresiones cerradas más o menos extensas (dolinas), algunas con desarrollo interior vertical (simas). Los elementos más destacados dentro de la zona ocupada por las rocas calizas son las cuevas y simas, además de otros elementos morfológicos menores, tanto internos (espeleotemas de diferentes tipos, las excéntricas, velos y banderolas) como externos (lenares, canales de disolución, sumideros, surgencias, etc.).

El régimen hidrogeológico ha evolucionado desde constituir un fenómeno

preponderante a estar hoy día prácticamente muerto. Los fenómenos hidrogeológicos han dejado huellas que permiten afirmar esto, puesto que las brechas y tobas carbonatadas presentes, por ejemplo, en la Cueva del Agua, a más de 5 m de altura respecto al nivel de base actual, indican que hubo una importante circulación subterránea, de la que aún hoy existen surgencias relictas (Cueva de La Lamparilla, Fuente de los Sapos).

Los procesos de meteorización que sufre la Formación Carbonatada dan como resultado un suelo edáfico de alteración denominado terra rosa, con potencias variables entre 1 y 8 metros.

Un aspecto a destacar del Monumento Natural lo constituyen las formaciones endokársticas, presentes en la totalidad de las grutas y simas conocidas hasta la fecha. Por su interés, deben citarse los diferentes tipos de estalactitas (coraliformes, en punta de lanza, cónicas, en filo de hacha y en alas de mariposa), los velos o banderolas, las excéntricas y helictitas y los sombreros-hongo. También se encuentran gours, pisolitos, sifones, aceras de calcita, estalagnatos o columnas, estalagmitas y coladas. A todo este conjunto se unen los rellenos arcillosos de terra rosa, que albergan en su interior restos fósiles del Holoceno y Pleistoceno. Completando la presencia de espeleotemas, hay trazas de minerales, la mayoría de cobre (malaquita) y hierro (hematites, oligisto y goethita).

Las Cuevas de Fuentes de León constituyen, quizá, el único ejemplo conocido hasta la fecha de conjunto kárstico subaéreo, pues no existe paraje en Extremadura en el que aparezcan varias cavidades en un entorno tan pequeño.

Al marcado interés geomorfológico derivado de sus abundantes y, en ocasiones, únicas formaciones (espeleotemas), se unen elementos tectónicos interesantes en la zona, como el klippe de Fuentes de León localizado en el paraje “Casa Huerta Parrillo”.

Las grutas de Fuentes han sido desde siempre conocidas por los vecinos de la zona así como por espeleólogos y deportistas andaluces dada su cercanía. En estas primeras exploraciones e investigaciones se reconoció la importancia de este grupo de pequeñas cavidades, localizando puntos de interés faunístico, prehistórico, geológico y ambiental.

Pero no es hasta los últimos años del pasado siglo XX cuando se potencia la investigación y divulgación del patrimonio no sólo geológico sino también arqueológico. Estas iniciativas, propiciadas inicialmente por espeleólogos y arqueólogos muy ligados a Extremadura, dan como resultado el interés de las administraciones por poner en valor un recurso geológico tan escaso en nuestra comunidad autónoma: las formaciones kársticas.

Detalle de una excéntrica localizada en el interior de Cueva Masero.





*Sucesión de cascadas
condicionadas por
la presencia de
fracturas en el
Paraje de Los Pilones.*



Los Pilonos

El Paraje de Los Pilonos se ubica dentro de la Reserva Natural “Garganta de los Infiernos”, un espacio natural protegido declarado en virtud de sus valores ambientales y características fisiográficas.

Situado en pleno Valle del Jerte, al norte de la provincia de Cáceres, en las proximidades de su límite con Salamanca. Se accede a través de la carretera N-110, desde Plasencia y un kilómetro antes de llegar a la población de Jerte sale un camino a la derecha que lleva al camping, al Centro de Interpretación de la Reserva Natural de la Garganta de los Infiernos y al campamento Carlos V. Desde aquí se continúa a pie por la señalizada “Ruta de los Pilonos”.

El agua procedente de las cumbres de la Sierra de Tormantos ha labrado sobre el cauce granítico de la Garganta de los Infiernos un espectacular modelado erosivo constituido por ocho grandes formas circulares, conocidas localmente como “Los Pilonos”, que tienen cada una entre 10 y 15 metros de diámetro, separadas por nueve cascadas que coinciden con fallas perpendiculares al eje del valle.

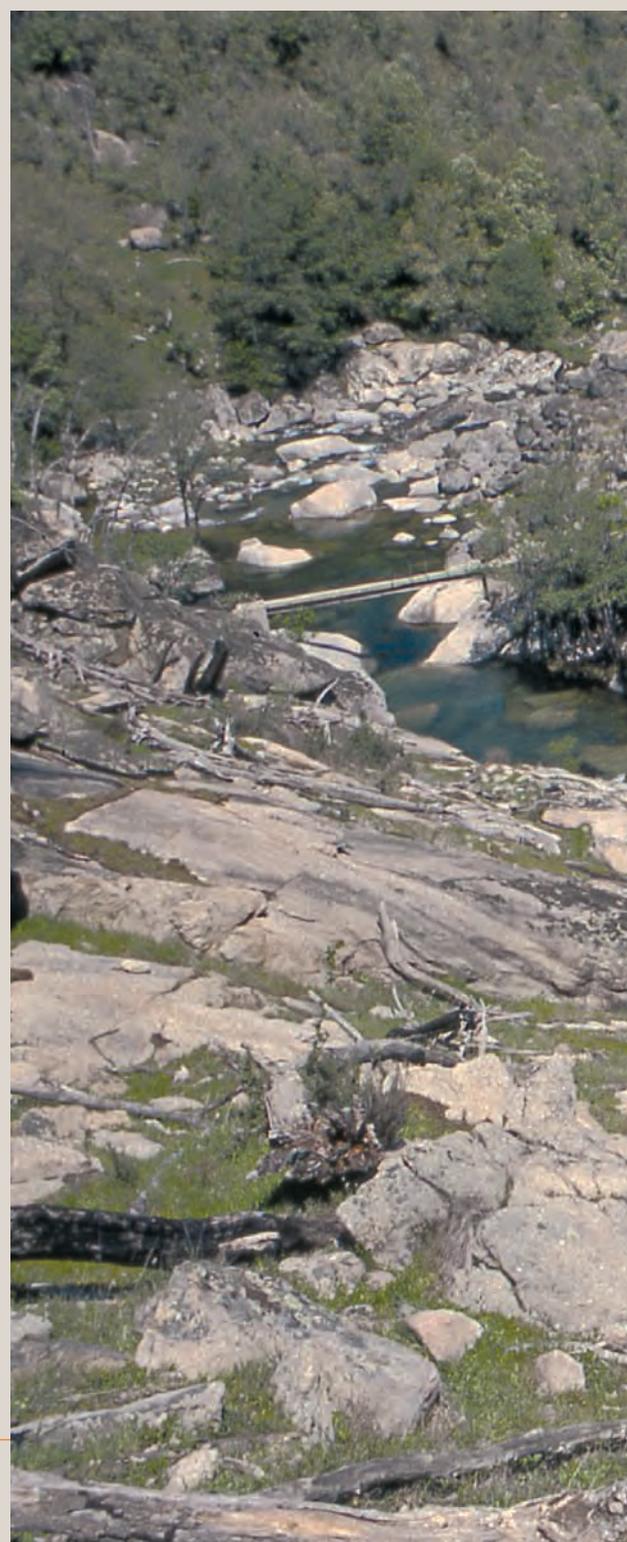
La Garganta de los Infiernos, afluente del río Jerte por su margen izquierda, a lo largo de sus 19 km de recorrido recibe numerosos arroyos procedentes de las cumbres graníticas y circos glaciares de la vertiente meridional de la Sierra de Gredos.

La garganta discurre sobre granitos biotíticos de grano medio y porfídicos, por lo general de gran homogeneidad textural, aunque en algunas áreas presentan una textura fluidal. Estructuralmente los granitos presentan dos sistemas de fracturación perpendiculares: uno principal de gran escala con dirección noroeste-sureste, que condiciona el trazado de la garganta, y otro secundario con dirección noreste-suroeste que condiciona la morfología del cauce.

La acción de las aguas ha excavado un típico valle en V angosto y encajado en las rocas graníticas, con laderas de unos 45° de pendiente y una profundidad que oscila entre los 40 y 50 metros, siendo la pendiente del perfil longitudinal inferior a los 5°.

En el paraje de “Los Pilonos” el flujo torrencial del agua ha dado lugar a un llamativo modelado en el cauce donde aparecen formas espectaculares de erosión del substrato granítico. En un tramo

de 150 m de longitud y 50 m de profundidad se encuentran ocho grandes formas circulares denominadas “Marmitas de Gigante”, limitadas por nueve cascadas escalonadas sucesivamente, con un salto que varía entre 0,7 y 1 m, que coinciden con fallas perpendiculares al cauce. Tanto por encima de la primera cascada como por debajo de la última se encuentra una gran abundancia de bolos graníticos en el cauce, estando estos ausentes en el tramo comprendido entre ambas.

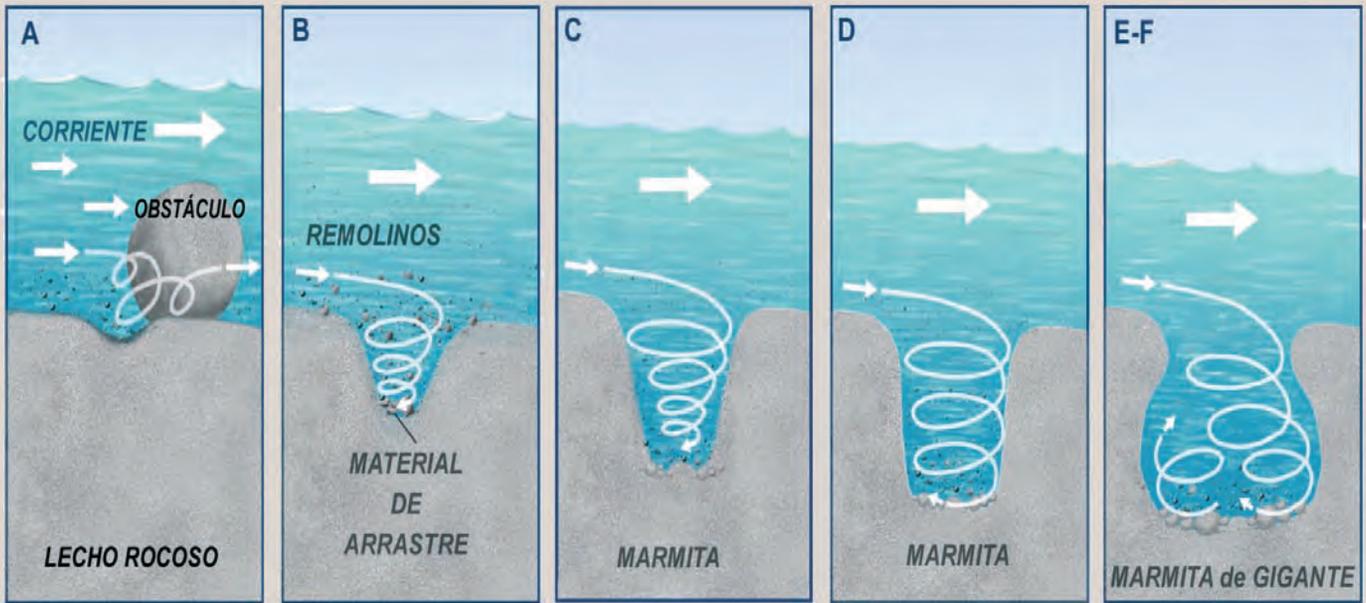


Las marmitas de gigante no son otra cosa que avanzadas formas de erosión fluvial oradadas en los granitos que se distribuyen y amoldan a las características tectónicas del sustrato.

El principal proceso formativo de las marmitas de gigante sobre el canal principal de los ríos es inducido por defectos en el lecho que dan lugar a alteraciones del flujo que generan varias turbulencias o remolinos.

El primer estadio de formación es la erosión del sustrato como resultado de un incipiente pulido que puede deberse a remolinos y da lugar a formas superficiales y simétricas (menos de 50 cm de profundidad y alrededor de 50 cm de diámetro), denominadas formas o marmitas tipo A (clasificación de Nemec *et al.*, 1982). Una vez formadas, las marmitas continuarán agrandándose por acción rotativa del agua y pequeños guijarros actuando como “molinos de abrasión naturales”.





En el momento en que las partículas abrasivas no pueden ser levantadas por la energía vertical, hasta salir del hueco creado, se produce el crecimiento de estas marmitas en profundidad, dando origen a formas de tipo B, C, D.

Una vez alcanzada la profundidad crítica de las marmitas, predomina la erosión lateral, desarrollándose bordes angulosos en las partes altas de los huecos o huecos, dando origen a un nuevo tipo de marmitas (tipo E).

Evolución morfológica de las marmitas con el tiempo.

Garganta de Los Infernos.





Estas marmitas pueden llegar a ser asimétricas y las irregularidades de sus paredes favorecen el flujo tangencial, pudiendo desarrollarse en el interior de estas formas otras marmitas menores y túneles que, combinados, originan formaciones de grandes dimensiones y muy complicada geometría (Tipo F).

En Los Pilonos todas las formas se encuentran en el canal principal del río y en las márgenes, no existiendo terrazas ni zonas colgadas donde se desarrollen formas erosivas. Solamente se encuentran algunas formas primitivas de tipo A fuera del cauce, generadas en épocas de mayor caudal. Las formas más comunes son de tipo F y de tipo A, siendo menos abundantes las restantes formas. Las marmitas de tipo A también se encuentran como formas secundarias dentro de las marmitas más evolucionadas de tipo E y F.

Existen ocho grandes “pilonos” que corresponden a formas de tipo F muy evolucionadas. Estas formas gigantes contienen marmitas de todos los demás tipos A, B, C, D y E, incluso marmitas tipo F menos evolucionadas y de menor dimensión, en diámetro pero no en profundidad.

Del estudio morfológico de las marmitas es posible demostrar la evolución del tramo de río. La secuencia de los distintos tipos de marmitas, que refleja la maduración en la morfología de las formas erosivas, está relacionada con el tiempo de duración de la actividad hidráulica vertical y con la velocidad de los remolinos.

El tramo de la Garganta de los Infernos, donde se desarrollan las marmitas de gigante, es una zona que presenta un estadio de erosión muy evolucionada.

Detalle de marmita evolucionada a partir de la conexión de formas menores.

Marmita con guijarros que actúan como molinos de abrasión por efecto de remolinos. (pág. dcha.)

do que ha dado lugar a las formas mayores (pilones). La aparición de formas menores en el interior de los pilones indica que se está desarrollando una nueva etapa erosiva, lo que implica una actividad tectónica apreciable en períodos muy recientes relacionada con la actividad tectónica cuaternaria del Valle del Jerte.

Las marmitas de las paredes se asocian a etapas de mayor caudal, aunque éste no puede admitirse como la causa principal de formación de las marmitas ya que, si no hubiera habido reactivación tectónica, se encontrarían formas erosivas muy evolucionadas.

Además de los valores geológicos descritos, la Reserva Natural de La Garganta de Los Infiernos alberga otros lugares de interés geológico relacionados con la

morfología glacial de las zonas de alta montaña.

Por otra parte, existe un valioso ecosistema de montaña en el que destaca el buen estado de conservación de sus recursos naturales, los bosques de robles melojos, los pastizales de alta montaña, las alisedas asociadas a los cauces fluviales, los excepcionales endemismos vegetales y especies relictas como el Tejo, Serbal, Acebo y Abedul. Su medio acuático, donde se encuentra el raro Desmán Ibérico, es el mejor tramo truchero de Extremadura. La geomorfología labrada por la acción del agua a través de los tiempos y la presencia de un conjunto de especies de montaña y eurosiberianas relictas de la última era glacial (Neverón, Acentor Alpino, etc.), únicos en Extremadura, avalan aún más su importancia medioambiental.

Detalle de fracturas transversales al cauce.







*Afloramiento de corales
rugosos del género
Siphonodendron
y braquiópodos
gigantoprodúctidos.*



Yacimiento paleontológico del "Cerro de Los Santos"

Los afloramientos devono-carboníferos del centro de la Zona de Ossa-Morena se sitúan entre importantes fallas longitudinales de dirección NO-SE que los ponen en contacto con materiales de edad neoproterozoica y/o cámbrica. Dentro de la Comunidad Extremeña, los afloramientos más extensos y mejor expuestos se localizan en la provincia de Badajoz, dentro de los municipios de Feria, Fuente del Maestre, Zafra y Los Santos de Maimona, donde se encuentra el Yacimiento del Cerro de Los Santos .



Obras de la depuradora de aguas de Los Santos de Maimona.

La sucesión estratigráfica más completa y continua del devono-carbonífero se localiza en la carretera EX-362 de Zafrá a Fuente del Maestre (Sección del Portezuelo) e incluye los niveles correlacionables con el Yacimiento del Cerro de Los Santos. Se pueden diferenciar cuatro grandes unidades litoestratigráficas, posiblemente con rango de formación según la columna cronoestratigráfica que se adjunta.

*Nivel de rocas piroclásticas con *Lepidodendron* (al lado de la moneda) y *Stigmara* (tamaño mayor). Los restos se encuentran silicificados.*

Unidad detrítica inferior: Está constituida por monótonas alternancias de limolitas y areniscas grauwáquicas finas, con delgados niveles discontinuos de calizas micríticas, generalmente slumpizadas. Esta unidad contiene una gran diversidad de acritarcos de edad Devó-

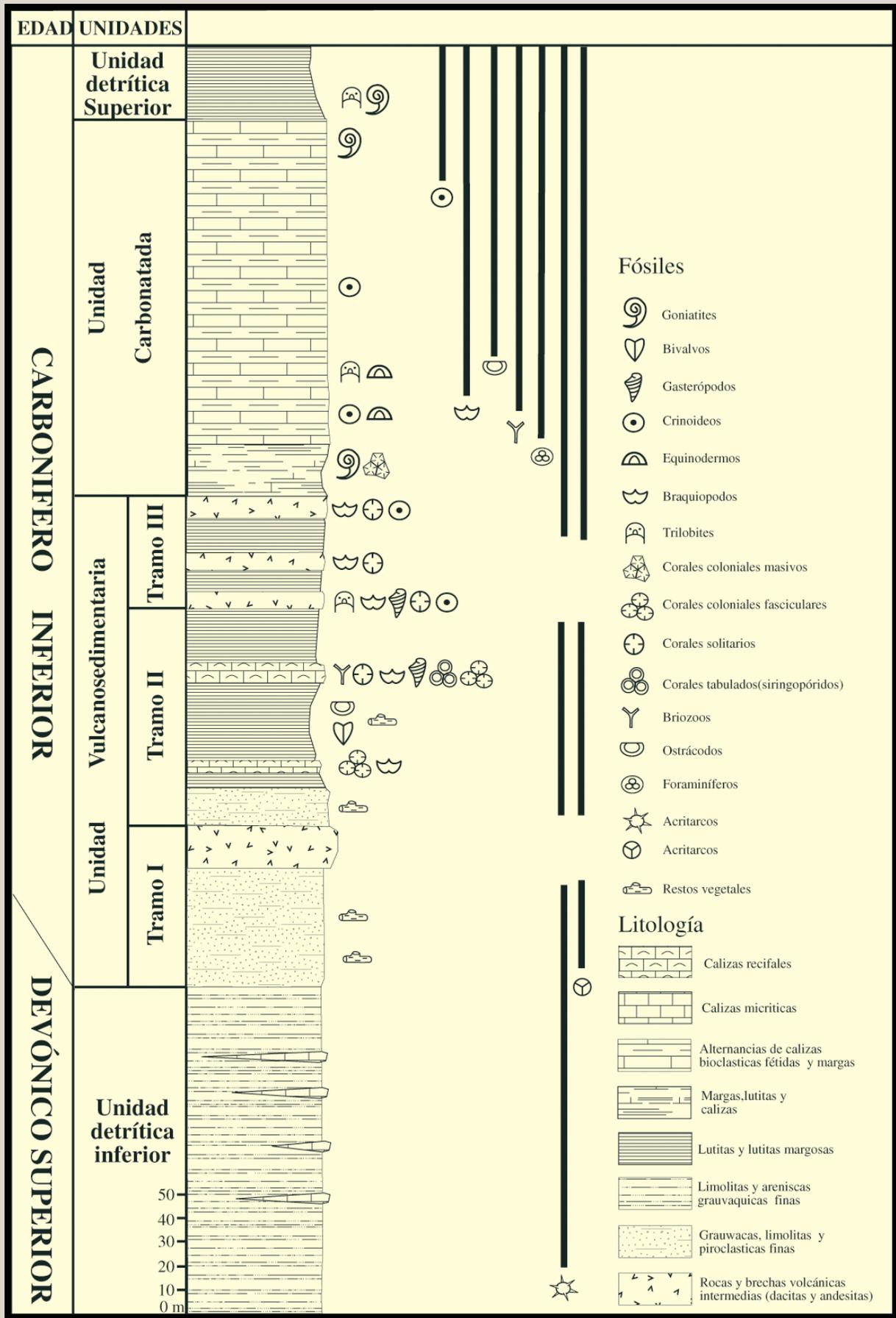


nico Superior (Fameniense; Valenzuela *et al.*, 1990; Delgado *et al.*, 2004) que indican medios de plataforma.

Unidad Vulcanosedimentaria: Esta unidad presenta importantes cambios de facies en función de su mayor o menor proximidad a los edificios volcánicos. En general, esta unidad representa un episodio de somerización con áreas claramente emergidas en el sector sureste donde se localizan niveles con carbón que ha sido objeto de explotación. En la sección del Portezuelo, los signos de emersión no son tan evidentes y son muy abundantes los restos vegetales que, en general, se disponen paralelos a la estratificación, indicando su naturaleza autóctona como restos flotados. En las proximidades de Los Santos de Maimona, donde se situaban importantes edificios volcánicos posiblemente emergidos, los restos vegetales son mucho más abundantes y de mayor tamaño e incluso algunos aparecen en posición autóctona. En esta unidad se pueden distinguir tres tramos:

- El tramo I incluye areniscas inmaduras finas con abundantes niveles piroclásticos interestratificados y rocas volcánicas intermedias. Son muy abundantes los restos vegetales, fundamentalmente *Lepidodendron* y *Stigmara*, que suelen estar silicificados cuando aparecen asociados a niveles piroclásticos. En este tramo la influencia volcánica y el carácter continental están más marcados hacia el sureste, donde existen incluso potentes series conglomeráticas que tienen un importante componente volcánico.

- El tramo II está constituido por escasas areniscas, lutitas, margas y calizas biostromales con abundantes colonias



Sucesión del Devónico Superior-Carbonífero Inferior en el Portezuelo



de corales rugosos del género *Siphonodendron*. En estos niveles se pueden observar sucesiones ecológicas que incluyen las primeras fases de una bioconstrucción.

- El tramo III se caracteriza por un incremento del vulcanismo y presenta importantes cambios de facies y potencia. Está constituido por alternancias de lutitas, rocas piroclásticas, brechas volcánicas y coladas andesíticas. Una característica muy significativa de este tramo es la presencia de abundantes restos de invertebrados incluidos tanto en los niveles piroclásticos como en las coladas de rocas andesíticas (Palacios *et al.*, 2000).

Unidad Carbonatada: Esta unidad marca el avance de un episodio clara-

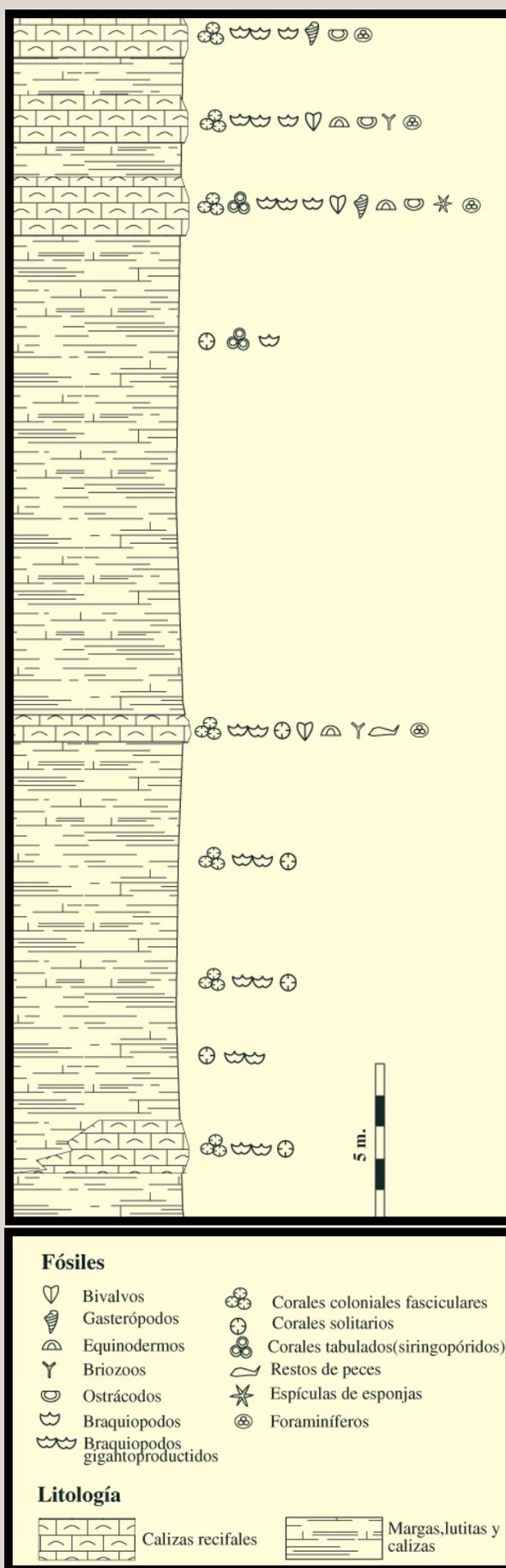
mente transgresivo y está constituida fundamentalmente por margas, calizas masivas y calizas tableadas generalmente fértidas, que presentan un abundante contenido paleontológico.

Unidad Detrítica Superior: Sobre la anterior unidad se dispone una potente serie constituida fundamentalmente por lutitas y margas con nódulos calcáreos y un elevado contenido en materia orgánica que marcan el máximo avance de la transgresión. A techo, los niveles lutíticos dan paso a alternancias de lutitas, grauwacas y algunos niveles de conglomerados con cantos bien redondeados. Estos niveles presentan unas características litológicas muy parecidas a las de la "Facies Culm". El máximo desarrollo de esta unidad se da en el sector central (río

Guadajira), en la Sección del Portezuelo se observan sólo los niveles basales. Esta unidad, todavía poco estudiada, presenta una gran riqueza fosilífera (Palacios *et al.*, 1989).

El Yacimiento del Cerro de Los Santos constituye un excelente afloramiento del tramo II de la Unidad Vulcanosedimentaria. Rodríguez *et al.* (1992) denominan a este tramo "Unidad 1" y realizan una detallada descripción de su litología y contenido paleontológico.

El Cerro de Los Santos es una estructura sinclinal colgada muy amplia, la disposición casi horizontal de los estratos dibuja un cerro en forma de mesa en cuya ladera sur los estratos presentan una excelente exposición y continuidad, lo cual permite observar las relaciones originales entre los organismos bioconstructores. En la siguiente figura, se muestra una columna estratigráfica detallada del yacimiento con su contenido faunístico basada en datos de Rodríguez *et al.* (1992, 1994). En ella, se identifican dos tramos: el inferior, que incluye los primeros 23 metros, es fundamentalmente margoso con escasas calizas interestratificadas y presenta una exposición bastante deficiente; el tramo superior presenta una excelente exposición según se aprecia en la ilustración y está constituido fundamentalmente por calizas biotromales con abundantes colonias de corales rugosos. En la bioconstrucción de estos niveles participan fundamentalmente grandes braquiópodos gigantoproductidos y los corales rugosos del género *Siphonodendron*. Otros elementos bioconstructores secundarios son las colonias de tabulados (syringoporidos, ilustración inferior), briozoos y algas. Entre las comunidades bentónicas que



Columna estratigráfica del Cerro de Los Santos (basada en Rodríguez et al., 1992)



Rocas andesíticas que incluyen restos de corales en su interior.

Colonias de tabulados tipo Syringoporidos.



habitaban en aquellos fondos marinos, se han identificado corales solitarios, braquiópodos diversos, moluscos (bivalvos y gasterópodos), equinodermos, esponjas, ostrácodos y foraminíferos, mientras que de las comunidades neotónicas tan sólo se han encontrado escasos restos de peces (algunas escamas y una placa dental de un bradyodonto). Los fósiles identificados en este yacimiento incluyen las especies de corales rugosos coloniales *Siphonodendron*

martín y *Siphonodendron irregulare*; los solitarios *Siphonophyllia siblyi*, *Siphonophyllia cf. Samsonensis*, *Clisiophyllum aff. garwoodi*, *Axophyllum cf. Vaughani* y *Axophyllum densum* y los tabulados *Syringopora sp.*, *Pleurosiphonella sp.* y *Multithecopora sp.*

Interpretación ambiental

Este yacimiento representa una llanura arrecifal que formaba parte de un posible arrecife franjeante. Según Rodríguez *et al.* (1992), algunas de las colonias tienen morfologías características de microatolón, lo que, unido a la presencia de importantes edificios volcánicos en las proximidades, sería coherente con un modelo de islas de origen volcánico rodeadas de atolones y cubiertas de abundante vegetación durante todo el depósito de la Unidad Vulcanosedimentaria. En el medio, eran frecuentes fuertes tormentas, posiblemente desencadenadas por maremotos dadas las importantes manifestaciones volcánicas presentes en

este tramo. Estas tormentas provocaban la destrucción y erosión de los incipientes arrecifes, y la gran energía del medio hacía que una parte importante de las colonias faceloides de *Siphonodendron* arrancadas se integrasen en la columna de agua, depositándose al cesar la tormenta en la posición más estable (con la amplia copa reposando en el fondo, como aparece en la ilustración). Dichas tormentas, también provocaban un aumento de la turbidez del medio y la destrucción de la abundante vegetación de las costas cuyos restos flotados se depositaban interestratificados entre los bios-tromos, como se observa en áreas próximas (ladera norte del Cerro Armeña).

Después de cada tormenta, que destruía gran parte de los arrecifes, comenzaba de nuevo el crecimiento de

los organismos bioconstructores que se producía en dos fases, coincidentes con los dos primeros estadios de desarrollo de un arrecife. La primera fase o de estabilización tenía la función de crear un sustrato lo suficientemente consistente como para que los corales rugosos tuvieran una base sólida de anclaje. Esta función la realizaban fundamentalmente los braquiópodos gigantoprodúctidos que formaban un sustrato duro e idóneo para el desarrollo de los corales coloniales (nivel A de la ilustración adjunta en la página anterior). La segunda fase o de colonización se inicia con el desarrollo y expansión de colonias de *Siphonodendron* (nivel B de esa misma ilustración) que incluyen otros elementos bioconstructores como ya hemos indicado anteriormente, así como ricas y diversas comunidades de organismos bentónicos.

Detalle de un coral rugoso del género Siphonodendron depositado, al cesar una tormenta, en la posición más estable.





*Sucesión de crestas
de cuarcitas desde el
Puerto de Consolación
(flanco norte del
Sinclinal)*



Sinclinal de Herrera del Duque

En la zona oriental de Extremadura se localiza esta estructura geológica, dentro de la Comarca de La Siberia-Los Montes, limitada por las poblaciones de Valdecaballeros, Peloché, Herrera del Duque, Fuenlabrada de los Montes y Garbayuela.

El sinclinal de Herrera del Duque se presenta como ejemplo de estructura geológica (sinclinal) con relieve perfectamente reconocible (incluso en foto de satélite), delimitado en los extremos por dos alineaciones de sierras de cotas próximas a los 800 m, con dirección aproximada NO-SE, que resaltan sobre la penillanura circundante (400-500 m) entre los que se localiza un amplio valle con relieves internos notables (500-600 m) (Val complejo).

Todo el conjunto constituye un ejemplo claro de relieve apalachiano.

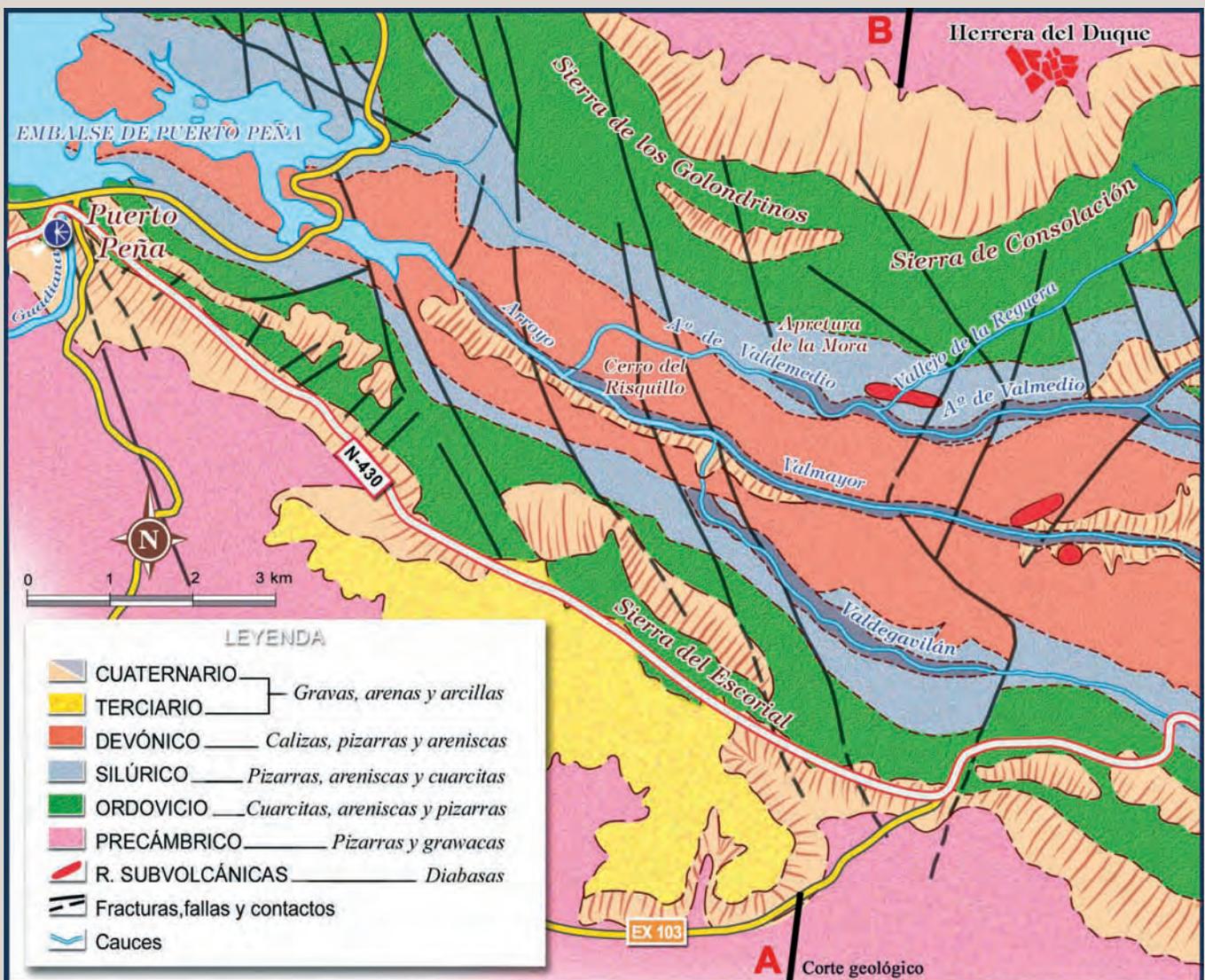
Forman el sinclinal una sucesión de materiales sedimentarios paleozoicos: ordovícicos, silúricos y devónicos. Se trata de pizarras, cuarcitas y calizas que en determinados puntos son cortadas por materiales ígneos (diabasas, rocas subvolcánicas). Asociados a las vertientes de las crestas cuarcíticas aparecen coluviones formados por cantos de cuarcita englobados en matriz arcillosa así como pedreras de cantos de cuarcita con escasa presencia de arcillas.

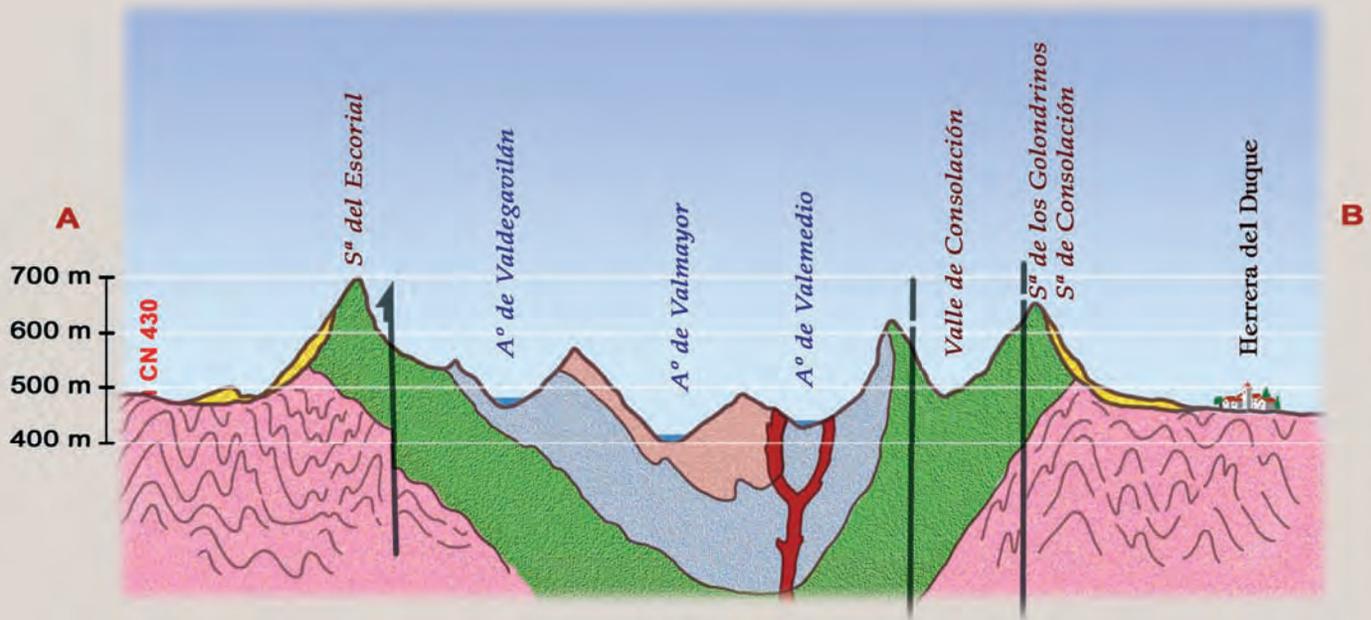
El sinclinal de Herrera del Duque presenta una estructura de plegamiento

Hercínica típica de la Zona Centroibérica, situada entre el sector más noroccidental de Sierra Morena y la parte occidental de los Montes de Toledo, caracterizada por la presencia de estrechos sinclinales situados entre amplios anticlinorios con núcleo precámbrico. Ejemplos de similares características se encuentran al norte, en las Sierras de Cañaverale, Monfragüe y Guadarranque y al sur, sinclinal de Almadén entre las provincias de Badajoz y Ciudad Real.

La importancia de la estructura del sinclinal y su completa representación estratigráfica motivaron la presencia de geólogos alemanes (Puschmann y Ransweiler) que a finales de los años

Mapa geológico simplificado del Sinclinal de Herrera del Duque.





sesenta estudiaron con detalle la zona. Ver a extranjeros solitarios recorriendo los montes y estudiando piedras y fósiles llamó la atención de las gentes del lugar. Posteriormente otros geólogos españoles han estudiado y cartografiado con detalle el sinclinal (Moreno, San José, Gutiérrez Marco y Pieren entre otros).

La estructura del sinclinal presenta dirección ONO-ESE, esta pasa a NNO-SSE hacia el este, como consecuencia del giro que sufren estas estructuras al ser afectadas por fases hercínicas posteriores. La estructura principal se encuentra a su vez retocada por pliegues menores y cortada por múltiples fracturas con dirección principal N160° que tienen reflejo a escala regional. La manera óptima de apreciar dicha estructura es obtener primero una vista panorámica, completándola después con observaciones puntuales de la estructura y materiales que conforman el sinclinal como se indica a continuación.

La mejor panorámica la vemos desde el Puerto de Consolación al que se

accede desde el camino rural que sale de Herrera del Duque hasta la Ermita de Consolación localizada en el Valle del mismo nombre. En este lugar nos encontramos, desde el punto de vista geológico, sobre el flanco norte del citado sinclinal. Situados aquí y mirando hacia el sur observamos la siguiente sucesión panorámica de relieves que se corresponden cada uno con un tipo de materiales de una edad determinada: El Puerto de Consolación se sitúa en la Cuarcita Armoricana de edad Ordovícico Inferior, desde este punto se observa en primer término el Valle de Consolación coincidiendo con Esquistos y pizarras del Ordovícico Medio-Llandeilo. A continuación se aprecia el resalte de la Cuarcita de Cantera o del Caradoc depositada durante el Ordovícico Superior. El siguiente resalte lo dan las Cuarcitas de Criadero ya del Silúrico y por último, en el núcleo del sinclinal, observamos otra Sierra formada por las Cuarcitas de base del Devónico.

Desde este último resalte próximo al núcleo del sinclinal se vuelve a repetir la secuencia de materiales tomando como

Corte geológico A-B simplificado.



Vista del embalse de García de Sola desde la Sierra de los Golondrinos. En primer plano el resalte de las cuarcitas de cantera, al fondo Puerto Peña y la Sierra de la Chimenea.

referencia las sierras hasta llegar a la de mayor altura, Sierra de Puerto Peña, constituida por la Cuarcita Armoricana, coincidiendo con el flanco sur del sinclinal.

Entre cada sierra se encuentra un valle formado sobre los materiales más blandos y menos resistentes a la erosión, en este caso pizarras, aprovechadas por el discurrir de ríos y arroyos (Valmayor, Valdemedio y Valdegavilán). Los cauces, cuando atraviesan las cuarcitas, dan lugar a cortados de gran belleza denominados portillos, preturas o apreturas entre las que destacan las de La Mora, La Barca y Puerto Peña.

La observación puntual de la estructura, como complemento a su conocimiento, puede iniciarse en el mismo Puerto de Consolación donde se ven los potentes paquetes de cuarcita inclinadas hacia el sur, clara señal del buzamiento que presentan estos materiales en la zona.

Asimismo, en la carretera de Peloché a Puerto Peña se aprecian, en distintos puntos, los paquetes de cuarcita cortadas por el Río Guadiana. Es el caso de la Cuarcita del Caradoc que se puede ver en El Rincón, a unos 5 km de Peloché; la Cuarcita de Criadero (Sierra del Manzano) observable entre El Rincón y La Panda, a unos 6 km de Peloché y a 1 km de Puerto Peña, y la Cuarcita de base situada en La Panda a 11 km de Peloché.

Por otra parte, en los taludes de la misma carretera se identifican materiales pizarrosos conformando los valles del sinclinal, a unos 500 m de Puerto Peña, y materiales calizos junto al Puente del arroyo Valmayor, donde se encuentran las ruinas de un antiguo horno de cal aprovechando la presencia de estos materiales calcáreos.

En Puerto Peña se vuelve a apreciar el impresionante paquete dibujado por

la Cuarcita Armoricana que forma el peñón principal, aunque aquí los estratos se encuentran verticalizados e incluso invertidos debido a una segunda fase de deformación.

En los alrededores de la presa es posible identificar pliegues menores que nos indican la posición del flanco o borde del sinclinal, con posición normal o invertida según tengan forma de S o Z, así como fallas cortando el gran paquete de cuarcitas.

Otro punto interesante de observación es la carretera del Puerto de los Carneros a Fuenlabrada de los Montes, donde se pueden apreciar, en la trinchera de la nueva carretera N-430, los materiales replegados que forman el núcleo del sinclinal. Asimismo en los taludes de esta carretera se puede ver la explotación de cuarcitas que deja al descubierto una superficie de



estratificación subvertical y colorido original de las rocas, granate-amarillento, así como la explotación de arcillas procedentes de diabasas alteradas.

Materiales silúricos plegados en el núcleo sinclinal. (fotos sup. e inf.)





*Pliegues menores
en la Cuarcita
Armoricana de
Puerto Peña.*

El sinclinal de Herrera del Duque, además de ser un perfecto ejemplo de relieve estructural-relieve apalachiano y poder observar tanto estructuras tectónicas, como la sucesión de materiales estratigráficos ordovícicos-silúricos y devónicos, también constituye un lugar apropiado para encontrar, con tiempo y paciencia, fósiles representativos de las distintas edades geológicas. Se localizan buenas muestras de crucianas y huellas de bioturbación en la Cuarcita Armoricana y materiales ordovícicos en la bajada del camino de Consolación y Puerto Peña, trilobites





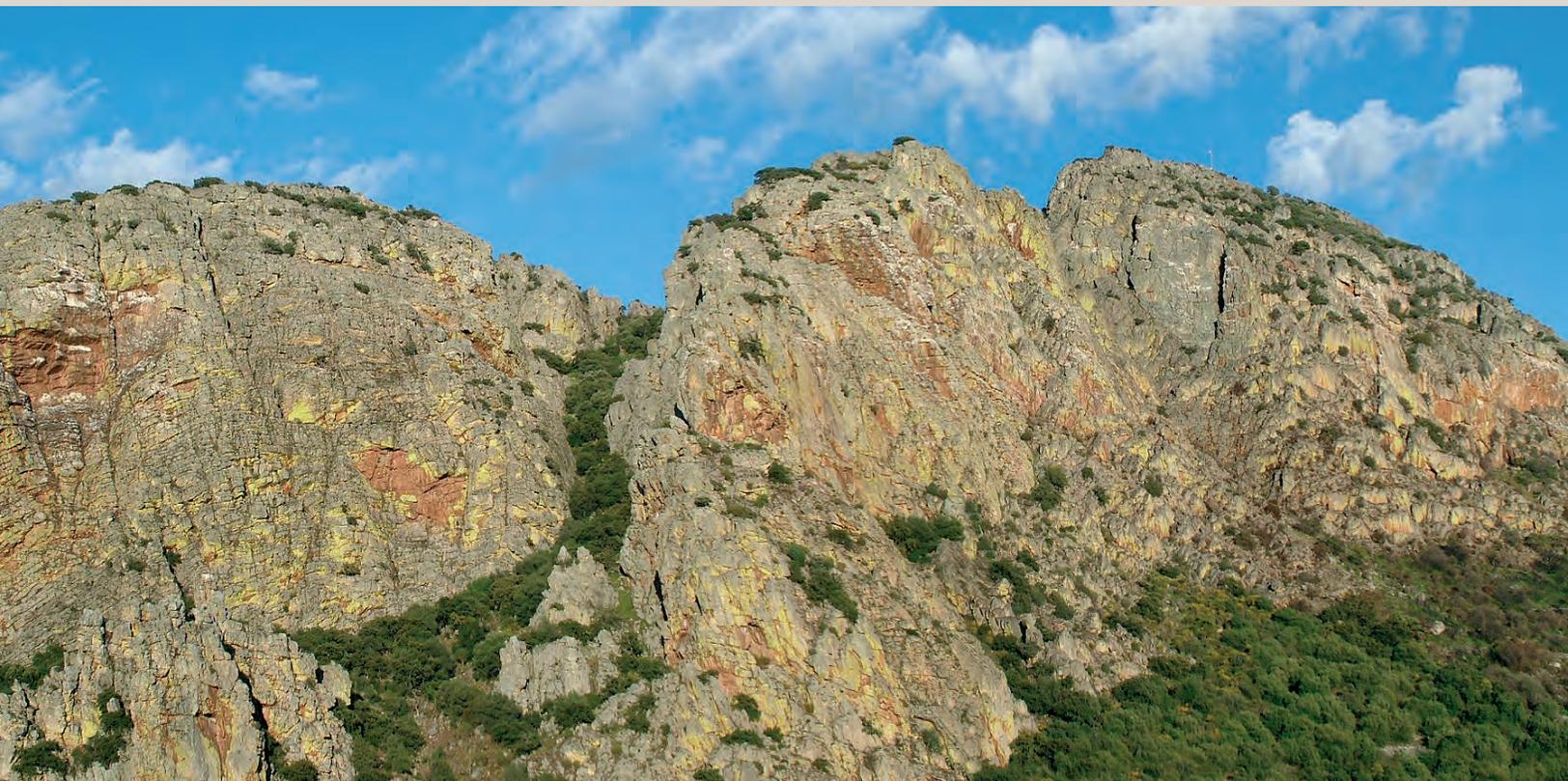
en el Valle de Consolación, graptolitos del Silúrico en Los Valles y braquiópodos y bivalvos del Devónico junto al arroyo Valmayor.

Al tratarse de materiales sedimentarios se observan estructuras sedimentarias como ripples, estratificación, laminación y granoselección en numerosos taludes de caminos y carreteras así como en los resaltes de las sierras.

Asimismo es posible observar las diabasas, rocas subvolcánicas que por su textura y forma destacan entre los materiales sedimentarios. En el sinclinal de Herrera del Duque las diabasas se presentan en afloramientos de contornos subcirculares que perforan los materiales del Silúrico y Devónico. En general se trata de rocas de composición basáltica muy alteradas.

La variedad de rocas, estructuras y relieves geológicos que se encuentra en este sinclinal unido a su belleza paisajística animan a adentrarse en este lugar de gran interés geológico.

Panorámica de Puerto Peña coincidiendo con el flanco sur del sinclinal de Herrera.





Bolos, gravas y arenas de naturaleza granítica en el cauce del río Tiétar.



Río Tiétar

El río Tiétar a su paso por Extremadura discurre con dirección noreste-suroeste entre las comarcas de La Vera y Campo Arañuelo. El recorrido por la región está comprendido aguas abajo del embalse de Rosarito hasta su desembocadura en el río Tago, en las proximidades de Villarreal de San Carlos en pleno Parque Natural de Monfragüe. El río Tiétar es atravesado por distintas carreteras entre las que destaca la EX-108, que une las localidades de Navalmoral de la Mata y Plasencia, a la altura del paraje de La Bazagona, que constituye un punto de observación excelente del río así como de los procesos asociados a su dinámica y funcionamiento fluvial.

Desde el punto de vista geológico el río Tiétar se enmarca en la Zona Centro Ibérica del Macizo Hespérico. Dentro de la unidad geológica de las fosas terciarias de la cuenca del Tajo corresponde a la depresión de Campo Arañuelo, donde se encuentra la cuenca del río Tiétar. La dirección (noreste-suroeste) constante del río indica un claro control estructural por la acción de fracturas que favorecen el encajamiento del río.

En el tramo alto del río, a su paso por Extremadura, predominan los bolos procedentes de los relieves graníticos de la Sierra de Gredos.

La depresión por donde discurre el río Tiétar está basculada hacia el norte, hecho que condiciona que las aguas que recoge el Campo Arañuelo viertan hacia este cauce. Por el norte recoge asimismo

las aguas procedentes de las Gargantas de la Vera como son, entre otras, la Garganta de Pedro Chate, la Garganta Jarama, la Garganta de Cuartos y la Garganta de Alardos, que bajan desde los relieves graníticos de la Sierra de Gredos cargadas de materiales arenosos así como gravas y bolos.

En cuanto a la morfología, a gran escala, se trata de una cuenca terciaria monótona y prácticamente llana donde no destaca su carácter de depresión como tampoco relieve alguno. Hay que citar como único resalte en toda esta extensión el monte isla de "El Toril". Esta disposición nos da información sobre





Vista del río Tiétar desde el Puente de La Bazagona.

la larga y compleja historia denudativa que ha sufrido extendiéndose desde el Terciario hasta nuestros días.

Todo esto condiciona que el río Tiétar sea un río arenoso, ancho y somero, de carácter entrelazado típico de los ríos de piedemonte que adaptan su morfología para poder amortiguar los fuertes deshielos primaverales de Gredos. Esta corriente fluvial se conoce también como braided (entrelazadas, trenzadas o entrecruzadas), donde los cauces presentan canales múltiples separados por isletas fluviales (islas ocasionales). Este tipo de cursos fluviales presentan una elevada capacidad de carga-sedimentación, formando grandes llanuras aluviales y rellenos de cuencas. Son fenómenos debidos al solape-coalescencia de barras situadas tanto en las márgenes como en el interior de la corriente en distintas disposiciones (transversales, longitudinales). Su funcionamiento se resume en ejercer erosión en un flanco de cada trenza y sedimentación en el opuesto.

Este tipo de corrientes transportan fundamentalmente carga de fondo con distintas granulometrías: desde bloques, gravas, arenas, limos a arcillas, estas en

menor proporción. La procedencia de materiales es granítica siendo el área madre la Sierra de Gredos. En superficie se identifican, en el lecho del río y sobre las márgenes, los distintos tipos de tamaños citados anteriormente. Las variadas granulometrías se observan de forma gradual según se desciende a lo largo del cauce; así por ejemplo aguas abajo del embalse de Rosarito, ya dentro del territorio extremeño, junto al puente de la carretera de Oropesa a Madrigal, se pueden observar bolos decimétricos redondeados de granito acumulados sobre las márgenes y en el lecho del río. Se puede acceder a este punto tomando un camino sobre la margen izquierda del río después de caminar unos 100 metros.

Asimismo aguas abajo, en puntos de intersección con las principales infraestructuras de comunicación, se comprueba cómo va variando el tamaño de los materiales que deposita y transporta el río. Desde el puente de la carretera de Jarandilla de la Vera a Navalmoral de la Mata se observa con facilidad el tamaño grava de los materiales.

El punto de encuentro entre el río Tiétar y la carretera de Jaraíz de la Vera a



Vista aérea de los depósitos de arenas en la zona de Majadas de Tiétar. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente. S.I.G.

Casatejada es un lugar apropiado para ver los depósitos de barras formados principalmente por arenas de naturaleza feldespática.

El recorrido del río a la altura de Majadas, Valdeñigos y La Bazagona es una zona excelente para observar los depósitos de extensas barras compuestas por un tamaño de grano tipo arena, que en ocasiones se encuentran en un estado de deterioro importante debido a las explotaciones de áridos que se llevan a cabo a lo largo del cauce de forma indiscriminada. En la foto aérea se pueden identificar este tipo de depósitos.

Estos materiales se disponen dentro del cauce en forma de barras estaciona-

les, móviles, longitudinales, transversales, diagonales, compuestas y con frecuentes plataformas no emergidas. Los materiales del lecho del río son removilizados de forma continua o esporádica, lo que ha permitido el asentamiento de vegetación en las llamadas islas permanentes.

Las barras móviles y estacionales se disponen aleatoriamente, al igual que los cauces abandonados, siendo poco frecuentes las barras transversales, en relación a las longitudinales o a las dispuestas ligeramente oblicuas con respecto a la dirección del flujo. Con frecuencia se forman, en el entorno de los puentes, barras superpuestas de morfología, tamaño de depósitos y disposi-



ciones diferentes, dando lugar a barras complejas compuestas.

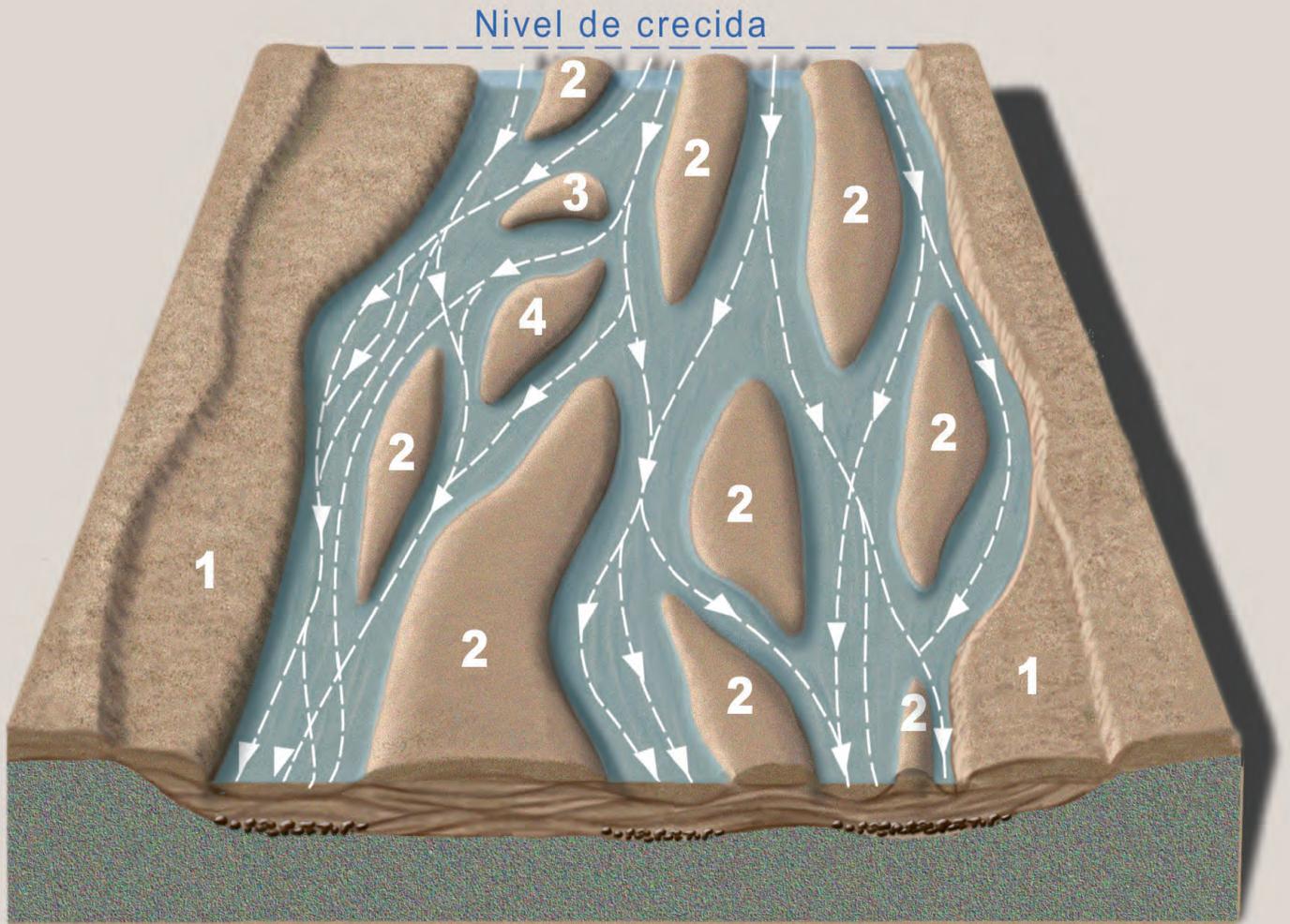
Las ramificaciones de flujo no son abundantes y, cuando existen, entre ellas se forman grandes médanos o barras emergentes (acumulaciones detríticas de aluviones no estabilizados que separan láminas de agua. Están próximas a la superficie y llegan a emerger en periodos de aguas bajas o estiajes muy marcados), que tienden a ser colonizados y fijados por la vegetación riparia, llegando a hacerse permanentes.

Desde el puente de La Bazagona, sobre la carretera EX-108, así como desde el puente de la carretera de Jaraiz de la Vera a Casatejada y desde las proximi-

dades a Valdeñigos, se pueden observar los distintos tipos de barras mencionadas anteriormente.

La dinámica fluvial es continua, depositando nuevas barras y erosionando barras e islas más antiguas; se transporta aproximadamente la misma cantidad de materiales que se deposita.

La estructura interna de los depósitos arenosos muestra claramente la característica estratificación cruzada de éstos. Asimismo es posible observar antiguos canales de gravas incluidos en las barras de arena como reflejo de periodos de mayor caudal. En cuanto a los cantos y bloques de mayor tamaño, se encuentran dispuestos con cierta ordenación planar.



Elementos característicos de ríos tipo "braided" y anastomosados. Morfología de la llanura aluvial donde aparecen barras marginales (1) y centrales: longitudinales (2), transversales (3) y diagonales (4).

Detalle de laminación cruzada en una barra arenosa. (pág. dcha. sup.)

Canal de gravas incluido en una barra de arena situado en el tramo bajo del río (Valdeñigos). (pág. dcha. inf.)

En las zonas marginales, alcanzadas por inundaciones recientes, predominan en superficie las fracciones limo-arcillosas, apreciándose grietas de desecación que, en algunos casos, resaltan de forma extraordinaria, al situarse estos materiales sobre arenas y tener una clara superficie de despegue.

En definitiva, el río Tiétar presenta un evidente valor geomorfológico así como sedimentario en el contexto de la dinámica fluvial y sus depósitos asociados. Constituye un magnífico ejemplo de corriente fluvial trenzada o braided donde se pueden observar distintos tipos de barras e isletas. La continua actividad de erosión, transporte y sedimentación

de los ambientes fluviales y sus llanuras de inundación tiene en el río Tiétar una excelente representación, ayudándonos a comprender el verdadero sentido de los procesos geológicos pasados y actuales.

Este cauce, a su paso por Extremadura, ha sido declarado recientemente espacio natural protegido con la figura de Corredor ecológico y de biodiversidad "Pinares del Tiétar" por su importancia ecológica como corredor entre las estribaciones de la Sierra de Gredos y el Parque Natural de Monfragüe, así como por conectar las zonas de pinares que han quedado aisladas unas de otras por la acción antrópica.





*Panorámica de la
extensa llanura alomada
que constituye
la penillanura.*



Penillanura de La Serena

La penillanura de la Serena constituye un amplio territorio que conforma el sector más oriental de la meseta meridional peninsular. Es una llanura alomada con una altitud entorno a los 400 m, atravesada por pequeñas sierras paleozoicas que dominan el paisaje.

Constituye uno de los ejemplos mejor conservados de modelado geomorfológico muy evolucionado sobre un zócalo de materiales precámbricos, lo que le confiere una sobresaliente importancia y representatividad.

La penillanura de la Serena se encuentra situada en el área centro oriental de la provincia de Badajoz, ocupando una extensa planicie comprendida entre los ríos Zújar y Guadamez, circundada por los relieves paleozoicos que forman las sierras de Moraleja y de Tiros.

El arroyo Almorchón atraviesa la penillanura hasta su desembocadura en el embalse de La Serena. (pág. dcha.)

Debido a su gran extensión cuenta con numerosos puntos de acceso, recomendándose la carretera EX-104 que, desde Villanueva de la Serena, atraviesa numerosas poblaciones de la comarca como son Campanario, Castuera y Benquerencia de la Serena hasta su llegada a Cabeza del Buey; la carretera EX-115 desde Campanario a Orellana la Vieja discurre sobre la penillanura ofreciendo extraordinarias vistas de las formaciones en dientes de perro, y la carretera EX-103

quico extraordinariamente monótono, que al este se prolonga por el Valle de Alcuña. Está bordeado al sur por las Sierras de Castuera, Tiros y Torozo, y al oeste por el granito herciniano de Campanario, mientras que hacia el norte es atravesado por el sinclinorio paleozoico de Almadén y su prolongación hacia Puebla de Alcocer, siendo su límite septentrional el sinclinal de Herrera del Duque.

En sentido amplio, el Precámbrico de esta zona se compone de areniscas grauváquicas, grauvacas y pizarras bandeadas.

Sobre el Precámbrico, ocasionalmente, afloran materiales metamórficos paleozoicos que dan lugar a las pequeñas alineaciones de sierras y berrocales graníticos que interrumpen la monotonía de la llanura. En las áreas más deprimidas o en los valles fluviales se asientan depósitos detríticos recientes del Terciario y Cuaternario.

Desde el punto de vista estructural, los materiales que forman su substrato geológico muestran los efectos de una serie de fenómenos de compresión y de distensión producidos por las distintas orogenias. La Orogenia Asíntica (fase Cadomiense) queda atestiguada por la existencia de numerosos pliegues menores, esquistosidad asociada e inversiones que afectan a los materiales del Precámbrico; la Orogenia Hercínica responsable de la estructura general de la comarca, dando lugar a una serie de pliegues sinclinales y anticlinales y repliegues. Finalmente, se produce una distensión posthercínica acompañada de fracturación y del emplazamiento de materiales pórfidos ácidos, riolíticos o graníticos.



La Sierra de Torozo limita la penillanura hacia el sureste.

que une la población de Castuera con el puerto de los Carneros pasando por la localidad de Puebla de Alcocer entre los embalses de Orellana y La Serena.

Si hay una característica que define la penillanura de la Serena es su extrema monotonía de llanura que se ve únicamente alterada por pequeñas elevaciones o por los cauces fluviales, en ocasiones muy encajados, como es el caso de la desembocadura del río Zújar.

Desde el punto de vista geológico la penillanura de la Serena se enmarca en la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico, litológicamente en esta gran planicie aflora un conjunto esquistograuvá-





*Berrocal granítico
en el núcleo de
la penillanura.*

Los rasgos geomorfológicos que presenta se pueden resumir en la existencia de grandes superficies planas o ligeramente inclinadas hacia el Atlántico, sobre las que discurre una red fluvial de carácter pluvial poco encajada, así como en la presencia de alineaciones montañosas paleozoicas en sentido este-oeste y sureste-noroeste que destacan claramente en el paisaje y que constituyen los principales obstáculos en las comunicaciones comarcales. En algunos casos se presentan como auténticos relieves residuales.

En síntesis la historia geomorfológica se inicia con anterioridad al principio del Ordovícico cuando se produce la sedimentación (precámbrica), y poste-

riormente los movimientos tectónicos con plegamientos que terminan con una etapa erosiva que penillanuriza el relieve formado. A continuación, se produce una sedimentación detrítica que fosiliza el relieve previo y que se prolonga posiblemente durante todo el Silúrico.

Ya en el Devónico, tras unos pequeños movimientos, tal vez basculamientos, comienza una nueva sedimentación detrítica que en el medio se pliega, junto con las series infrayacentes, como consecuencia de los procesos tectónicos que tienen lugar y que, ya en este momento, condicionan la estructura general de la zona mediante la formación de anticlinales y sinclinales.



les, localizables en zonas de morfología relativamente plana, en pies de monte y cursos fluviales respectivamente. La Serena forma parte de la penillanura extremeña, lo que implica su caracterización como llanura de erosión, de la que sobresalen relieves y montes isla con unos rasgos propios que la individualizan del resto.

Junto a los grandes rasgos geomorfológicos a nivel microforma, y sobre todo en las laderas de mayor pendiente, se producen fenómenos de erosión diferencial que tienen como resultado las formas denominadas “**dientes de perro**” o “dientes de sierra”. Son formaciones de

Detalle de los “dientes de perro” aflorando en la penillanura.

Hasta comienzos del Pérmico se producen, sucesivamente, una sedimentación detrítica durante el Devónico Superior y movimientos tectónicos y petrogenéticos durante el Carbonífero, con rejuvenecimiento del relieve formado anteriormente.

Desde el Carbonífero hasta su término se produce un intenso arrasamiento erosivo que llevó a la casi completa peniplanización de este sector del Macizo Hespérico.

De los últimos momentos de la historia geológica, durante el Cuaternario, se encuentran derrubios de ladera (glacis y piedemontes) y sedimentos aluvia-



*La penillanura
desde el Castillo de
Puebla de Alcocer.*



modelado a pequeña escala con control litológico-erosivo. Se han originado a partir de las rocas precámbricas compuestas por metasedimentos de pizarras y grauwacas. Es posible observarlos en grandes extensiones como relieves residuales discontinuos que ocupan la penillanura. Se producen por erosión diferencial, condicionada por la disposición subvertical de los estratos y la esquistosidad. Las finas alternancias de metasedimentos con concentraciones variables de niveles más silíceos proporcionan distinta dureza que la acción erosiva modela eficazmente. Su formación es un proceso tardío desarrollado sobre la penillanura. El origen de los procesos denudativos debe situarse a partir de Plioceno, cuando se inició el encajamiento de la red fluvial actual. Su posición esta relacionada con las áreas que ocupan los inferfluvios y el encajamiento de los cauces.

Entre los puntos desde los que se pueden obtener vistas sobresalientes de la penillanura de la Serena se pueden citar: el Castillo de Magacela, Benquerencia

de la Serena y el Castillo de Puebla de Alcocer.

La Penillanura de la Serena comprende parte de la Zona de Especial Protección para las Aves correspondiente a “La Serena-Sierra de Tiros”, declarada en virtud de su peculiaridades ecológicas que permiten el asentamiento de un importantísimo contingente de aves esteparias.

Las pseudoestepas constituyen uno de los ecosistemas más singulares y de mayor importancia ornitológica de la Península Ibérica. La Serena es una llanura cubierta por pastizales y cultivos de secano que constituyen una pseudoestepa de las mejores conservadas de la Península y con una importancia ecológica indiscutible para especies como la avutarda, el sisón, la ortega, la ganga y el cernícalo primilla, que cuentan aquí con poblaciones muy numerosas ya en el periodo reproductor como durante la invernada. Tanto es así que se considera una de las zonas de España que tiene mayor importancia para la conservación de estas aves.

Vista de la penillanura en la zona comprendida entre La Coronada y Magacela. Al fondo los relieves paleozoicos que la delimitan.





*Panorámica del valle
glaciar de La Serrá en la
Sierra de Gredos, en un
primer plano destacan
los brezos en flor de la
turbera "Las Poveas".*



Glaciares de Gredos: El Glaciar de La Serrá

El Glaciar de la Serrá se encuentra en la parte extremeña de la Sierra de Gredos, en la cabecera de la Garganta de los Infiernos (Valle del Jerte), término municipal de Tornavacas, en el límite de éste con los términos de Losar de la Vera y de Guijo de Santa Bárbara y con la provincia de Ávila.

Para llegar hasta allí hace falta recorrer a pié un largo trecho (unas tres horas sin pararse mucho y algo más si descansamos). Se puede ir desde el Puerto de Tornavacas (Nacional 110); desde allí se toma un camino hacia el sureste, que recorre aproximadamente el límite entre las dos provincias, hasta el Collado Herido (1.486 m). Desde

este punto, el camino se dirige hacia la Garganta San Martín, que se cruza por un puentecito situado por encima del Chalet. Una vez superada la garganta se asciende por un camino zigzagueante, que supera una fuerte pendiente, hasta la Cuerda Llana o Collado de la Llana que forma parte de la morrena frontal del glaciar que vamos a describir. Una vez allí se debe seguir el camino para adentrarse en el glaciar y observar tanto el valle como el Circo de la Angostura.

También se puede ascender desde el Guijo de Santa Bárbara (comarca de la Vera), por un camino, bien marcado, que asciende por la Garganta de Jarama hasta la portilla del mismo nombre, a 2.034 m de altura, desde donde se puede observar perfectamente el Circo de la Angostura. Este camino, aunque más sencillo, es menos recomendable ya que el desnivel a salvar es bastante mayor.

La Sierra de Gredos

Es, junto con la Sierra de Guadarrama, la parte más compleja y de mayor

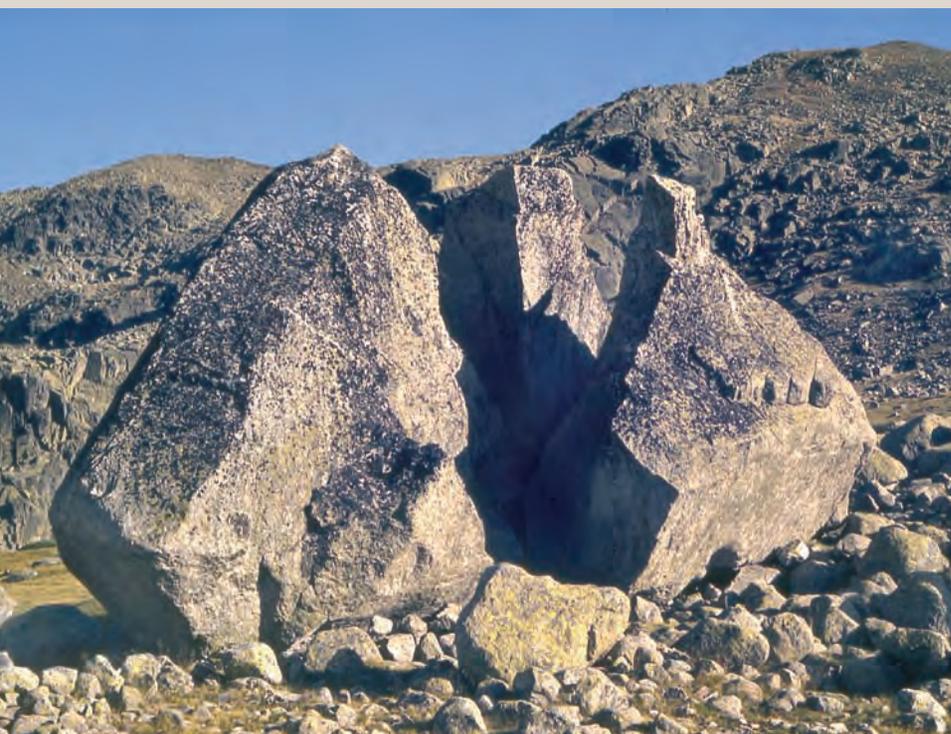
altura del Sistema Central Español. Se trata de un conjunto de sierras que, con dirección ENE-WSW a modo de columna vertebral, separa la Meseta Norte o Depresión del Duero de la Meseta Sur o Depresión del Tajo.

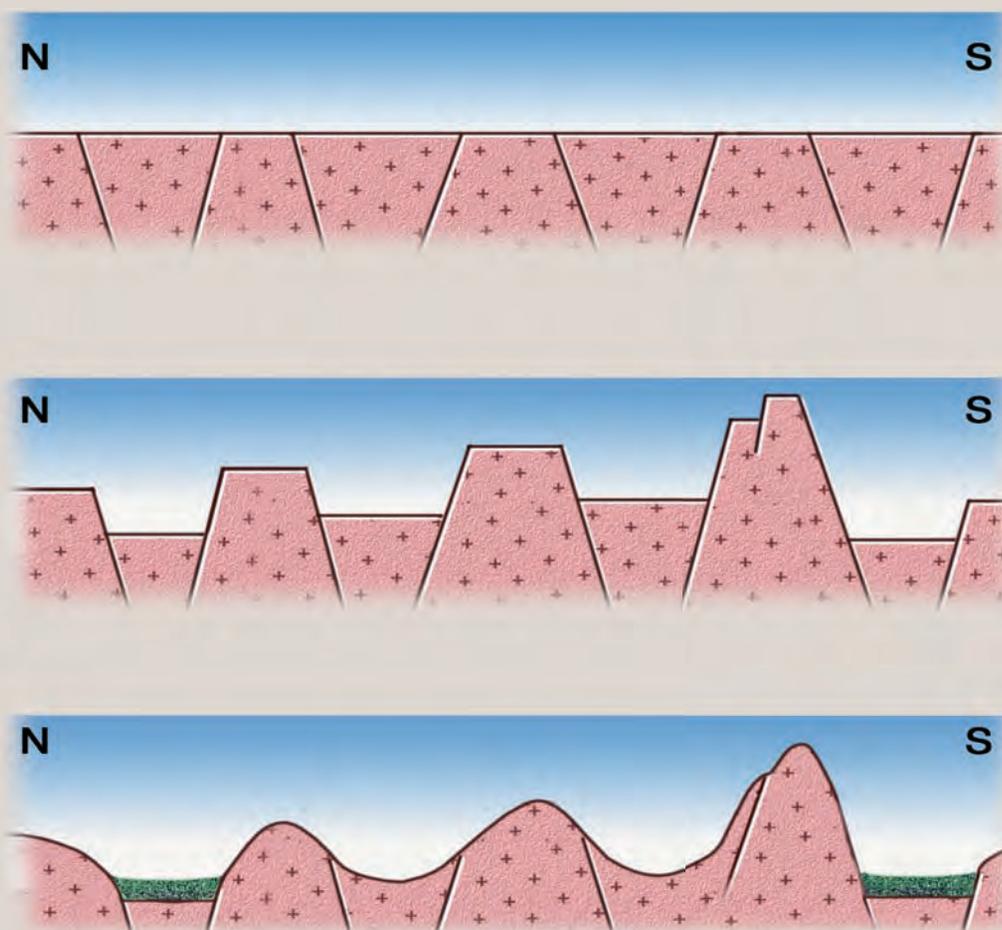
Esta sierra está formada por un complejo sistema de macizos tectónicos o sierras que superan con facilidad los 2.000 m de altura, separadas por fosas tectónicas que son aprovechadas para que en ellas se encajen los ríos como el Tiétar, Tormes, Alberche, Jerte, etc.

Desde el punto de vista litológico, la Sierra de Gredos está formada, fundamentalmente, por materiales graníticos de distinta composición y texturas, desde granitos de grano fino hasta granitos de grano grueso y con grandes fenocristales de feldespatos ortosa. Todos estos granitos son de edad hercínica, aproximadamente de unos 330 millones de años. Además de los granitos se encuentran rocas metamórficas, desde esquistos a neises y migmatitas, enclavadas en los granitos pero siempre con una extensión muy limitada. Estas rocas son más viejas que los granitos, posiblemente precámbricas. Las rocas sedimentarias son mucho más escasas, se limitan a coluviones, aluviones y a algunos sedimentos glaciares, todos de edad cuaternaria. En algunas fosas se pueden encontrar sedimentos terciarios: arenas, arcosas, conglomerados y arcillas, de edad probablemente miocena, como en las fosas del Tormes, Amblés o Corneja.

Aunque los materiales que componen estas sierras son de edad hercínica, la forma de estas montañas se debe al plegamiento alpino, ya que la cordillera

*Morrena de retroceso.
Detalle del
bloque errático
partido conocido
como "La Quesera".*





que se formó en el hercínico fue totalmente arrasada durante la Era Secundaria hasta convertirse en una penillanura.

El empuje de la Placa Africana sobre la Península Ibérica durante el plegamiento alpino reactivó algunas de las antiguas fallas, elevando algunos bloques y hundiendo otros, según un esquema típico de la tectónica germánica tan común en materiales antiguos y rígidos ya cratonizados. Esto dio lugar al complejo sistema de sierras y fosas que hoy forman la Sierra de Gredos. Posteriormente, la fuerte erosión fluvial y, en mucha menor medida, la de origen glaciar, dio lugar al relieve que hoy podemos admirar en esta magnífica sierra.

El Glaciar de La Serrá

Aunque de dimensiones humildes es el único glaciar de valle que se formó

en Extremadura durante la glaciación Wurm (Pleistoceno Superior). De ahí su importancia geológica y didáctica, ya que en él se observan perfectamente las distintas partes que constituyen un glaciar de valle. Está formado por el Circo de la Angostura y el Valle de la Serrá, alcanzando, entre ambos, unos 5 km de longitud por unos 2 km de anchura máxima.

El circo presenta una estructura asimétrica, lo que es fácilmente comprensible debido a su orientación. Está más desarrollado en la ladera de la umbría, la que se apoya en la Cuerda de los Infiernillos, que en la de la solana, la de Castilfrío, ya que en aquella se acumularía mayor cantidad de nieve-hielo.

No presenta la típica laguna de circo, como otros glaciares vecinos de la pro-

vincia de Ávila, aunque sí debió de existir una en la zona del Poyo, en la cabecera del circo. En esa zona, en la actualidad, aparece una pradera muy encharcada que debió de ser una antigua lagunilla que se colmató por los aportes de sedimentos erosionados por las aguas salvajes.

Otra característica de este circo es la existencia de abundantes cantos erráticos, algunos de grandes dimensiones, que alcanzan hasta los 8 m de altura. También se encuentran pequeñas morrenas de retroceso que están formadas por alineaciones de cantos y bloques de gran tamaño. Estas morrenas indican que los hielos, en su retroceso, se mantuvieron estables en ese lugar durante un escaso número de años.

Si se observan con detalle las laderas del circo, se puede ver perfectamente hasta donde llegaron los hielos glaciares, el límite está representado por una ruptura de la pendiente en la ladera del circo. La parte superior de la ladera, aquella en la que no se acumularon los hielos, es de menos pendiente que la inferior, la ocupada por los hielos. Mientras que en la solana la ruptura de la pendiente está casi a media ladera, en la de la umbría alcanza muchas veces la línea de cumbres, eso quiere decir que el hielo se acumuló hasta ese punto.

En el fondo del circo son frecuentes los prados alpinos o “regajos” en los que se pueden ver el típico “césped almohadillado” que se mantiene encharcado gran parte del año, cuando no está cubierto de nieve.

El valle glaciario comienza más abajo de la Angostura, el paso del circo al valle está claramente representado en el

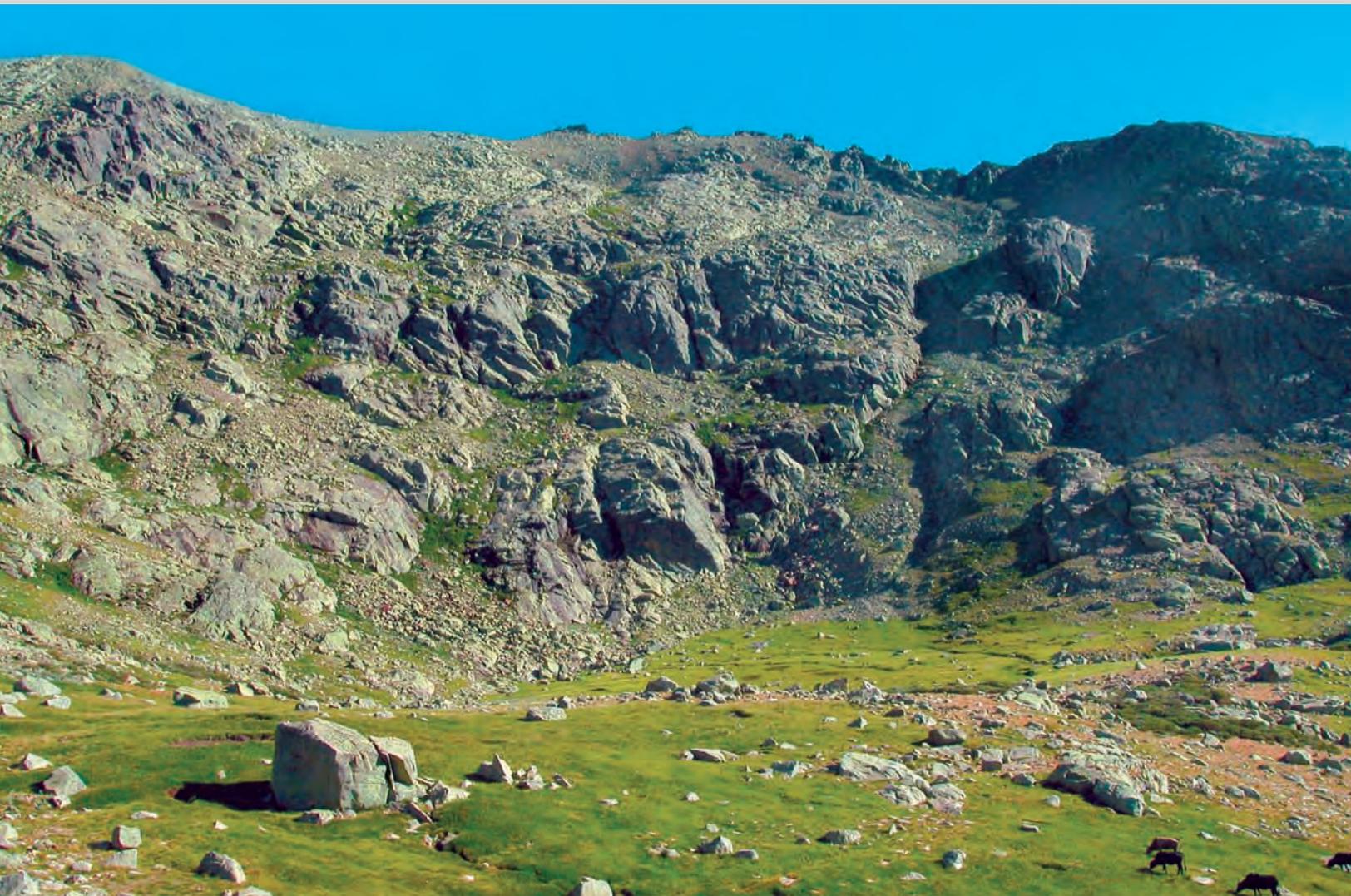
terreno por la presencia de un escalón, de unos 60 m de desnivel, de naturaleza rocosa, en el que se pueden observar gran cantidad de rocas aborregadas. Estas rocas presentan a veces las típicas estrías producidas por la erosión de los cantos o bloques que transportaba el hielo glaciario.

Una vez superado el escalón, el valle presenta un fondo plano con hermosos y dilatados prados alpinos, mientras que sus laderas son bastante pendientes y pedregosas. La naturaleza de las laderas se debe a que están formadas, en su mayor parte, por la morrena frontal del glaciario.

La morrena frontal tiene la forma de media luna de brazos muy alargados. Tiene una longitud de 3,5 km, en su brazo derecho, el más extenso; mientras que su altura es de 120 m, desde el fondo del valle hasta la Cuerda Llena, el punto más alto de la misma.

Lo primero que llama la atención de la morrena frontal de este glaciario es su tamaño, es una morrena de grandes dimensiones si se compara con el tamaño del glaciario. Esto se puede explicar porque al instalarse los hielos glaciares debían de existir muchos materiales sueltos, en la cabecera del valle, que habrían sido producidos por una intensa meteorización durante un periodo bastante dilatado de tiempo. Estos materiales serían los que arrastraron los hielos hasta su posición actual.

Otra cosa a destacar es la asimetría de esta morrena, mucho más desarrollada en su parte derecha que en la izquierda. Pensamos que se debe a la asimetría del circo, principalmente, y a la pequeña curva que presenta el valle, en menor



medida. Todo esto haría que gran parte de los sedimentos glaciares se depositaran en el margen derecho del valle.

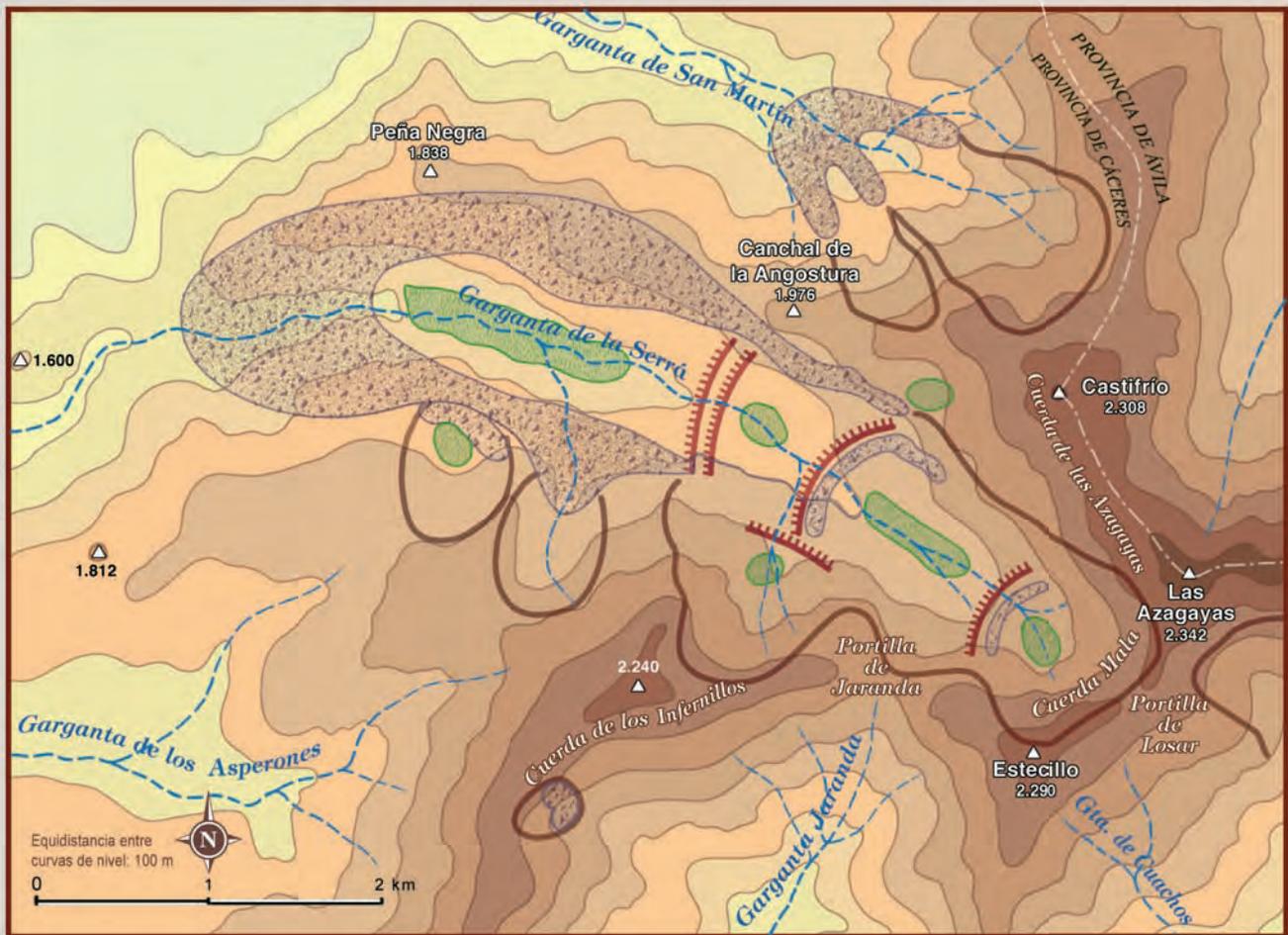
También llama la atención la forma de los bloques que existen en la morrena. Muchos de estos bloques presentan una forma redondeada, ello se debe a que se formaron por meteorización química, típica de un clima templado-húmedo que se cree que existió en esta zona a principios de la Era Terciaria, antes de elevarse el macizo de Gredos. Estas formas redondeadas se encuentran con frecuencia en muchas zonas graníticas existentes en nuestra región extremeña.

La primera vez que se observa, llama poderosamente la atención la cantidad

de agua que surge de la base de la morrena a finales del verano. La explicación es bastante sencilla: al estar formada la morrena por materiales sueltos y muy porosos, éstos se empapan de agua durante el invierno y la van soltando, poco a poco, por la zona de contacto con los granitos del valle durante la época de sequía del verano, esto hace que los prados del valle se mantengan siempre verdes y frescos.

Otra curiosidad que presenta esta zona es el sitio denominado “la Plaza de Redondo” por su similitud a una plaza de toros. Dicho relieve, situado en el margen izquierdo del valle glaciar, se ha formado al quedar cerrada la cabecera de una pequeña vaguada, que desem-

*Vista del
“Circo de la Serrá”.*



Aparatos glaciares en la Sierra de Tormantos (Sierra de Gredos)

bocaba en la Garganta de la Serrá, por la morrena frontal del glaciar. En primavera, durante el deshielo, dicho lugar queda, durante cierto tiempo, inundado de agua simulando una pequeña laguna pero de muy corta vida, de ahí que venga así representado en algunos mapas topográficos. Durante el verano, por el contrario, se desarrolla en el fondo de dicha "plaza" un prado alpino verde o turbera muy productivo.

Una vez que desaparecieron los hielos glaciares, la morrena frontal actuó como una presa, reteniendo las aguas del deshielo y formando como un embalse natural pero de corta duración. Los materiales sueltos de la morrena fueron erosionados con facilidad por las aguas

del torrente y arrastrados aguas abajo, por lo que desapareció la parte central de la misma. En la actualidad, parte de estos materiales se encuentran en los Arenales, llanura de origen fluvio-glaciar situada en la confluencia de la Garganta de los Infernillos con el Río Jerte.

Los aparatos glaciares de esta zona se instalaron en las cabeceras de antiguos torrentes de montaña o gargantas. Como algunas de estas gargantas tienen un control tectónico, es decir, se encajan a lo largo de fallas, como la Garganta San Martín, la Garganta de Jaranda, etc., podría parecer que algunos de estos valles glaciares tienen un control tectónico, pero esto no es así. Sí es cierto que muchos de los escalones que se encuentran

en estos valles glaciares son provocados por la presencia de fallas más o menos perpendiculares a la dirección del valle. La debilidad de las rocas producida por el movimiento de la falla fue aprovechada por el hielo para producir el desnivel que aparece en la actualidad.

Además del aparato glaciar de la Serrá, en esta zona se pueden observar otras formas de interés geomorfológico, la mayor parte de ellas surgidas por la existencia de un clima periglacial suave, típico de esta zona montañosa. Entre estas últimas se incluyen amplios canchales producidos por una intensa gelivación existente con posterioridad a la retirada de los hielos. Son muy extensos los que se localizan en la cara norte del Castifrío-Canchal de la Angostura, así como los que se encuentran en la cara sur de los Infiernillos, en la cabecera de la Garganta de Jaranda. En el Circo de la Angostura

existen magníficos ejemplares de cantos erráticos que han sido partidos por la acción de la cuña de hielo aprovechando la presencia de pequeñas diaclasas.

Otra forma de relieve, típica del clima periglacial moderado, es la presencia de “césped almohadillado” tan frecuente en los prados alpinos de estas sierras.

No tan frecuentes, pero sí existen algunos, son los suelos empedrados. Se pueden observar en la parte baja del la Cuerda de los Infiernillos.

Así mismo, en algunas zonas no muy agrestes de la línea de cumbres, llama la atención la presencia de afloramientos graníticos con formas redondeadas que, como ya se ha dicho, han sido producidas por una meteorización química, bajo un clima templado-húmedo, durante un periodo anterior a la glaciación cuaternaria.

Ejemplo de rocas pulidas en el glaciar de La Serrá.





*“Plaza de Redondo”
en la Garganta
de La Serrá.*

Otros aparatos glaciares

En la provincia de Cáceres existen otros aparatos glaciares de menor entidad que el Glaciar de La Serrá que se ha descrito anteriormente. Se reducen a nichos glaciares de pequeño tamaño ya que no llegaron, en ningún momento, a formar un circo glaciar, es decir, los hielos glaciares no ocuparon toda la cuenca de recepción del antiguo torrente de montaña donde se implantaron.

Subiendo al Glaciar de La Serrá, en la Garganta San Martín, por encima del Chalet, existen dos nichos glaciares, con sus pequeñas morrenas frontales bien desarrolladas. También existen restos de nichos glaciares en las cabeceras de las gargantas de Jaranda, Cuartos, Minchones y Alardos. A ellos se accede con dificultad y además, al no estar muy bien definidos, su observación presenta ciertas dificultades para aquellas personas no muy acostumbradas a este tipo de formaciones.

Pero, sin lugar a dudas, los nichos glaciares más extensos se encuentran

en la parte extremeña de la Sierra de Béjar, tanto en la vertiente que da al Valle del Jerte, donde se encuentra el nicho glaciar del Torreón-Talamanca, como en la vertiente del Valle de Ambroz, donde están situados los nichos glaciares del Torreón y de la Nijarra que se unen al final y forman una sola morrena frontal.

Para acceder a estos aparatos glaciares la forma más sencilla de hacerlo es por la provincia de Salamanca, ascendiendo desde la Plataforma de Candelario hasta el pico del Torreón (hay que hacer notar que en muchos mapas topográficos este pico se denomina erróneamente como Calvitero). En el camino hacia nuestro objetivo podemos ver otros aparatos glaciares muy bien desarrollados y situados en las vecinas provincias de Ávila (glaciares del Trampal y de Hoyamalillo), y de Salamanca (glaciar de Hoyamoros). Estos aparatos glaciares se desarrollaron mucho más que los extremeños debido a su orientación al norte, lo que facilitaría que se pudiese acumular mucha mayor cantidad de nieve-hielo.



Todos los nichos glaciares que hemos mencionado tuvieron un escaso desarrollo debido a dos factores: por un lado, como ya se ha comentado, a su orientación y por otro a la gran pendiente de las zonas en que se instalaron. Estos dos factores hicieron que no fuera posible la acumulación de la cantidad de nieve-hielo necesaria para formarse un glaciar de valle o, incluso, de circo.

En cuanto a la presencia de figuras de protección ambiental, la zona donde está enclavado el Glaciar de la Serrá forma parte de la Reserva Natural “Garganta de los Infernos”, declarada espacio natural protegido por la Junta de Extremadura y del Lugar de Interés Comunitario (LIC) “Sierra de Gredos y Valle del Jerte”.

En este espacio protegido hay que resaltar, además de los valores geológicos como el ya conocido glaciar, los Pilonos y las formas periglaciares ya mencionadas, valores botánicos de gran interés por su escasez en la Comunidad Extremeña, como los bosques atlánti-

cos de rebollos, los extensos piornales o los prados alpinos, estos últimos de reducida extensión. Así mismo entre la flora presente se localizan endemismos gredenses, flora relictas cuaternaria (megaforbios) y flora de turbera. En cuanto a los valores faunísticos de esta reserva, destaca la ya bastante numerosa población de cabras monteses. El aumento en la población de cabras ha sido posible gracias a la creación de la Reserva Regional de Caza de la Sierra a principios de los años ochenta.

Las comarcas del Valle del Jerte y de la Vera reúnen un conjunto de poblaciones serranas de interés cultural por la arquitectura típica que presentan. También destacamos los numerosos parajes naturales de interés paisajístico como bosques y gargantas, debido a un clima muy característico húmedo y protegido de los fríos vientos del norte por la presencia de la Sierra de Gredos.

Si nos viéramos obligados a destacar algún aspecto concreto de todos los valores de estas comarcas lo haríamos por la floración del cerezo. En el breve periodo de dos semanas, durante el mes de marzo, y sobre todo en el Valle del Jerte, el paisaje adquiere una belleza casi inigualable cuando las laderas del valle se tiñen de blanco por las numerosísimas flores de los cerezos.

Desde el punto de vista geológico hay que destacar que el Río Jerte se encaja a lo largo de la falla de Plasencia. En la zona del puerto de Tornavacas se pueden observar perfectamente zonas milonitizadas y brechificadas por el desplazamiento de dicha falla, vemos aquí como los granitos están muy rotos y parcialmente transformados.

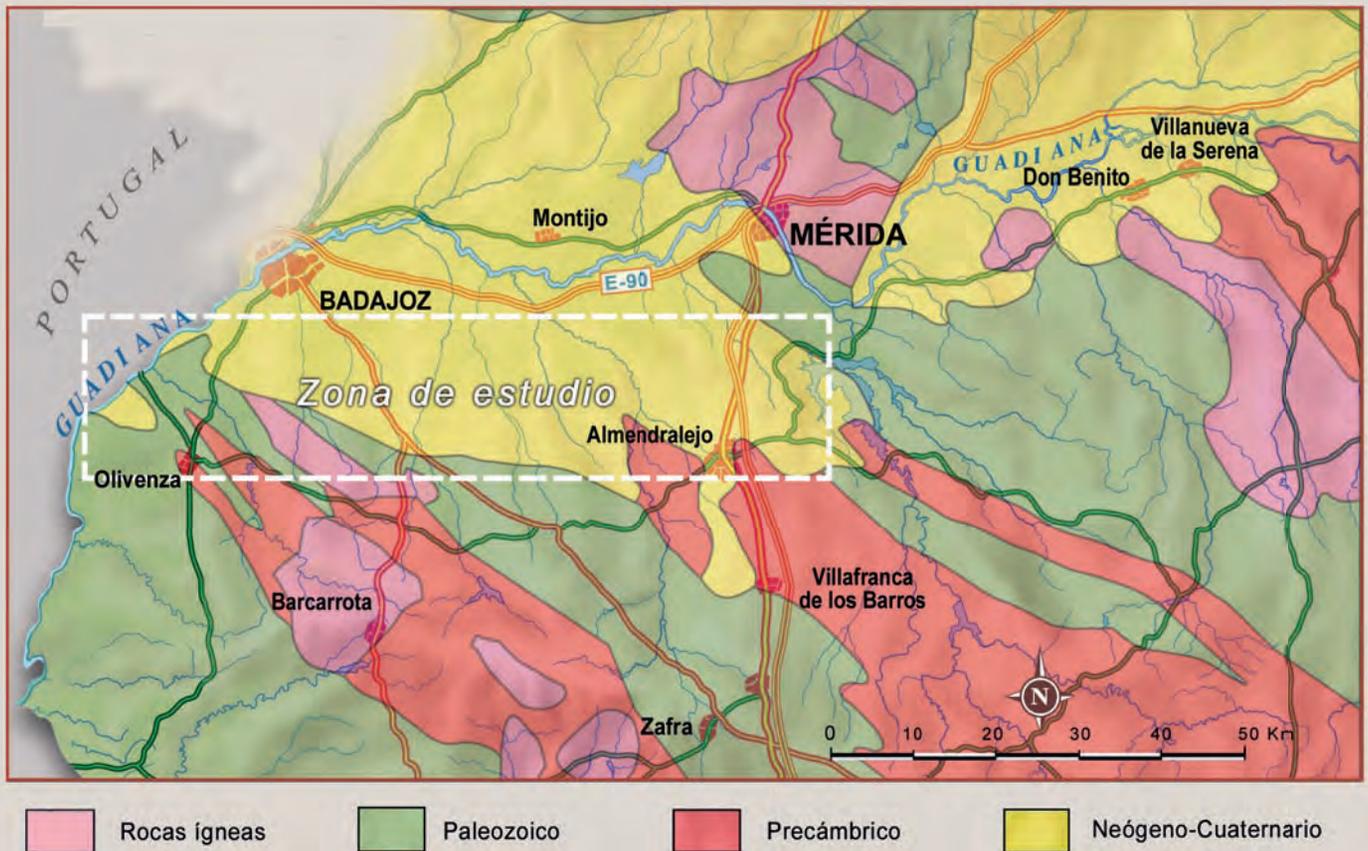


*Vista aérea
de la Tierra de Barros.*



El Terciario de Tierra de Barros

La Cuenca del Guadiana constituye una de las grandes depresiones terciarias interiores del macizo ibérico. En su margen meridional se ubica la Tierra de Barros, comarca extensa y llana, modelada sobre los sedimentos que rellenaron el sector sur de esta depresión. Se trata de un conjunto de materiales detríticos poco potentes (unos 100 a 200 metros de espesor), depositados durante el Terciario y Cuaternario en ambientes continentales de tipo fluvial, lacustre y fluvio-lacustre, sobre el sustrato ígneo y metamórfico de la extensa y arrasada Meseta Ibérica.



El escaso relieve de este área, y de la cuenca en general, hace que no existan afloramientos espectaculares. De hecho, la del Guadiana, ha sido una de las grandes cuencas terciarias ibéricas históricamente peor conocidas. Aún así, algunos de estos afloramientos permiten reconstruir, a grandes rasgos, cómo ha evolucionado la geografía, el clima y el paisaje de esta región a lo largo de las últimas decenas de millones de años; permiten, en suma, reconstruir su evolución. Estos afloramientos tienen un gran valor didáctico y científico y forman parte, por tanto, del Patrimonio Geológico de Extremadura.

La Meseta Ibérica constituye un extenso relieve constituido por terrenos ígneos y metamórficos emergidos y estructurados ya a finales de la Era Primaria durante la Orogenia Hercínica, hace, al menos, unos 250 millones de años. Des-

de entonces, y a lo largo de toda la era Secundaria, estuvo emergida y sometida a un intenso proceso de erosión que fue desmantelando los relieves más elevados mientras que los sedimentos arrancados eran depositados en las cuencas marinas que la rodeaban por aquel entonces, mucho más tarde erguidas como las actuales cordilleras bética, hacia el sur, y, pirenaica, hacia el noreste.

En efecto, a inicios de la Era Terciaria, hace unos 65 millones de años, estaba ya probablemente activo el ciclo de la Orogenia Alpina, que más adelante, en sus fases álgidas, acabará estructurando las dos principales cadenas alpinas ibéricas, la Bética y Pirineo, así como sus prefosas marinas, que terminarán emergiendo para configurar lo que hoy conocemos como las depresiones del Guadalquivir y del Ebro, respectivamente.

Pero todo este titánico proceso orogénico tuvo también sus repercusiones en el interior del rígido macizo ibérico, generando y activando grandes fallas cuyos movimientos generaron un sistema de bloques levantados (horsts) y depresiones o fosas tectónicas. Así, al inicio del Mioceno, hace unos 23 millones de años (para otros autores a finales ya del Oligoceno), la gran meseta queda dividida por el Sistema Central en la mitad septentrional, hoy drenada por el Duero, y la mitad meridional, está última, a su vez, dividida por los Montes de Toledo entre las actuales cuencas del Tajo y del Guadiana.

Por tanto, hacia el Paleógeno Superior-Neógeno (entre hace 28 a 25 millones de años), la depresión del Guadiana ya existía, y su cubeta, poco profunda, recogía los sedimentos arrancados por la erosión fluvial del viejo Macizo Ibérico, que continuaba con su proceso de arrasamiento y peniplanización.

Existía, pero no configurada exactamente tal como hoy la conocemos, abierta al Océano Atlántico y con un gran dispositivo fluvial instalado, el Guadiana. Pasó por fases en las que estuvo cerrada por el oeste, constituyendo un sistema fluvio-lacustre, más tarde se abriría hacia la cuenca atlántica, con un dispositivo fluvial precursor y ya similar al del actual Guadiana, y volvería a cerrarse luego, generando de nuevo áreas lagunares muy someras, para volver a abrirse finalmente buscando de nuevo su salida al océano. Estas aperturas y cierres debieron estar controladas por un juego tectónico de bloques a favor de grandes fracturas regionales de dirección N40°E, de las que la más significativa puede ser la Falla de Plasencia, y otras asociadas de dirección N120°E.

Estos cambios geográficos, y los correspondientes cambios climáticos y pa-

CICLOS	UNIDADES			LÍMITES	PALEOAMBIENTES	
CUATERNARIO	Aluviones	Coluviones		Cambio lateral de Facies Discordancia	Sistema fluvial actual	Depósitos de vertiente actual
	Terrazas	T3		Discordancia	Sistema fluvial. Fuertes contrastes climatológicos	
		T2		Discordancia		
		T1		Discordancia		
PLIOCUATERNARIO	Rañas			Discordancia (S2)	Abanicos aluviales. Clima húmedo	
	Costra calcárea			Discordancia (S1+glacis desnudo)	Encharcamientos temporales bajo un clima cálido con estación seca marcada	
TERCIARIO	Unidad Superior	Facies Almendra-lejo	Facies Badajoz	Cambio lateral de facies	Abanicos aluviales con canales de morfología trezada. Clima árido	Fluvial. Canales meandriformes con llanuras de inundación. Clima árido
	Unidad Inferior	Arcillas rojas de Lobón		Discordancia	Sistema fluvio-lacustre. Clima cálido-húmedo	

Afloramiento de las arcillas rojas de Lobón en el escarpe del Guadiana, encima las areniscas de la Formación Almendralejo.

leoambientales, quedaron registrados en el relleno sedimentario de la cuenca.

Se han distinguido tres ciclos sedimentarios en los materiales terciarios y cuaternarios existentes en el área meridional de la cuenca, al sur del actual

río Guadiana, y dentro de ellos se han establecido diversas unidades estratigráficas. En el cuadro de síntesis figura un esquema de estas divisiones.

El primer ciclo, de Edad Terciaria, se implanta sobre un sustrato en el que se habían desarrollado perfiles de alteración de gran envergadura. Está constituido por una formación inferior fluvio-lacustre (Arcillas Rojas de Lobón), a la que se superpone una formación fluvial, más próxima al área de alimentación en el sector este (Facies Almendralejo) y más alejada hacia el oeste, hacia Portugal (Facies Badajoz) (Villalobos M. y Jorquera, 1998).

El segundo ciclo sedimentario, de Edad Pliocuaternalia, está representado por depósitos de costras calcáreas en las zonas centrales de la cuenca, y desarrollo posterior de sedimentación “tipo raña” en sus áreas marginales.

Por último, el tercer ciclo sedimentario está representado por un régimen esencialmente erosivo durante el cual se produce el encajamiento de la red hidrográfica y el depósito de las terrazas y aluviales de edad cuaternaria asociados a ella, así como un conjunto de coluviones de escasa potencia que tapizan gran parte de la superficie de la cuenca.

Existen, al menos, dos afloramientos muy buenos de las arcillas rojas de Lobón y su contacto con areniscas de la Formación Almendralejo, el primero en los alrededores del propio núcleo urbano de Lobón y, el segundo, a lo largo del cauce del río Guadajira, entre las localidades de Solana de los Barros y Lobón.



En Lobón, la parte inferior del afloramiento constituye una monótona sucesión de arcillas muy puras y arcillas arenosas masivas de color rojo que, en el escarpe del Guadiana, presentan hasta 30 m de potencia. Por datos de sondeos se sabe que en este sector tienen una potencia de unos 80 m, descansando directamente sobre un granito.

A lo largo de la margen izquierda del río Guadajira forman un afloramiento continuado, de unos 14 km de extensión, en el que se observan los últimos 3 a 8 m de la serie. En este caso exponen un magnífico corte radial de la unidad desde las zonas próximas al área de alimentación (este), hasta las más alejadas

o distales (oeste), donde se observa una disminución progresiva del tamaño de grano del sedimento.

Contienen una flora-fauna de charáceas y ostrácodos, indicadoras de medios lacustres. El medio de depósito ha sido interpretado como una zona de llanura de inundación de un sistema fluvial, vegetada y sometida a desbordamientos y encharcamientos temporales, pudiendo hablarse en algunos casos de medios estables genuinamente lacustres.

Sobre el paquete de arcillas, y con un contacto neto erosivo y discordante, se observa la base de la Formación Almen-dralejo, constituida esencialmente por

Vista del contacto neto erosivo y discordante entre las llamativas arcillas rojas y las areniscas y microconglomerados.



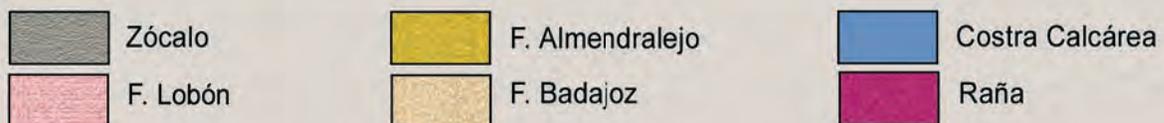
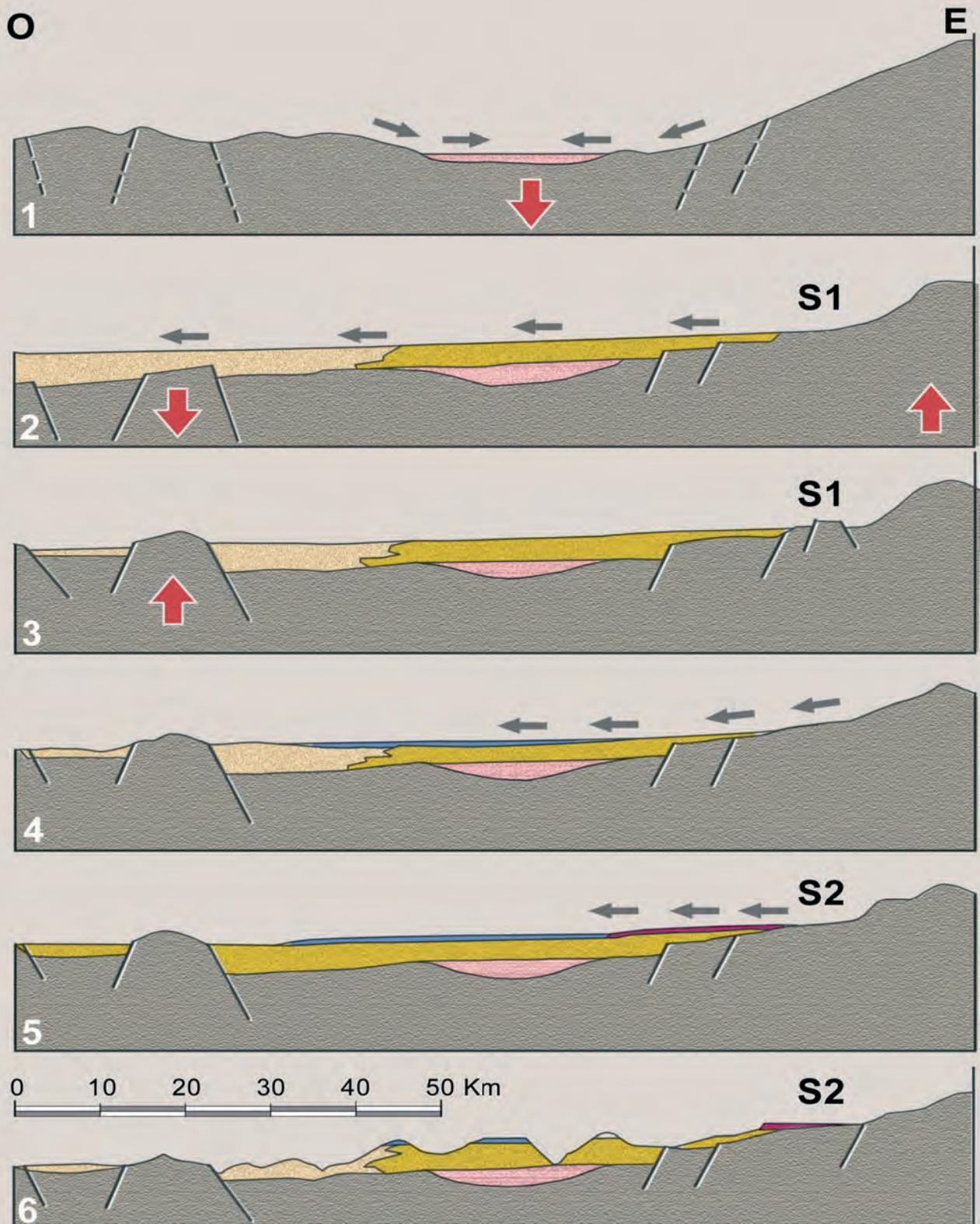
Detalle de las areniscas y microconglomerados de la Formación Almendralejo, en la esquina inferior derecha se observa el contacto con las arcillas rojas de Lobón.



areniscas y microconglomerados con estratificaciones cruzadas, de tonos amarillos, que contrastan fuertemente con el color rojo de las arcillas inferiores. El contacto entre ambas formaciones se debe probablemente a un cambio en las condiciones tectónicas y climáticas, hacia un ambiente más árido y con aguaceros torrenciales, que debió favorecer la instalación de otro tipo de dispositivo fluvial, más parecido a los que actualmente existen en las zonas áridas peninsulares, de morfología trezada.

La historia evolutiva del resto de la cuenca no es ya observable en estos afloramientos, pero no carece de interés. Un movimiento de fracturas provocaría el cierre de la cuenca fluvial por el oeste (croquis 3) y dará paso a un nuevo ciclo sedimentario (Pliocuaternario) en el que se desarrolla una costra calcárea, de hasta dos metros de potencia, sobre un glacis desnudo que se desarrolla con suave pendiente hacia el oeste (croquis 4). El origen del glacis se relaciona con mantos de arroyada continua bajo un

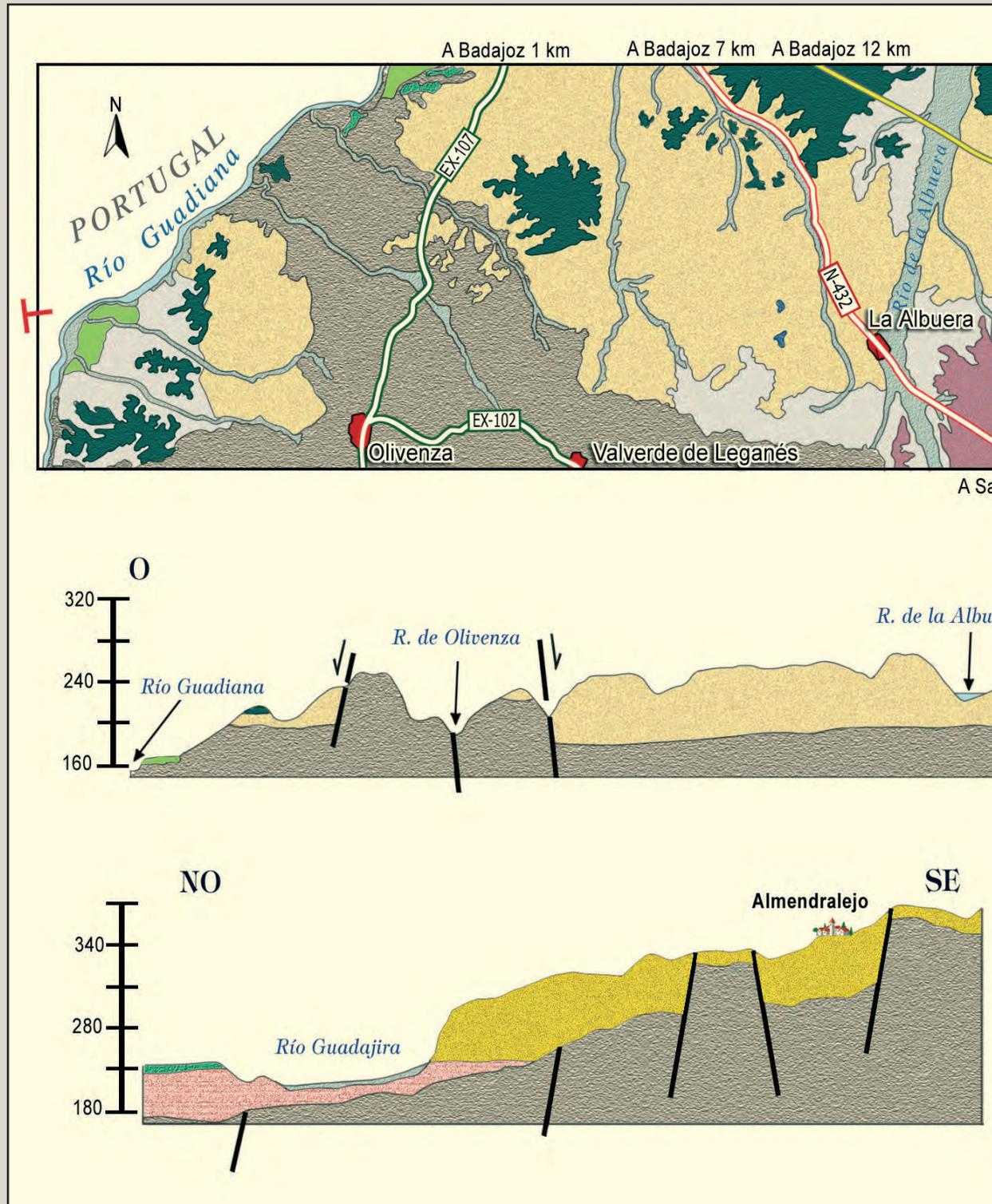
Esquema evolutivo de la cuenca terciaria. (pág. dcha.)



S1: Superficie erosiva correspondiente a la colmatación del Terciario.
S2: Superficie erosiva (Pediment) de la Raña.

clima árido, con estación seca marcada y fuertes precipitaciones estacionales. El agua empararía las areniscas sobre las que se desarrolla el glacis desnudo y por capilaridad y evaporación generaría un nivel basal de carbonatos pulverulentos. Posteriormente, y en un clima más húmedo, se producirían encharcamientos

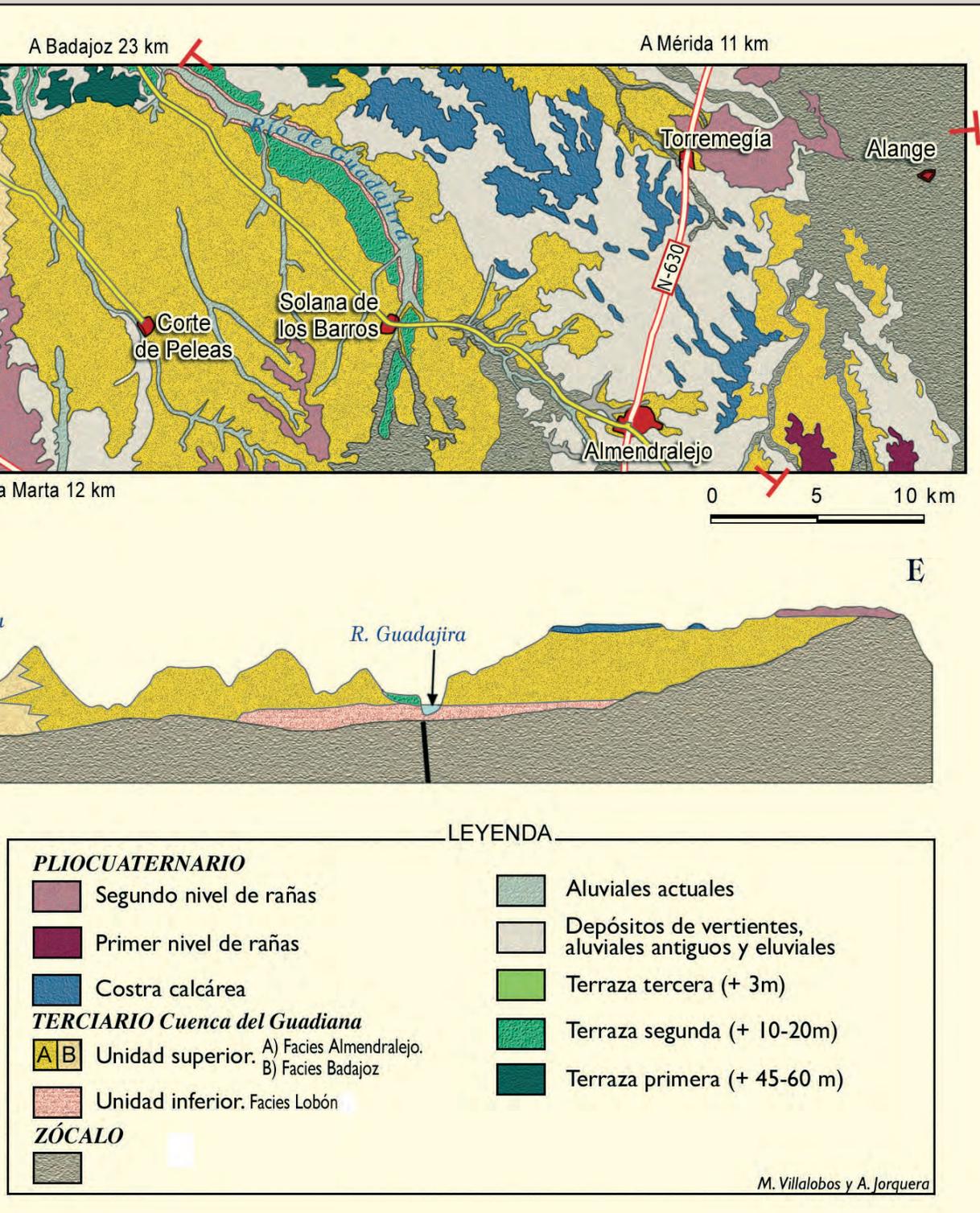
sobre la superficie impermeabilizada, con etapas de encharcamiento-desecación que formarían una costra laminada a techo de la unidad, más tarde karstificada y salpicada por dolinas en cubeta poco profundas, de varias decenas de metros de diámetro, con suelos rojos y pardos residuales en sus fondos.



Un nuevo cambio hacia un clima húmedo de insistentes precipitaciones estacionales, produce el desarrollo de las rañas y la karstificación de la costra calcárea (Rodríguez Vidal J. *et al*, 1988) (croquis 5).

Ya en el Cuaternario se produce la implantación de un régimen predomi-

nantemente erosivo durante el cual tiene lugar el encajamiento de la red hidrográfica, con el consiguiente depósito de terrazas (T1 a + 45-60 m; T2 a + 10-20 m; y T3 a + 3 m) y aluviones, así como una delgada película de coluviones que tapizan en gran parte la superficie actual de la cuenca (croquis 6).





Vista aérea de la Raña en la orla de piedemonte que bordea los relieves cuarcíticos de Las Villuercas.



Raña de Cañamero

La raña es una formación detrítica continental característica del centro y oeste de la Península Ibérica que aparece asociada a las alineaciones cuarcíticas que conforman las zonas montañosas del Macizo Ibérico. La raña constituye la formación sedimentaria cenozoica de mayor extensión y significación en Extremadura. Se trata de amplios mantos de conglomerados cuarcíticos de poco espesor y carácter fluvial con gran interés geomorfológico, edafológico, cronestratigráfico y paisajístico, entre otros, siendo objeto de un intenso debate científico multidisciplinar.

La raña se sitúa en la orla de piedemonte que bordea las zonas montañosas en formas que se prolongan por la penillanura cacereña y la depresión del Guadiana. El entorno de los relieves paleozoicos constituyen excelentes puntos de observación de ésta, pudiendo citarse los relieves dibujados por la Sierra de San Pedro, las crestas cuarcíticas de Las Villuercas, los relieves de Monfragüe y los de la comarca conocida como “Los Montes” o “La Siberia”.

En las comarcas de Villuercas y Los Montes son muy representativas y conocidas, entre ellas se citan las Rañas de Cañamero, del Pinar, de Castilblanco y de Puerto Rey, que toman su nombre de las poblaciones más próximas. Destaca La Raña de Cañamero y/o Valdecaballeros por su gran extensión así como excelentes condiciones de observación, por su fácil acceso y mayor tránsito dentro de las rutas turísticas habitualmente establecidas dentro de Extremadura.

La Raña de Cañamero está limitada en el sector occidental por el río Rucas.





La raña se dibuja como un relieve amesetado, al fondo los empinados picachos cuarcíticos de Las Villuercas.

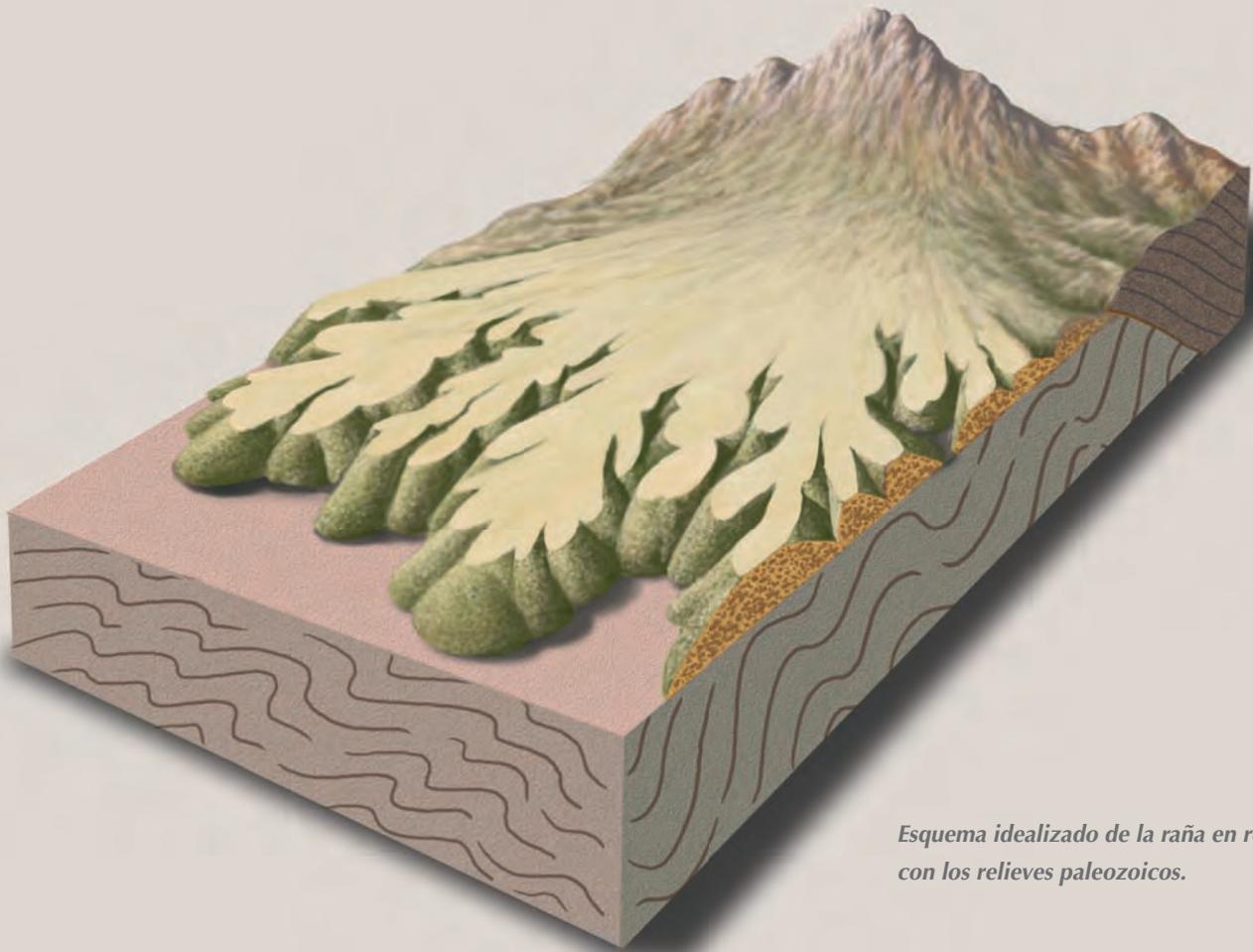
Esta formación ocupa parte de los términos municipales de Cañamero, Logrosán, Casas de Don Pedro, Talarrubias, Alía y Valdecaballeros. El acceso a la raña se puede realizar a través de la carretera N-430, a la altura de Navalvillar de Pela, tomando la carretera EX-115 de Obando a Guadalupe, dicha vía atraviesa la formación sedimentaria y discurre sobre ella a lo largo de unos quince kilómetros. Asimismo se puede acceder desde la población de Valdecaballeros a través de la carretera EX-316 en dirección a Guadalupe y desde Cañamero por la carretera EX-102, confluyendo todas estas carreteras en el cruce de Puerto Llano.

Los materiales que conforman el basamento de la zona de estudio se enmar-

can desde el punto de vista geológico en la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico, siendo la depresión tectónica del Guadiana, correspondiendo a su afluente el río Gargáligas el límite sur de dicha área y las Sierras de Las Villuercas el límite septentrional; en los sectores occidental y oriental está bordeada por los ríos Rucas y Guadalupejo respectivamente.

En este marco geológico, la raña presenta una clara concepción geomorfológica, al tratarse de materiales que conforman un relieve amesetado de gran extensión que contrasta con los empinados picachos cuarcíticos de las sierras que caracterizan esta comarca extremeña. Estas formaciones llaman la atención por su aspecto aplanado resaltando del quebrado paisaje en el que se insertan.





Esquema idealizado de la raña en relación con los relieves paleozoicos.

La formación de raña de Cañamero, como se puede apreciar en la imagen de satélite, constituye una extensa plataforma triangular abierta hacia el sur, con extremos en forma de apéndices que le dan un aspecto de superficie digitada como consecuencia de la erosión remontante de los arroyos y actúa de divisoria entre los ríos Rucas y Guadalupejo.

Se registran cotas que varían entre 680 m al norte y 515 m de altitud medidos al sur, la pendiente longitudinal media es del 7%. Estas superficies aparecen muy degradadas por la acción erosiva de los arroyos.

Del análisis de la disposición de las rañas y de sus rasgos sedimentológicos se deduce que no se trata de formacio-

nes de ladera, sino de aluvionamientos; reúnen las características de pendiente y longitud de los glaciais de piedemonte. El arranque o comienzo de estas superficies se sitúa en la parte más meridional de los valles que recogen la escorrentía de las sierras de las Villuercas y que sirven de curso a los actuales ríos Rucas y Guadalupejo.

Durante mucho tiempo estas formaciones se han interpretado como depósitos de carácter fanglomerático, no obstante, en la actualidad la raña es considerada más estrictamente fluvial, lo que significa volver a la idea de los antiguos investigadores. Unos autores consideran el carácter fluvio-torrencial y para otros las rañas están definidas por un sistema de canales entrecruzados tipo braided.

Imagen de satélite de la Raña de Cañamero. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente. S.I.G. (pág. izqda.)

Detalle de un perfil de esta formación sedimentaria donde se aprecian los cantos subredondeados de cuarcitas englobados en una matriz arenarcillosa de color ocre-rojizo.



En cuanto a las condiciones climáticas reinantes durante el proceso de formación de la raña cabe destacar que actualmente toma mayor importancia y peso la hipótesis de un clima estacional, no necesariamente árido, frente a las hipótesis iniciales que defienden unas

condiciones áridas o semiáridas originadas bajo un régimen pluviométrico anormal, con precipitaciones desiguales e impetuosas.

El término raña, aunque tiene una gran carga geomorfológica, alude asi-

mismo a un tipo de formación sedimentaria que tapiza las cuencas o fosas tectónicas originadas durante la orogénea alpina. Constituyen acumulaciones conglomeráticas que pueden rebasar en la zona de estudio los 30 m de espesor, formados mayoritariamente por cantos, ocasionalmente y en cabecera bloques, de cuarcitas, con formas subredondeadas y con matriz arenarcillosa de color rojizo-ocre, apoyados sobre un sustrato alterado; en menor proporción aparecen también cantos de areniscas y en ocasiones de pizarras. El techo de esta unidad se encuentra afectado por una intensa meteorización que además da lugar al desarrollo de suelos muy evolucionados. Se identifican asimismo concreciones de óxidos siendo los cantos muy ferruginosos, en ocasiones se encuentran cementados por óxidos de hierro y manganeso. Aunque esta formación se ha ubicado convencionalmente en el tránsito Neógeno-Cuaternario, se le han atribuido distintas edades dependiendo del lugar de observación, los autores sí coinciden en situar el límite cronológico superior con anterioridad al establecimiento de la actual red fluvial.

Los suelos de la raña presentan, en general, una baja productividad con escaso aprovechamiento agrícola y ganadero, sin embargo son utilizadas para ciertos cultivos, ya que su laboreo es fácil al ser superficies extensas y llanas.

Importancia y singularidad

El interés de la raña radica principalmente en su valor geomorfológico, cronoestratigráfico, morfogenético, paleoclimático y paleoedafológico. Su estudio presenta gran interés científico

que, además, es motivo de un debate científico interdisciplinar.

Destaca el interés geomorfológico de estas formaciones como grandes altiplanicies pedregosas que llaman la atención sobre el paisaje y presentan particularidades de índole geográfica. Constituyen un elemento fundamental para interpretar la morfogénesis en los últimos tiempos geológicos. Estos depósitos aportan información sobre los ambientes geodinámicos que han dado lugar a los glaciares de piedemonte.

En cuanto a la Paleoclimatología, la transición Neógeno-Cuaternario tiene una decisiva implicación en la formación inicial de la raña y la caracterización, más perfecta y detallada, está avanzando, fundamentalmente a la hora de identificar los distintos climas previos a la deposición de la raña, mediante el análisis de la alteración del sustrato, así como al conocimiento de los climas durante su emplazamiento, y finalmente, en cuanto al efecto posterior de las pulsaciones climáticas del Cuaternario.

Las rañas presentan los suelos más antiguos de Europa y de la región mediterránea, por lo que su estudio permite alcanzar una información que no está disponible en otras formaciones naturales, especialmente en cuanto a Paleoclimatología y Paleoedafología, pues unas superficies tan estables geomorfológicamente han sido sometidas a la actividad de los climas desde el final del Plioceno y durante todo el Cuaternario.

En general se trata de paisajes antiguos bien conservados con muy buenas condiciones de observación y accesibilidad.

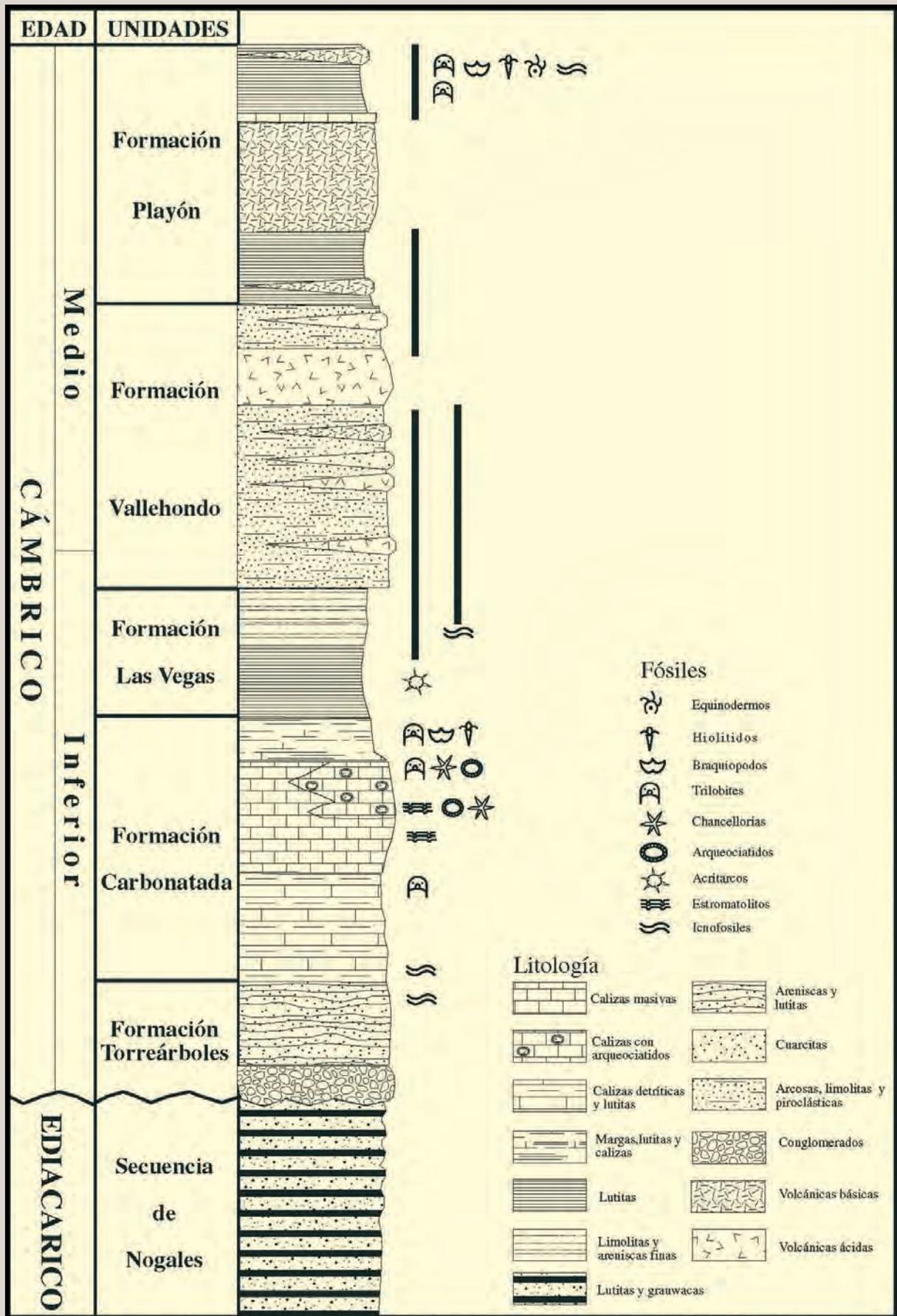


*Arqueociatos
de Alconera.*



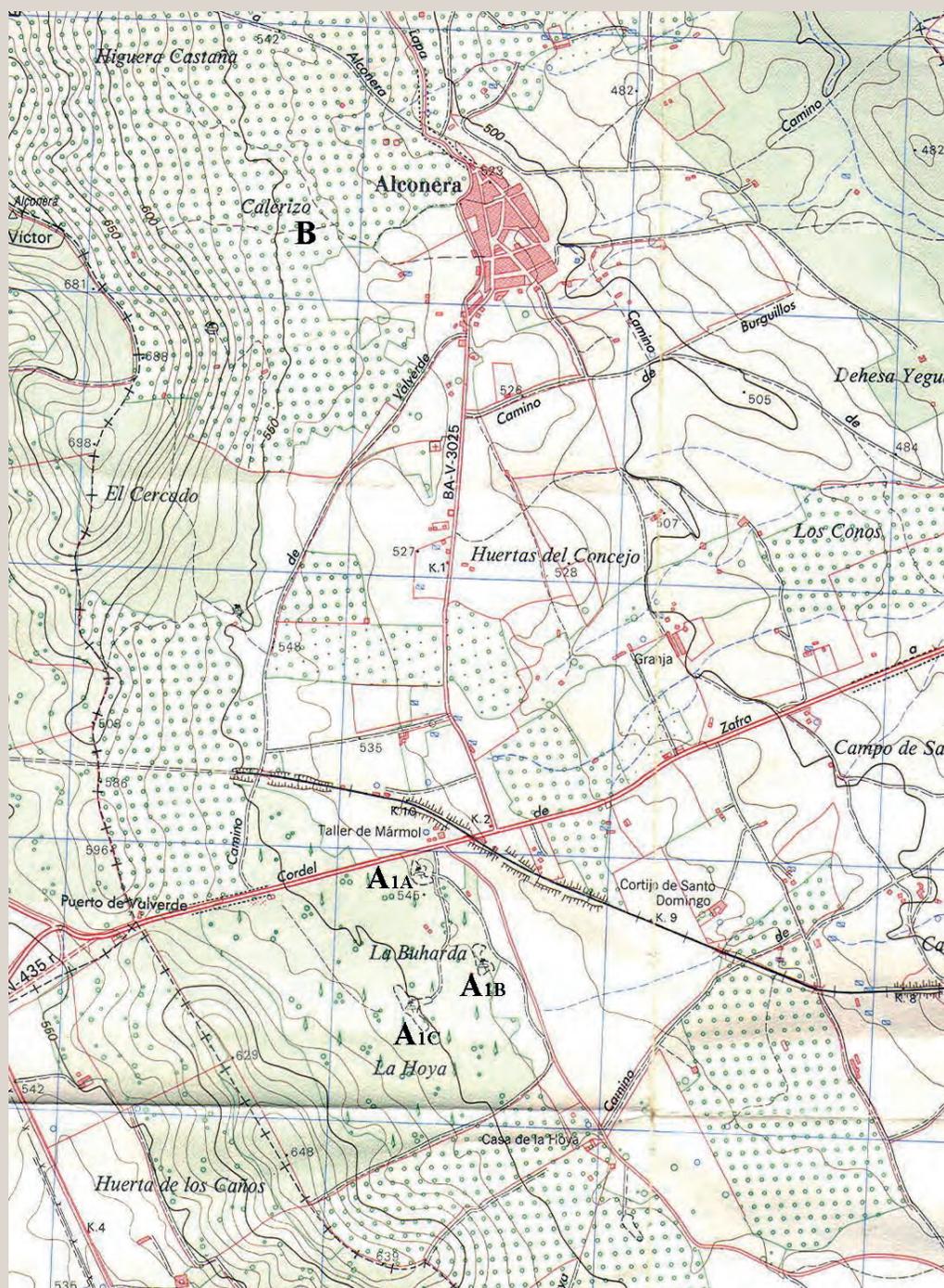
Yacimientos paleontológicos de Alconera

En el municipio de Alconera se localizan numerosas canteras de calizas de edad Cámbrico Inferior, cuya explotación se podría remontar a épocas romanas. Las amplias superficies de exposición que han dejado las labores antiguas, y la disolución diferencial de los carbonatos, permiten observar abundantes organismos coloniales pertenecientes a los arqueociátidos, un grupo de poríferos con esqueleto la-



Sucesión del Neoproterozoico-Cámbrico en el área de Zafrá.

Mapa de situación de las canteras que contienen yacimientos de arqueociáticos.



minar perforado y carentes de espículas. Fueron descubiertos por Hernández Pacheco (1933), y dada su excelente exposición y la escasa dificultad de acceso, han sido ampliamente estudiados por diversos investigadores, siendo el pionero Bermudo Meléndez (1941-43).

Los materiales cámbricos del área de Zafra se pueden agrupar en cinco formaciones, cuyas características y li-

tología se describen de forma sintética en la columna adjunta. Los yacimientos de arqueociatos se localizan en la **Formación Carbonatada** que está constituida por tres tramos. El tramo inferior de más de 500 metros de potencia incluye alternancias de carbonatos detríticos y lutitas de gran monotonía en cuyo techo aparecen los trilobites más antiguos de la comunidad extremeña (*Serrania n. sp.*) El tramo medio, con un espesor

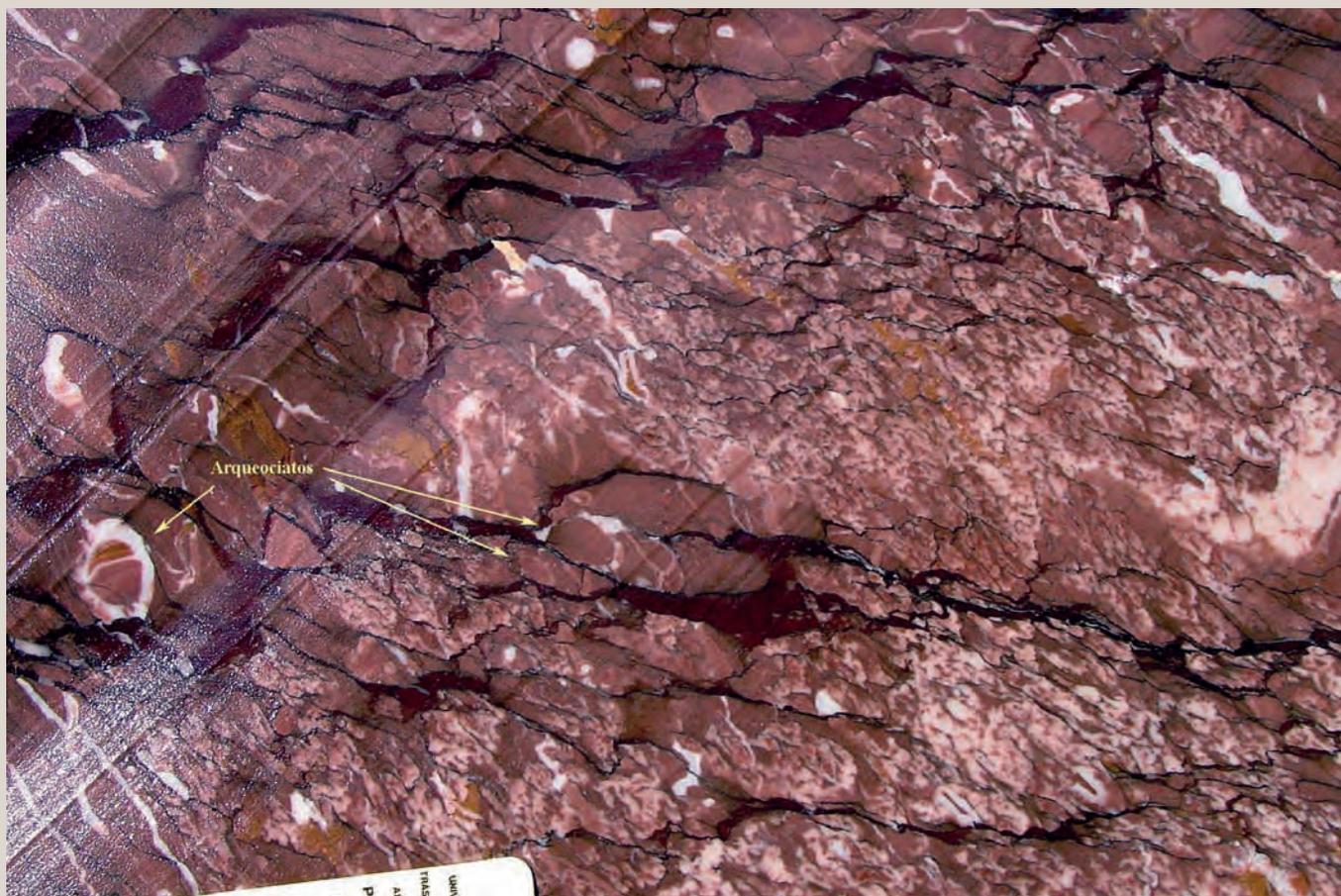
Sobre los niveles de estromatolitos se observan nontículos construidos por calcimicrobios que alternan con lutitas donde se incluyen nódulos calcáreos.



Se engloban en una matriz micrítica, homogénea y de color rojo. Se encuentran dispersos y con variedad de tamaño.

de unos 500 metros, corresponde fundamentalmente a calizas en bancos potentes y a veces masivas, con frecuentes bioconstrucciones de estromatolitos, en cuyo techo aparecen localmente (Área de Alconera) importantes bioconstrucciones que incluyen arqueociátidos. El tramo superior está constituido fundamentalmente por lutitas margosas de

tonos violáceos con trilobites, braquiópodos inarticulados e hyolítidos; esta unidad, muy uniforme en toda la Zona de Ossa Morena, representa el avance de la transgresión cámbrica, apareciendo por primera vez trilobites miómeros planctónicos pertenecientes a los géneros *Delgadella* y *Serrodiscus* (Liñán y Perejón, 1981).



Los yacimientos de arqueociátidos se localizan en cinco canteras cuya localización se muestra en el mapa de situación. Las canteras situadas en el Calerizo al oeste de Alconera (B), aunque contienen abundantes arqueociatos, han sido objeto de pocos estudios, por lo que nos centraremos en las canteras más estudiadas, situadas al sur de la cementera en los términos de La Buharda y La Hoya (A_{1A} , A_{1B} , A_{1C}).

Los primeros niveles con arqueociátidos se han localizado en la cantera A_{1C} y en la pared de la entrada del túnel del ferrocarril, al sur de la estación de Alconera. Las calizas están bastante recristalizadas, aunque se pueden reconocer estructuras algales denominadas thrombolitos (constituidos por elementos cryptalgales que se ramifican y anastomosan formando columnas de tamaño reducido y contorno irregular), y los problemáticos estromatactis, interpretados por algunos autores como cavidades ocupadas por tapetes microbianos y cuestionado su origen biológico por

otros. Actualmente aparecen rellenas de cementos micríticos de tonos blanquecinos. Los arqueociátidos presentan una escasa variedad de formas reunidas en los géneros *Nochorocyathus*, *Taylorcyathus* y *Erismacoscinuque* que constituyen (Perejón *et al.*, 2001) una asociación pionera formada por cálices solitarios de pequeño tamaño que colonizaban fondos blandos.

Los yacimientos más espectaculares y que contienen una mayor abundancia y diversidad de arqueociatos se localizan en las Canteras A_{1A} y A_{1B} , situadas ambas en el mismo nivel estratigráfico, que constituye la transición entre el tramo medio y superior de la formación carbonatada e incluye bioconstrucciones en forma domos o montículos, lutitas con nódulos calcáreos y abundantes brechas calcáreas; posiblemente estas últimas son producto de la destrucción de los montículos recifales en la zona de barlovento batida por la acción de las tormentas. Los montículos recifales están constituidos por calcimicrobios

Detalle de los arqueociatos visibles en los frentes de cantera.





y arqueociatos incluidos en una matriz micrítica.

Los fósiles encontrados en ambas canteras engloban fundamentalmente calcimicrobios (*Epiphyton* y *Renalcis*), espículas de esponjas (chancelloridos), trilobites no clasificables y arqueociatos que incluyen los taxones de regulares *Nochorocyathus*, *Taylorcyathus*, *Erismacoscinus*, *Rotundocyathus*, *Urcyathus*, *Inessocyathus*, *Rasetticyathus*, *Sibirecyathus*, *Neoloculicyathus*, *Coscinocyathus*, *Retecoscinus*, *Antoniocoscinus* y *Mennericyathus*. Los taxones de arqueociátidos irregulares son menos diversos e incluyen los géneros *Alconeracyathus*,

Chouberticyathus, *Dictyocyathus*, *Proto-pharetra* y *Archaeopharetra*?

Las asociaciones encontradas en estos niveles se han interpretado como asociaciones florecientes (Perejón *et al.*, 2001) y representarían el máximo desarrollo de las comunidades recifales, cuyo armazón estaría constituido por grandes bioconstrucciones debidas a la acción de comunidades bacterianas que favorecerían la precipitación de carbonato.

Los montículos microbianos alcanzan dimensiones métricas. En la cantera A_{1A} se observan, en los niveles inferiores, estromatolitos en forma de domo de grandes

Formación carbonatada que incluye bioconstrucciones en forma de domos o montículos, lutitas con nódulos calcáreos y abundantes brechas calcáreas.

Los montículos recifales están constituidos por calcimicrobios y arqueociatos incluidos en una matriz micrítica.

dimensiones, formados por comunidades de tapetes microbianos y característicos de medios poco profundos (nivel del mar a nivel de acción del oleaje). Sobre los niveles con estromatolitos podemos observar numerosos montículos construidos fundamentalmente por calcimicrobios que alternan con lutitas que incluyen nódulos calcáreos. También son frecuentes los estromatactis constituidos por pseudoparita y que se encuentran en la parte interna de los montículos con una disposición irregular.

Dentro de una matriz micrítica, homogénea, y de color rojo son muy frecuentes los cálices de arqueociatos que se encuentran dispersos y con una gran variedad de tamaños y diversidad taxonómica. En general resulta difícil observar arqueociátidos en posición original,

posiblemente se situaban sobre las bioconstrucciones de calcimicrobios, y al morir una parte importante de ellos eran arrancados del sustrato por la acción del oleaje y cementados por la acción de los calcimicrobios incrustantes que constituyen el armazón del montículo.

Los materiales calcáreos están afectados por procesos que se sitúan en el umbral de la diagénesis avanzada al bajo metamorfismo. Se observan procesos de recristalización y procesos diagenéticos de cementación, dolomitización, estilolitización y silicificación.

También aparecen espectaculares procesos de karstificación que se pueden observar en todas las canteras, pero sin duda los más espectaculares son los que aparecen en la cantera A_{1C}.



Renalcis



Epiphyton

Frente de cantera con espectaculares procesos de karstificación.



21 12:57



*Panorámica de
la amplia planicie
dibujada por
la penillanura
trujillano-cacereña.*



Penillanura trujillano- cacereña

Recibe el nombre de penillanura extremeña la amplia planicie desarrollada sobre los materiales del zócalo hercínico centroibérico, fundamentalmente rocas metamórficas y graníticas, que ocupa la mayor parte del territorio de la región, constituyendo el rasgo más acusado de su morfología.

La geomorfología de la penillanura ha permitido el desarrollo de un agrosistema cuya visión es la tradicional de un mosaico de cultivos de secano, principalmente cereales, combinado con zonas de pastizales naturales que permiten la presencia de numerosas aves esteparias.

Formando parte de esta extensa penillanura y situada en la zona central de la provincia de Cáceres, se localiza la penillanura trujillano-cacereña, cuya altitud oscila alrededor de los 450 ó 500 metros. El área que ocupa está comprendida entre el río Almonte, al norte, y de este a oeste queda flanqueada por las Sierras de Villuercas, Guadalupe, Montánchez y San Pedro.

Son varias las comarcas que se localizan a lo largo de esta zona, destacando la de Trujillo, Tierras de Cáceres, parte de la comarca Montánchez-Tamuja así como la de Salor, con un entorno natural diferenciado en cada una de ellas ya que, pese a dominar principalmente una superficie de arrasamiento, la penillanura ofrece diferentes contrastes según predominen conjuntos litológicos metamórficos o ígneos en el sustrato en el que se asienta.

En cuanto a los accesos a la penillanura trujillano-cacereña, ésta puede recorrerse por diferentes itinerarios que unen las poblaciones asentadas en ella. Para contemplar una panorámica de este relieve pueden destacarse algunos puntos por ofrecer una perfecta visión del conjunto de la penillanura: los miradores naturales de la Montaña de Cáceres o el Risco, el punto más alto de la Sierra de la Mosca; se trata de un relieve residual localizado en el municipio de Sierra de Fuentes cuyo acceso se efectúa desde el pueblo siguiendo el camino que sube a la Ermita y a la estación meteorológica.

Por el sur de la penillanura, la agreste Sierra de Montánchez, que separa las cuencas del Tajo y Gadiana, nos proporciona unas extraordinarias vistas de

la llanura desde su Castillo, situado en un punto culminante de este macizo granítico.

Geológicamente la penillanura trujillano-cacereña se sitúa en el Dominio de Pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico (Díez Balda *et al.*, 1990 a), donde las sucesiones Precámbrico Superior-Cámbrico, conocidas como Complejo Esquisto Grauváquico, ocupan extensos afloramientos. Están constituidas fundamentalmente por pizarras y grauvacas en alternancia de bancos métricos, o de manera masiva, sobre todo las grauvacas. En esta zona afloran asimismo grandes superficies de rocas ígneas dando un relieve diferenciado. Las series sedimentarias han sido divididas, tras estudios más recientes efectuados en un área de la Zona Centro Ibérica localizada en el Suroeste de la provincia de Cáceres y Norte de Salamanca, en doce unidades litoestratigráficas más o menos formales, cuyo estudio sedimentológico detallado ha permitido individualizar catorce facies principales.

La génesis de estas series sedimentarias detríticas se interpretan como sedimentación en ambiente de talud y base de talud correspondientes a corrientes de turbidez y otros flujos asociados, como flujos en masa de tipo debris flow, corrientes tractivas y procesos de decantación.

Se sabe que toda el área estaba emergida a partir del Carbonífero, y se vio afectada por dos fases de deformación pertenecientes a la Orogenia Hercínica que van acompañadas de metamorfismo y plutonismo al que estarían ligadas las intrusiones graníticas (batolito de Trujillo), deformando las estructuras antes formadas.





Bujío: construcción típica de la penillanura trujillano-cacereña.



La primera fase del plegamiento hercínico dio origen a una serie de pliegues de escala métrica, generándose una esquistosidad de fractura muy patente, mientras que la segunda fase originó un conjunto de grandes estructuras, de escala kilométrica, donde se incluyen el gran anticlinorio centroextremeño (estructura extensa que engloba un complejo de pliegues de distintos órdenes que aparece en conjunto arqueada hacia arriba).

Como consecuencia de esta Orogenia Hercínica, la región ya emergida y organizada en grandes estructuras afectadas por fracturas y pliegues sufre un

intenso ataque erosivo que abarcaría desde el Estefaniense, al final del Carbonífero (hace unos 300 millones de años), hasta el Paleoceno situado en la base del Paleógeno (hace 65 millones de años).

Con la Orogenia Alpina, al principio del Terciario, se reactivan las fracturas existentes tras el importante periodo de arrasamiento que tuvo lugar en el área, originándose la fosa del Tajo, donde empiezan a depositarse materiales detríticos de origen continental. A lo largo del Terciario se van sedimentando materiales de similar naturaleza y origen continental hasta llegar al Pliocuaterna-

rio cuando tiene lugar el depósito de los materiales tipo raña.

La morfología actual del área se dibuja de forma definitiva recientemente, durante el Holoceno (Gómez Amelia, 1985), dominando una extensa llanura peniplanizada de 400 metros de altitud media que está siendo degradada por la red hidrográfica actual, donde domina un importante encajamiento de ésta en

toda la penillanura. En este proceso es determinante la influencia de la fracturación existente, tanto en el encajamiento y trazado de la red fluvial como en la posterior evolución de las formas de relieve.

La penillanura es uno de los relieves más representativos de la región extremeña, constituyendo la unidad fisiográfica más extensa y la que le da el carácter más genuino.

El paisaje monótono de la penillanura queda roto por los afloramientos graníticos.





Vista de la penillanura desde las proximidades de Serradilla.

Generada por el arrasamiento tanto de los pizarrales como de los materiales graníticos, vista en su conjunto la penillanura ofrece un paisaje de monotonía y regularidad cuando se enmarca en el dominio de pizarras. Esta monotonía queda rota cuando los afloramientos graníticos conforman el terreno, ya que la erosión ha hecho que estas áreas queden destacadas originando extensos berrocales, siendo el más característico, dentro del ámbito de estudio, el de los alrededores de Trujillo. El modelado granítico ha dado lugar a espectaculares morfologías delimitadas por amontonamientos caóticos de bolos donde destacan piedras caballerías que culminan en muchos puntos estos relieves.

La red hidrográfica que surca la penillanura, con dirección claramente Noroeste y a veces Oeste, está formada principalmente por los ríos Guadialoba, Gibranzos, Tamuja, Magasca, Tozo y Garciaz, afluentes todos ellos del Almonte que lleva sus aguas al Tajo. Al Oeste, el río Salor, recoge las aguas procedentes de la penillanura, hasta desembocar en el Tajo en su parte media. Estos cursos fluviales con caudales escasos, recogen sus aguas principalmente de las sierras de Montánchez, Guadalupe y Villuercas, drenando la extensa cuenca que representa la penillanura.

Tal red hidrográfica, con su conjunto de arroyos y regatos, está fuertemente

encajada en la penillanura rompiendo la uniformidad y diversificando el paisaje, donde destacan los riberos que constituyen márgenes de valles abruptos con cierto aislamiento de la vegetación, resultando zonas ecológicamente interesantes con entornos muy atractivos como los del río Magasca. Esta red hidrográfica es así mismo responsable de los procesos denudativos que han dado lugar, en el seno de las pizarras, a los afloramientos en forma de dientes de perro, cuya formación es debida a la erosión diferencial por la presencia de niveles de diferente competencia en los estratos, condicionada por la disposición subvertical de éstos y la esquistosidad.

Hay que destacar la presencia de la zona conocida como Llanos de Cáceres ocupando parte de la penillanura trujillano-cacereña, entre Cáceres y el río Al-

monte. Son llanos y riberos, dejados por la red hidrográfica sobre el zócalo, que conforman un horizonte de pseudoestepas que sirve de hábitat a un gran número de aves esteparias. Este sector de la penillanura está declarada Zona de Especial Protección para las Aves (Z.E.P.A.) en virtud de la Directiva 79/409 de Aves, así como Zona de Especial Conservación (Z.E.C.) según la Ley 8/1998 de Conservación de la Naturaleza y Espacios Naturales de Extremadura.

El interés de la penillanura trujillano-cacereña es fundamentalmente de índole geomorfológico, con singularidades como son los dientes de perro, los riberos así como los berrocales que se desarrollan entre sus límites. La componente litológica es decisiva a la hora de mostrar evidentes diferencias en los sectores donde afloran los distintos materiales como son pizarras y granitos.

Vista de la penillanura desde Trujillo, en primer plano los afloramientos graníticos y al fondo los relieves de la Sierra de Montánchez.





Primer plano del dique de diabasas y gabros asociados a la Falla de Plasencia, al fondo los granitos del batolito de Cabeza de Araya.



Falla y dique de Plasencia

La Falla/Dique de Plasencia es un accidente tectónico de escala continental, uno de los más notables de la Península Ibérica, y el más espectacular de Extremadura. Recorre una gran parte del Macizo Hespérico en dirección Noreste-Suroeste, por lo que se le ha denominado **línea maestra del Macizo Hercínico**. El origen de esta gran discontinuidad, en el Mesozoico, está relacionado con la tectónica de placas y la apertura del Atlántico, representando un proto-rift que no llegó a desarrollarse.

Se encuentra situada en el Noroeste de Extremadura discurrendo su trazado, en este marco, desde la localidad pacense de Alburquerque hasta la población de Tornavacas, ubicada en el Norte de la provincia de Cáceres.

El trazado de la Falla de Plasencia en Extremadura presenta algunos puntos de observación, de Norte a Sur, como son: Puerto de Tornavacas, Puerto de los Castaños, Norte del embalse de Alcántara (N-630), Sur del Embalse de Alcántara (accesos desde la estación de “la Perala” en la carretera N-630 y desde la carretera Arroyo de la Luz-Alcántara), y el Puerto de los Conejeros en la carretera de Badajoz a Alburquerque.

La Falla de Plasencia es un gigantesco accidente tectónico de desgarre visible a lo largo de unos 550 km desde el Alentejo portugués hasta las inmediaciones de la ciudad de Ávila, aunque posiblemente continúa hasta los Pirineos. Es una falla direccional senestra con una componente vertical muy pequeña y una componente horizontal que llega a superar los 3 km.

La Falla de Plasencia presenta un dique de rocas básicas asociado, intruído en ella; que se extiende de forma discontinua a lo largo de su trazado y está constituido por diabasas y gabros de un tamaño de grano muy variable. A escala macroscópica esta heterogeneidad granulométrica depende de su situación en las zonas marginales o internas del dique, así las rocas de las partes centrales del dique son de tamaño grueso con textura típicamente gabraidea, mientras que en las proximidades de los contactos la roca adquiere una fina granulometría idéntica a la que presentan todas las diabasas de Extremadura.



Desde un punto de vista geoquímico presenta características típicamente toleíticas similares a las rocas toleíticas continentales que proceden del manto superior.

Su edad ha sido establecida en varias ocasiones en distintas zonas con resultados que oscilan entre 275-220 M.a. y 220-160 M.a., lo que indica que la intrusión no ha tenido lugar en un episodio único, sino a lo largo de varias decenas de millones de años, abarcando desde el Pérmico pasando por el Triásico hasta el Jurásico Medio.

La génesis (según García Figuerola), se ha interpretado como un fenómeno unitario debido a que su composición es uniforme. Se produjo en una zona cratógena, que podría representar un proto-rift abortado. Con posterioridad a su emplazamiento ha sufrido procesos de trituración y desplazamiento.

Detalle de las rocas básicas asociadas a este accidente tectónico.

La geomorfología de la penillanura ha permitido el desarrollo de un agrosistema cuya visión es la tradicional de un mosaico de cultivos de secano, principalmente cereales, combinado con zonas de pastizales naturales que permiten la presencia de numerosas aves esteparias.

Formando parte de esta extensa penillanura y situada en la zona central de la provincia de Cáceres, se localiza la penillanura trujillano-cacereña, cuya altitud oscila alrededor de los 450 ó 500 metros. El área que ocupa está comprendida entre el río Almonte, al norte, y de este a oeste queda flanqueada por las Sierras de Villuercas, Guadalupe, Montánchez y San Pedro.

Son varias las comarcas que se localizan a lo largo de esta zona, destacando la de Trujillo, Tierras de Cáceres, parte de la comarca Montánchez-Tamuja así como la de Salor, con un entorno natural diferenciado en cada una de ellas ya que, pese a dominar principalmente una superficie de arrasamiento, la penillanura ofrece diferentes contrastes según predominen conjuntos litológicos metamórficos o ígneos en el sustrato en el que se asienta.

En cuanto a los accesos a la penillanura trujillano-cacereña, ésta puede recorrerse por diferentes itinerarios que unen las poblaciones asentadas en ella. Para contemplar una panorámica de este relieve pueden destacarse algunos puntos por ofrecer una perfecta visión del conjunto de la penillanura: los miradores naturales de la Montaña de Cáceres o el Risco, el punto más alto de la Sierra de la Mosca; se trata de un relieve residual localizado en el municipio de Sierra de Fuentes cuyo acceso se efectúa desde el pueblo siguiendo el camino que sube a la Ermita y a la estación meteorológica.

Por el sur de la penillanura, la agreste Sierra de Montánchez, que separa las cuencas del Tajo y Gadiana, nos proporciona unas extraordinarias vistas de

la llanura desde su Castillo, situado en un punto culminante de este macizo granítico.

Geológicamente la penillanura trujillano-cacereña se sitúa en el Dominio de Pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico (Díez Balda *et al.*, 1990 a), donde las sucesiones Precámbrico Superior-Cámbrico, conocidas como Complejo Esquisto Grauváquico, ocupan extensos afloramientos. Están constituidas fundamentalmente por pizarras y grauvacas en alternancia de bancos métricos, o de manera masiva, sobre todo las grauvacas. En esta zona afloran asimismo grandes superficies de rocas ígneas dando un relieve diferenciado. Las series sedimentarias han sido divididas, tras estudios más recientes efectuados en un área de la Zona Centro Ibérica localizada en el Suroeste de la provincia de Cáceres y Norte de Salamanca, en doce unidades litoestratigráficas más o menos formales, cuyo estudio sedimentológico detallado ha permitido individualizar catorce facies principales.

La génesis de estas series sedimentarias detríticas se interpretan como sedimentación en ambiente de talud y base de talud correspondientes a corrientes de turbidez y otros flujos asociados, como flujos en masa de tipo debris flow, corrientes tractivas y procesos de decantación.

Se sabe que toda el área estaba emergida a partir del Carbonífero, y se vio afectada por dos fases de deformación pertenecientes a la Orogenia Hercínica que van acompañadas de metamorfismo y plutonismo al que estarían ligadas las intrusiones graníticas (batolito de Trujillo), deformando las estructuras antes formadas.





*Risco de la Horcadura.
Cabañas del Castillo.*



Las Villuercas

La comarca de Las Villuercas está situada al sureste de la provincia de Cáceres, comprendiendo una vasta extensión entre la comarca de La Jara, al este, la penillanura trujillana, al oeste y los ríos Tajo y Guadiana, al norte y sur, respectivamente. Las Villuercas constituyen, tanto geográfica como geológicamente, una unidad con entidad propia. Aquí se encuentran las mayores alturas de Extremadura tras las de Gredos.

Desde el punto de vista geológico, la comarca pertenece a la zona Centro-Ibérica del llamado Macizo Ibérico o Macizo Hespérico, que a su vez ocupa una buena parte de la mitad occidental de la Península Ibérica.

Del pico de *La Villuerca* (1.601 m), máxima altura del macizo, en las proximidades de La Puebla de Guadalupe, parten un conjunto de sierras de disposición paralela y con dirección predominante sureste-noroeste, que van disminuyendo en altitud hacia el noroeste, configurando un gran arco a través de las sierras de Miravete, Monfragüe, Serradilla, Mirabel, etc., hasta introducirse en Portugal. Insignes geólogos y naturalistas del siglo pasado denominaron a estas sierras “Cordillera Central Cacerña”.

Entre las sierras se encajan los respectivos valles, unos llevando sus aguas

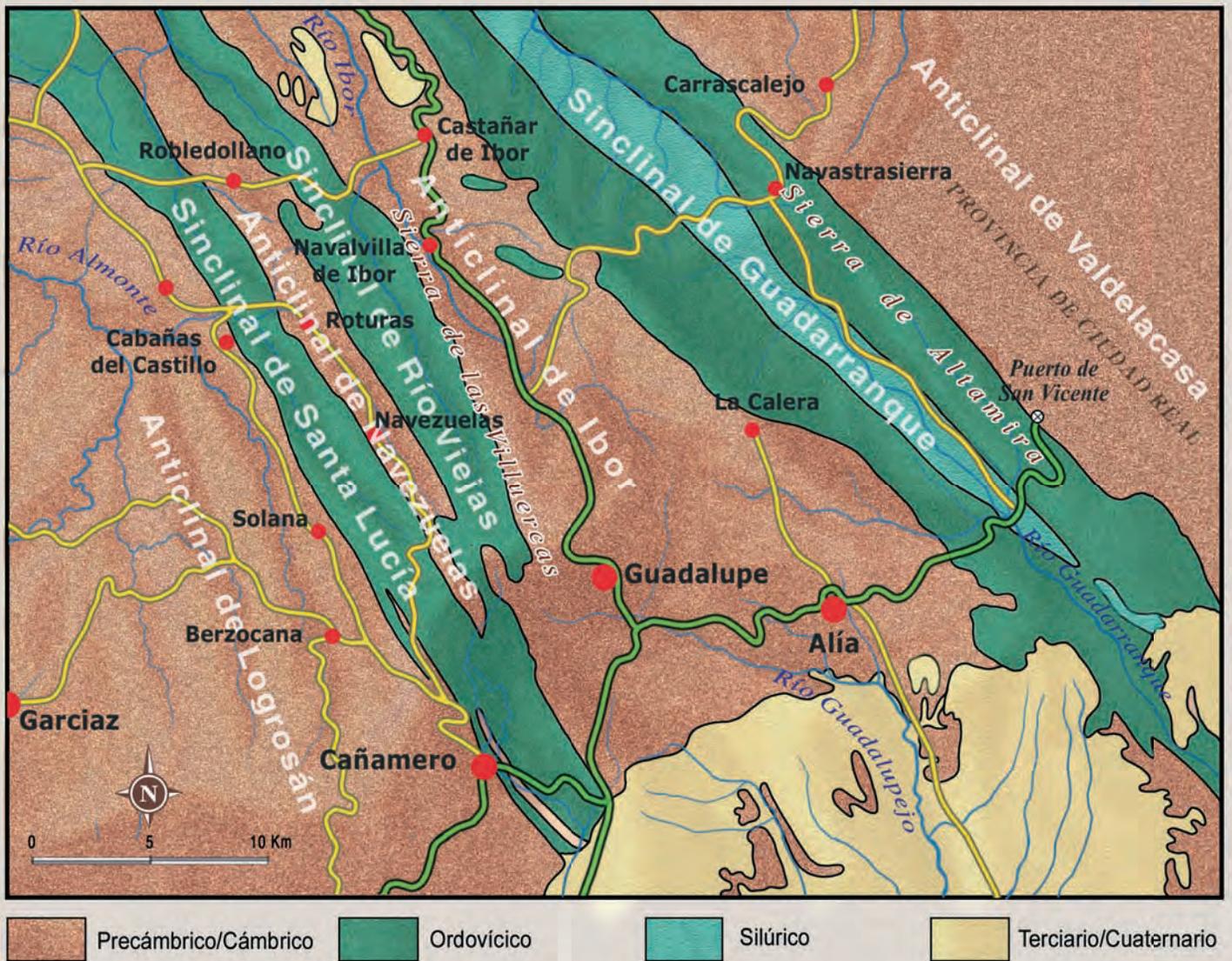
a la cuenca del Guadiana (ríos Guadarranque, Guadalupejo y Rucas), otros hacia la cuenca del Tajo (ríos Gualija, Ibor, Viejas, Almonte y garganta de Santa Lucía).

La disposición morfológica actual de sierras paralelas es el resultado de los efectos combinados de los procesos erosivos sufridos por los materiales rocosos y los procesos tectónicos que afectaron a la región durante el Neoproterozoico (Orogenia Cadomien-se) y durante la Era Primaria (Orogenia Hercínica).

Los anticlinales y sinclinales paralelamente alineados fueron arrasados por la erosión durante millones de años (fundamentalmente durante la Era Secundaria). Un posterior levantamiento de la región y los subsiguientes procesos geológicos han configurado la actual geomorfo-

Portilla del Almonte. La erosión del río ha dejado al descubierto este espectacular pliegue visible en un cortado de más de un centenar de metros de altura.





gía. Así existen valles excavados sobre un anticlinal (valles de Ibor y Almonte), y valles formados sobre estructura sinclinal (río Viejas y Santa Lucía). El conjunto constituye un magnífico ejemplo de relieve residual.

En un recorrido por la comarca, en dirección este-oeste, se encuentran estas importantes estructuras villuerquinas:

a) Anticlinal de Valdelacasa:

Prácticamente desmantelado por los procesos erosivos, los únicos relieves destacados los determina el encajamiento de la red fluvial.

b) Sinclinal de Guadarranque:

El flanco norte se presenta bastante verticalizado, no así el flanco sur en su transición al anticlinal de Ibor que presenta incluso retazos de charnela en la zona del Hospital del Obispo y en los llamados *camorros* (de Navalvillar de Ibor y de Castañar de Ibor).

En el valle del Hospital del Obispo existen formaciones, prácticamente relictas, generadas en períodos climáticos más fríos y húmedos que son las turberas o “trampales”. Son zonas con cierto grado de encharcamiento favorecido por el drenaje de las zonas altas de la sierra y de las laderas en las que se da un tipo

Mapa geológico simplificado.

Basado en Paul M. Wrich y otros. Instituto de Geología RWTH. Aachen. Alemania. 1982.

de vegetación de extraordinario interés botánico adaptada a unas condiciones edáficas muy especiales.

En ciertos niveles del sinclinal de Guadarranque se dan abundantes muestras fósiles (trilobites, braquiópodos, plantas, etc.) del Paleozoico Inferior.

c) Anticlinal de Ibor:

Se encuentra en la zona central del macizo de Las Villuercas. Es un anticlinal desventrado, cuyo núcleo es recorrido de forma prácticamente longitudinal por el río Ibor. Presenta una mayor amplitud de flancos hacia el sur y menor hacia el norte.

En el anticlinal de Ibor se encuentran los materiales que conforman el **grupo Ibor** (situado sobre el denominado **grupo Domo Extremeño**), agrupados en tres niveles o tramos. El primer tramo o nivel inferior está constituido por dolomías, margas, lutitas y grauvacas. Esos materiales carbonatados afloran a lo largo de la ladera este del valle y representan la transición entre los períodos Precámbrico y Cámbrico. Tiene menor desarrollo hacia el sur y mayor hacia el norte (con un máximo de unos 600 metros), a la altura de Castañar de Ibor. En las dolomías se han encontrado fósiles de *Cloudina hartmannae* (primer metazoo que segrega un exoesqueleto mineralizado) que según los datos geocronológicos, obtenidos de los estudios realizados en niveles que contienen este fósil en China, Omán y Namibia, indican un rango de tiempo de entre 549 y 543 millones de años, constituyendo uno de los registros de metazoos más antiguos de la Península Ibérica, más incluso que los mejores yacimientos foráneos. El tramo II del **grupo Ibor** presenta abundantes fósiles de filamentos algales

(*Vendotaenia*) y tubos orgánicos pertenecientes a *Sabellidites cambriense*, lo que permite incluir este nivel en el primer piso del Cámbrico Inferior.

A lo largo de toda la formación cal-cárea son abundantes las canteras y hornos de cal, utilizados estos últimos para la obtención de cal como aglomerante para la construcción (hoy día todos ellos están abandonados).

En esta misma serie y en las proximidades de Castañar de Ibor se ha desarrollado el endocarst que ha dado lugar a la **“Cueva de Castañar”** (declarada Monumento Natural), gruta subterránea de gran desarrollo, con formaciones y elementos cársticos de gran belleza y fragilidad, y de un excepcional interés científico.

d) Sinclinal de Viejas:

Es de menor amplitud que los anteriores. Hacia el sur y en el flanco de transición al anticlinal del Almonte se encuentra la mayor altura de la comarca con 1.601 m (Risco de *La Villuerca*).

e) Anticlinal de Almonte:

Igual que en el caso del Ibor su núcleo está surcado por el cauce del río Almonte, río que discurre longitudinalmente según el eje del pliegue en buena parte de su recorrido (hasta más allá de Roturas).

f) Sinclinal de Santa Lucía:

En dirección noroeste se prolonga hacia el sinclinal de Monfragüe a través de Miravete.

g) Anticlinal de Logrosán

(Anticlinorio Centro-Extremeño):

Como ocurre con el anticlinal de Valdelacasa, esta es una gran estructura



prácticamente arrasada, con algunos relieves sobresalientes que corresponden a los batolitos graníticos (San Cristobal, Trujillo, Sta. Cruz).

Las crestas de las sierras, que coinciden con la parte alta de los flancos de los pliegues (incluso se identifican fragmentos de las charnelas) están constituidas por cuarcitas. En las laderas y los fondos de los valles se encuentran pizarras, areniscas y conglomerados. Existen muestras fósiles, en algunos casos abundantes, tanto en las cuarcitas (*Cruziana Daedalus*) como en las pizarras (trilobites, graptolitos y plantas).

Las rocas más antiguas aparecen en los fondos de los valles desarrollados sobre los núcleos de los anticlinales, abarcando desde el Precámbrico-Cámbrico hasta el Silúrico.

Las estructuras de plegamiento, de fácil reconocimiento con ayuda de la cartografía geológica, fotografía aérea o sobre el propio terreno, se ven afectadas por varios sistemas de fracturas, en algunos casos fácilmente identificables. Uno de estos sistemas se desarrolla paralelamente a las alineaciones serranas, lo que ha podido dar origen al desarrollo de la red fluvial (probablemente ese pueda ser

Castillo de Cabañas sobre las alineaciones de cuarcitas que con dirección sureste-noroeste recorren la zona.

Pliegue de cuarcitas del Ordovícico en el sinclinal de Santa Lucía. Cabañas del Castillo.



el origen de los valles que ocupan núcleos de anticlinales, como son los casos de los ríos Ibor y Almonte). Otro grupo de fracturas se dispone transversal y diagonalmente a las alineaciones predominantes, haciéndose notar especialmente cuando la fractura ha producido desplazamiento horizontal de los materiales,

de manera que se rompe la continuidad a un lado y otro de la fractura. Esto es especialmente visible en las alineaciones de cuarcitas que a menudo presentan un desplazamiento horizontal importante y que contribuyen a la formación de los collados, “apreturas” o portillas (por ejemplo la falla de Collado Llano y la



falla del Viejas), pues en las pizarras de las laderas quedan difuminadas por la erosión y los derrubios de ladera.

En los bordes sur y norte de Las Villuercas existen importantes depósitos sedimentarios que recubren materiales precámbricos y paleozoicos, de dispo-

sición horizontal y espesor variable: son las denominadas “*rañas*”. Se presentan como una superficie suavemente inclinada, a modo de continuación de la propia ladera (aunque realmente no pertenecen a la misma unidad), que se va suavizando cada vez más hasta convertirse en superficie horizontal. Están constituidas por



bloques cuarcíticos, bastante heterométricos, englobados en una matriz arcilloso-arenosa de color rojo o amarillento. En los bordes y zonas de desagüe de las rañas son frecuentes los barrancos acarca-vados y los deslizamientos, debido al alto contenido en arcilla y la poca cohesión de los materiales. Los fenómenos erosivos están especialmente desarrollados en áreas donde escasea o falta la vegetación. Son notables la “raña de las Mesas” y “raña de Castilblanco” al sureste de Cañamero, la “raña de las Mesillas” al norte de Castañar de Ibor, y las “rañas de Deleitosa” al noroeste de esta localidad.

Por efecto de la meteorización mecánica producida sobre las cuarcitas de las cumbres, durante los periodos glaciares del Cuaternario se dan depósitos de bloques cuarcíticos, algunos de gran tamaño, que se disponen de forma longitudinal en las laderas desde la base de las crestas, acumulándose especialmente en las depresiones de la ladera en un delicado equilibrio con la pendiente. Son las típicas “pedreras” o “casqueras” tan representativas en Las Villuercas.

Puntos singulares

Rañas de Deleitosa:

A mitad de camino entre el cruce de la autovía A-5 (Venta del Camionero) y Deleitosa se observan rañas de buen desarrollo. En un principio se aprecian como una prolongación superficial de la ladera, cada vez más plana, hasta convertirse en una superficie prácticamente llana. Sin embargo su génesis no parece que se deba a procesos de derrubios, sino a fenómenos aluvionares o al menos relacionados con ellos. Las rañas son acumulaciones de materiales erosionados en los niveles cuarcíticos (cantos redondeados) o pizarrosos (materiales arcillosos de la matriz) de las sierras aledañas. La potencia de esta formación es variable, pudiendo alcanzar decenas de metros.

Presentan un nivel topográfico claramente diferenciable, por encima del de la penillanura, perfectamente apreciable en esta zona mirando por alguna de las “ventanas” de la raña en dirección a la penillanura en los márgenes del río Almonte.

Paleocauce o Paleocanal de Deleitosa:

Es un canal fosilizado. Corresponde a un antiguo curso de agua de régimen torrencial. Esta estructura sedimentaria presenta una selección granulométrica, hallándose los materiales más gruesos en la parte inferior y los más finos en la superior (sedimentación gradada). Este es un caso claro de cómo un corte producido en el terreno para el asentamiento de la carretera ha puesto al descubierto un elemento geológico, que sería absolutamente necesario conservar por su interés científico y divulgativo. Se encuentra en el talud de la carretera a la entrada de Deleitosa cuando se accede desde la autovía A-5.

Sistemas de fracturas:

Son muy abundantes las fracturas, fundamentalmente de desgarre, que afectan transversalmente a las alineaciones cuarcíticas produciendo un escalonamiento horizontal continuado en las mismas, como el que se aprecia por ejemplo en la sierra de Deleitosa, visto desde el Puerto de los Herreros.

En el paraje Puerto Llano (carretera de Guadalupe a Obando) se observan milonitas o rocas de falla, en el seno de las cuarcitas, a lo largo del talud, producidas por la fricción entre los bloques o labios de falla.

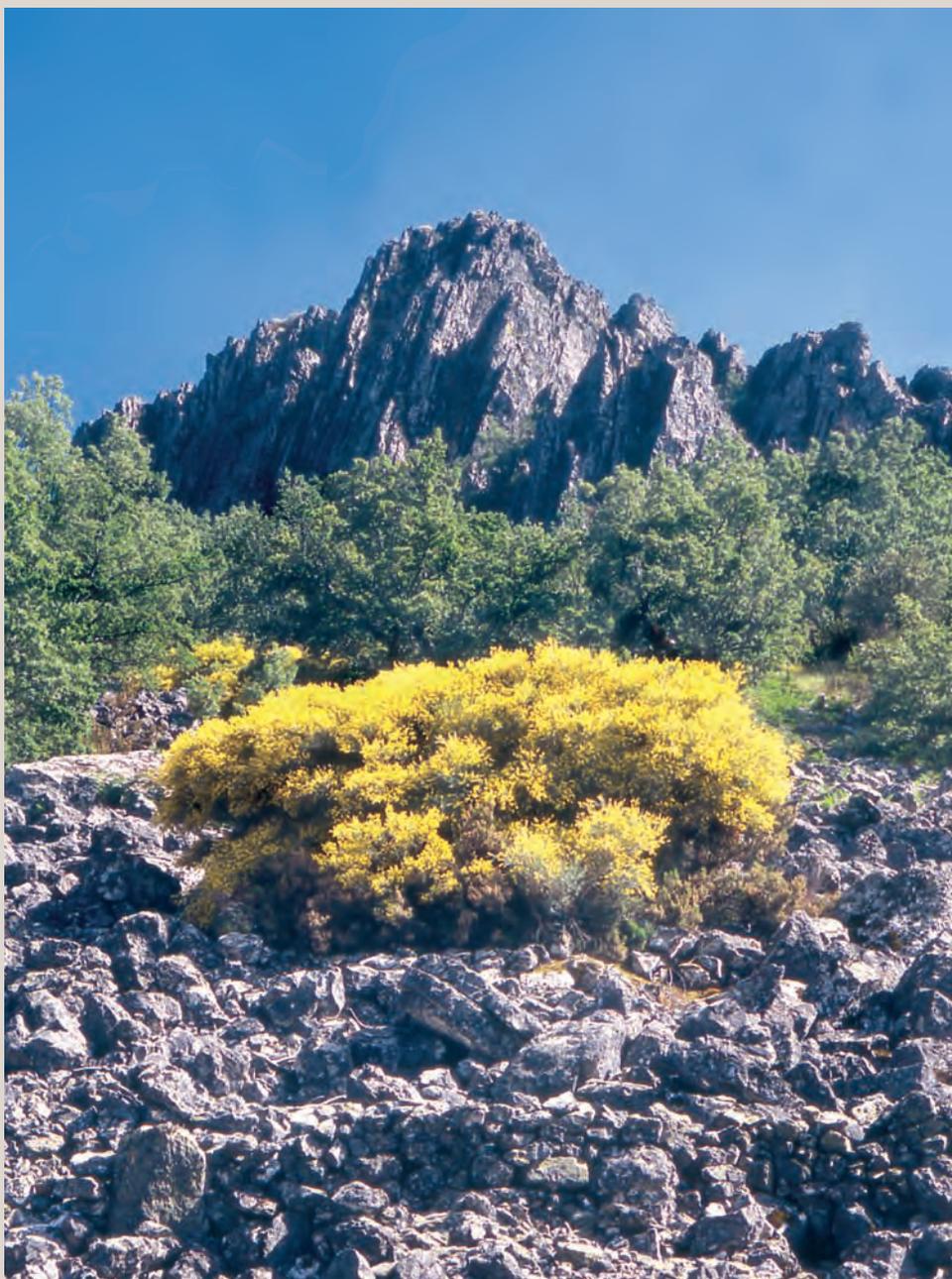
Apreturas del Almonte:

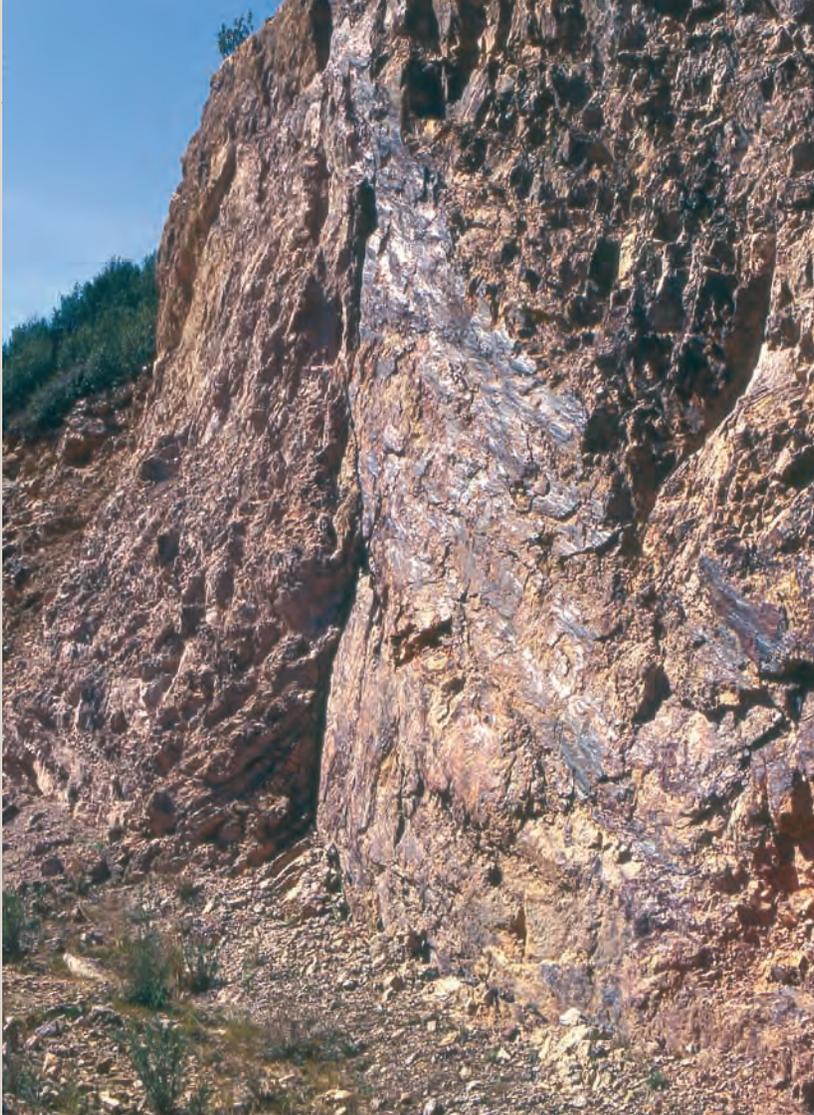
Abriéndose paso entre las cuarcitas armoricanas, el río Almonte ha excavado una profunda garganta o desfiladero (en terminología local conocido como “apretura” o portilla), que pone al descubierto un espectacular pliegue. Este se dibuja impresionante sobre la pared izquierda de la apretura en un cortado de más de un centenar de metros de altura.

Buzamiento de los estratos de cuarcita:

En las proximidades de la divisoria de aguas entre el Guadiana y el Tajo (cerca de Berzocana), se observan importantes bancos de cuarcita, lo mismo que en la transición entre el anticlinal de Logrosán (izquierda) y el sinclinal de Santa Lucía (derecha); aquí aparecen las cuarcitas armoricanas, en primer término, con un buzamiento casi vertical. Estas cuarcitas, como se puede apreciar, continúan hacia el noroeste conformando el mencionado arco serrano de Miravete, Monfragüe, Serradilla, etc.

Nacimiento del río Almonte coincidiendo con una “pedrera” formada por depósitos de bloques cuarcíticos.





Espejo de falla donde son visibles las estrías que indican la dirección del movimiento de los bloques. Río Viejas.

Resaltes cuarcíticos de Cabañas del Castillo:

Los materiales más resistentes sobresalen de forma espectacular sobre los más fácilmente erosionables como las pizarras, grauvacas, areniscas y conglomerados de las laderas y la penillanura. Se observan los crestones en la localidad del mismo nombre, entre la Garganta de Santa Lucía y la penillanura trujillana.

Espejo de falla (falla del Viejas):

El plano de fracturación que separa los dos bloques desplazados en una falla puede presentar, cuando la fricción ha sido especialmente intensa, una superficie vitrificada de aspecto negruzco generado por las altas temperaturas; es lo que se conoce con el nombre de "espejo de falla" y que, cuando la luz incide en determinada dirección, produce una superficie reflectante.

En este caso el espejo de falla se produce a favor de una superficie de fractura, en donde son visibles incluso las estrías de falla, lo cual permite interpretar claramente la dirección de desplazamiento de los bloques. La fractura puede haber sido un motivo aprovechado por el cauce fluvial del río Viejas para unir su curso al Ibor unos centenares de metros más allá.

Sinclinales y anticlinales de Las Villuercas:

Los movimientos de ajuste entre las placas litosféricas Africana y Euroasiática han producido a lo largo del tiempo geológico plegamientos de dirección Noroeste-Sureste en la Península Ibérica. Estos plegamientos configuraron el arco de las sierras cuarcíticas centro-extremeñas de Las Villuercas, Miravete, Corchuelas-Monfragüe, Serradilla, etc. Se pueden observar pliegues anticlinales



cuya charnela ha sido erosionada (anticlinales desventrados) presentando en el núcleo los materiales más antiguos (Precámbrico-Cámbrico), como son los anticlinales de Ibor y de Almonte y pliegues sinclinales, que presentan en su núcleo los materiales más modernos, como los sinclinales de Viejas y de Santa Lucía.

Estrecho de la Peña:

En la carretera de Alía a Puerto San Vicente, en el paraje conocido como “Estrecho de la Peña”, se observa con gran nitidez la discordancia angular que relaciona los materiales del Grupo Ibor y del Ordovícico.

Puente del Ibor:

En el talud de la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, en las proximidades del río Ibor, se pueden observar los niveles calcáreos en los que se ha identificado la presencia de *Cloudina*

hartmannae. Siguiendo la carretera en dirección a Robledollano se puede apreciar el tránsito entre el Grupo Ibor y el Grupo Domo Extremeño.

Turberas

o trampales:

En la zona del Hospital del Obispo existen muestras, prácticamente relictas, de períodos climáticos terciarios más fríos y húmedos que los actuales. Son las turberas o “trampales”. Se han generado en zonas con cierto grado de encharcamiento, zonas que recogen el agua de drenaje de las partes altas de la sierra. En ellas se da un tipo de vegetación perfectamente adaptada a estas condiciones edáficas especiales, que en algunos casos constituyen endemismos botánicos, de gran importancia cultural y científica. Su estudio permite extraer datos muy interesantes sobre paleobotánica y paleoclimatología.

Resalte de cuarcita armoricana donde se aprecia el buzamiento casi vertical de los estratos.





*Vista desde el castillo
del núcleo urbano de
Alange. Al fondo la
Sierra de Peñas Blancas.*



Balneario de Alange

Las propiedades de sus aguas termales, únicas en su género en toda Europa, junto al especial atractivo que le confiere la presencia de las termas de origen romano en armonía con las nuevas instalaciones y técnicas de tratamiento hidrotermal, lo convierten en uno de los balnearios españoles de mayor fama internacional. La singularidad hidrogeológica del balneario radica en el carácter radiactivo y termal de sus aguas.



*Terma romana
de mujeres.*

Se encuentra situado en el casco urbano de la población pacense de Alange, se accede, desde Mérida, tomando la carretera BA-089, que discurre siguiendo el trazado de una antigua vía romana. Asimismo se puede llegar desde la carretera N-630 "Vía de la Plata", tomando la EX-105 hacia Don Benito.

El Balneario de Alange era sobradamente conocido y apreciado, por las propiedades curativas de sus aguas termales, durante la época romana. De aquel momento se conservan hoy en día importantes estructuras de la primitiva estación termal como son el trazado de las termas y los desagües, así como inscripciones alusivas a su poder curativo que atestiguan claramente su relación con los fundadores de Emérita Augusta. Como ejemplo de las propiedades de las aguas termales de Alange,

en los patios del Balneario, un ara de mármol romana dedicada a la diosa Juno agradece la curación de Varinia Serena, hija de una familia patricia. La llegada de los visigodos a estas tierras traerá consigo la más que probable decadencia de estos y otros baños termales. Con la dominación árabe se recuperarían algunas normas y costumbres muy parecidas a las romanas entre ellas el uso de las aguas termales que, como es bien sabido, formaban y forman parte de sus costumbres y creencias. La ocupación de Extremadura por los Reinos de León y Castilla traería consigo el total abandono del Balneario, que no volverá a ser utilizado hasta finales del siglo XVIII.

Durante el siglo XIX se produce la recuperación del balneario, iniciándose la construcción de las nuevas instalaciones,

mejorando ostensiblemente el aspecto de abandono que presentaban los baños hasta esos momentos. Se realizó una interesante ampliación y remodelación del mismo, que trajo como fruto que el balneario dispusiera a partir de entonces de un gran número de habitaciones con pilas de mármol italiano, piscinas, sala de espera, oficina de administración, agua caliente y un parque realizado una vez adquiridos los huertos colindantes con un diseño “ex profeso”.

Ya en el siglo XX se realizarán numerosas mejoras introduciendo las más novedosas técnicas de tratamiento termal y ampliando las instalaciones, como son parafangos, vapor, ducha Vichy y, sobre todo, la impresionante cubierta del

patio principal que logra un ambiente muy especial y característico, donde se combina magistralmente en casi todas sus dependencias la luz natural con el famoso color azul tan particular de la terma romana de hombres.

Los manantiales que abastecen al balneario suman un caudal aproximado de 5 l/s. El agua surge a una temperatura en torno a 28° C, por lo que se puede considerar como hiperterma o termal, moderadamente tibia, de baja mineralización y con presencia de radón y sílice como rasgos más característicos.

En el cuadro adjunto se exponen las características físico químicas e hidráulicas de esta aguas:

Exterior de las termas romanas y jardines.



Temperatura (°C)	28,0	Litio (mg/l)	0,07
Conductividad (mS/cm)	152,0	Sodio (mg/l)	22,1
Bicarbonatos (mg/l)	39,6	Magnesio (mg/l)	5,4
Cloruros (mg/l)	35,6	Nitratos (mg/l)	18,6
Sulfatos (mg/l)	48,3	Sílice (mg/l)	33,5
Potasio (mg/l)	6,8	Hierro (mg/l)	0
Calcio (mg/l)	9,2	Facies química	Sulfatada-clorurada-sódica
Flúor	0,1		

Los componentes químicos parecen indicar que se trata de un flujo que alcanza cierta profundidad en su circulación a través de las cuarcitas; este emerge gracias a la presencia de fallas de gran continuidad vertical. Es probable que el contenido en radón proceda de emanaciones o fluidos endógenos.

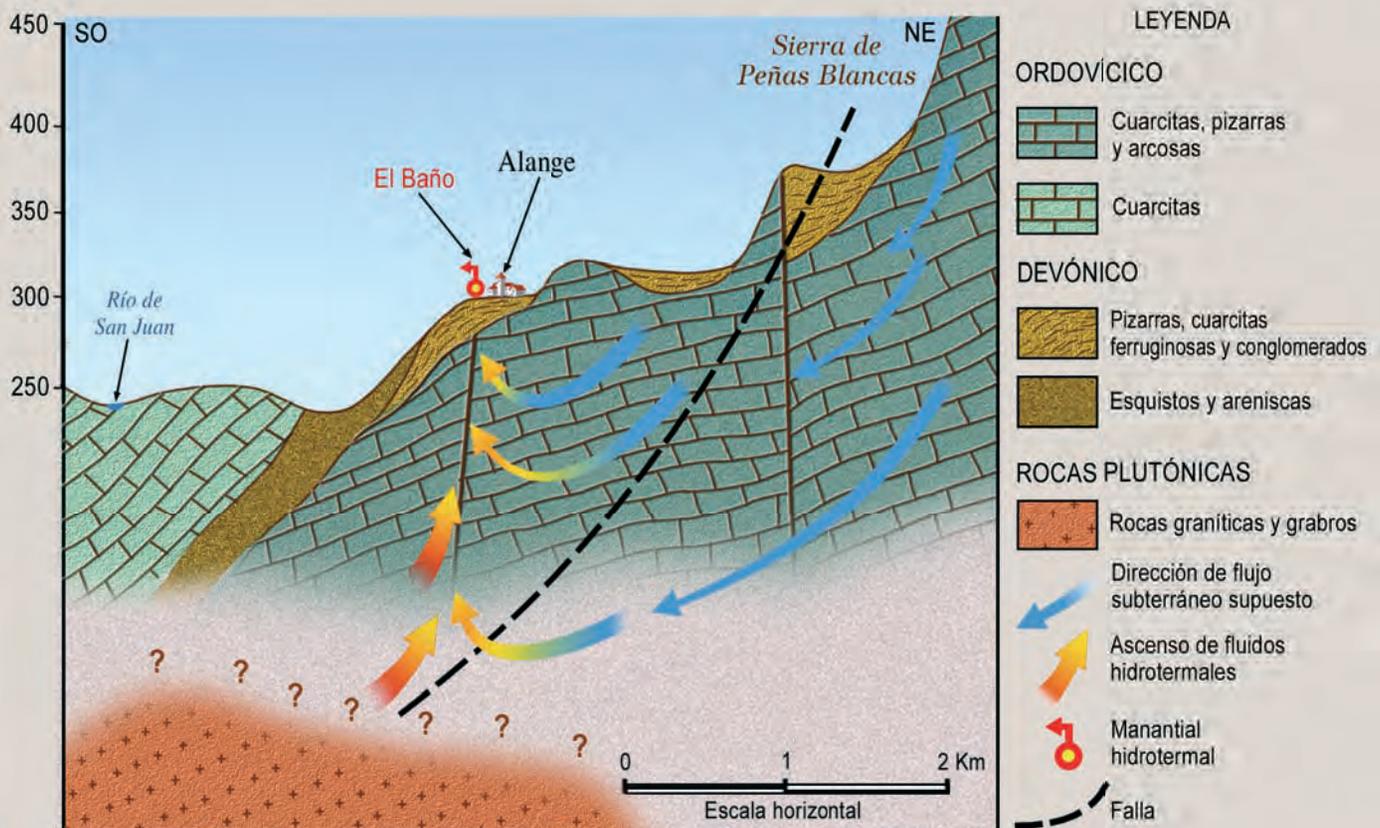
Las características geológicas influyen en el flujo y composición del agua,

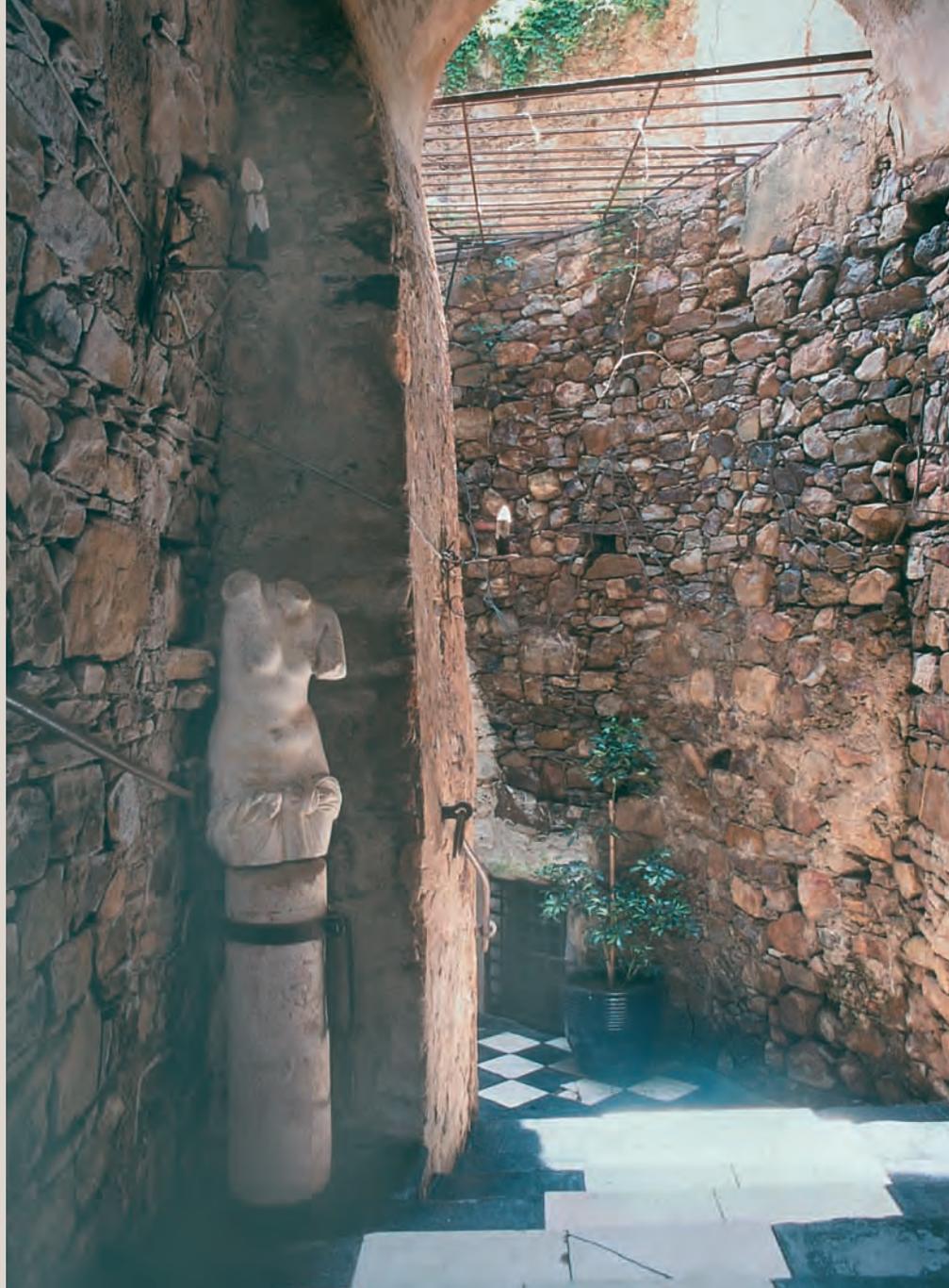
en este sentido, las surgencias minero-medicinales del balneario de Alange se encuentran asociadas a una zona de fracturación que afecta a las cuarcitas y areniscas del Devónico. En la zona afloran esquistos, conglomerados, granitos y gabros, intersectados por fallas de dirección NE-SO que pueden ser muy profundas. Se identifican asimismo cabalgamientos. Todo lo anteriormente expuesto parece indicar que a una profundidad no muy grande y en la vertical se encuentra una zona caliente.

En cuanto al funcionamiento hidráulico del sistema podemos decir que se trata de un sistema hidrotermal en rocas graníticas caracterizado por presentar fallas muy desarrolladas y profundas. El agua de lluvia cuando se infiltra lo hace a través de las fracturas y grietas que afectan a las cuarcitas, con un flujo descendente muy verticalizado, alcanzando gran profundidad. El incremento

Corte geológico.

Fuente: "Recursos mineros de Extremadura: Las Aguas Minerales", Junta de Extremadura.





de temperatura del agua favorece su ascensión rápida a través de otras fracturas presentes en estos materiales. El aporte de radón parece proceder de fluidos endógenos emergentes hacia las mismas fracturas, cuyo origen hay que buscarlo en las rocas graníticas situadas a mayor profundidad.

Las aguas mineromedicinales del balneario de Alange están indicadas, entre otras dolencias, para el tratamiento del sistema nervioso, aparato locomotor, respiratorio, circulatorio, alergias y ginecopatías. Para lograr un óptimo rendimiento el balneario cuenta con nume-

rosas técnicas hidrotermales como son: piscinas de agua natural a 27,5° C, piscinas de agua caliente, piscinas exteriores, pilas de agua caliente 34/36° C, duchas hidroterapéuticas, inhalaciones, aplicaciones de parafangos y masajes.

Los Baños de Alange están declarados Monumento Histórico-Artístico. La localidad cuenta asimismo con numerosas manifestaciones histórico-artísticas entre las que destacan su portentoso castillo árabe, la iglesia de Nuestra Señora de los Milagros de estilo gótico-mudéjar y las ermitas de San Gregorio y San Bartolomé.



Aspecto exterior de la Mina Monchi con escombreras, hueco por colapso y antiguas edificaciones.



Mina Monchi

Si le preguntasen a cualquier mineralogista español que citase algún yacimiento extremeño, con toda probabilidad mencionaría dos nombres: la Mina La Parrilla y la Mina Monchi. Este último puede ser posiblemente el más visitado por aficionados a la geología y mineralogía de toda Extremadura, por este motivo merece una atención especial dentro de lo que es la mineralogía y metalogé- nia extremeña. Este yacimiento aparece constantemente citado en diversas publicaciones nacionales e internacionales hasta el punto de ser una referencia para estudiantes de geología de diversas universidades españolas.

Si bien la Mina Monchi es conocida en el ámbito de la mineralogía y los yacimientos, no lo es menos para los coleccionistas por contar con minerales como la allanita o la vonsenita, únicos en España. Además de lo anteriormente citado, esta mina presenta una característica que la hace, si cabe, aún más atractiva, y es el poder visitar su interior en condiciones de bastante seguridad.

La Mina Monchi se ubica en el término municipal de Burguillos del Cerro. Esta localidad se localiza al Sur de la provincia de Badajoz, concretamente a unos 76 kilómetros al sudeste de Badajoz capital. Localidades cercanas son Fregenal de la Sierra (18 km), Jerez de los Caballeros (18 km) y Zafra (18 km). Dentro del término municipal de Burguillos del Cerro, la Mina Monchi se localiza en el paraje de "La Sierra del Cordel"; el yacimiento (escombreras, corta y mina de interior) ocupa un área de unas 4 hectáreas.

Para acceder al yacimiento minero hay que tomar la carretera EX-112 a la

salida de Burguillos del Cerro en dirección Jerez de los Caballeros, a la altura del P.K. 10,800 parte un camino a la derecha de la carretera que, a unos 400 metros y tras atravesar una portera, lleva directamente a las instalaciones del lavadero de la mina y las primeras escombreras.

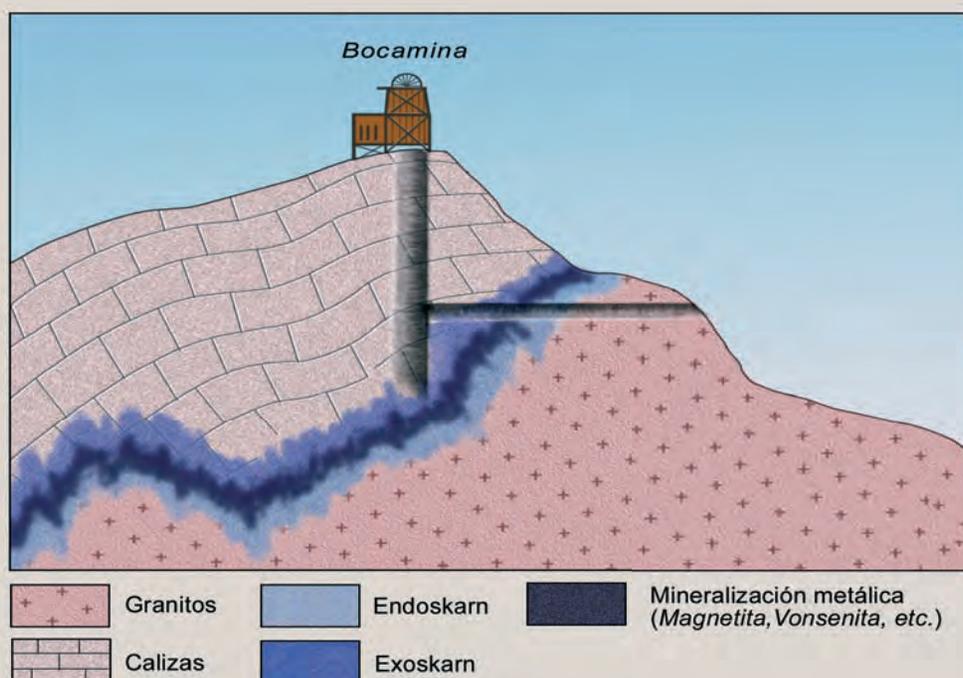
Existe un segundo acceso, en el P.K. 11,300. A la derecha de la carretera se encuentra otra portera y un camino que, a unos 250 metros, tras atravesar dos porteras más, conduce directamente a una capillita minera abandonada, dedicada a Santa Bárbara, y numerosas escombreras.

Desde estos dos accesos parten caminos que confluyen justo en la boca de entrada de la mina de interior y en el primer nivel de escombreras. Dado que se trata de una finca propiedad privada los vehículos no podrán acceder a ella; además, son unas instalaciones mineras que no se encuentran acondicionadas para las visitas por lo que puede resultar peligroso entrar sin acompañante.

Geológicamente la Mina Monchi pertenece a la Zona de Ossa-Morena, al dominio de Alconera-Arroyomolinos. Dentro de este dominio aparecen materiales del Precámbrico, Cámbrico, Devónico, Carbonífero, Terciario y Cuaternario. En la zona se pueden aislar una serie de afloramientos caracterizados por una estratigrafía específica de los materiales cámbricos encontrados, a los cuales se les da el rango de Formación. La que se encuentra dentro del dominio de la zona es la Formación Carbonatada Cámbrica de la Sierra del Cordel.

Macla de axinita.





El yacimiento es de tipo skarn. Los skarns son rocas que se producen por la interacción físico-química entre cuerpos intrusivos y rocas encajantes, fundamentalmente carbonatadas, ricas en calcio y/o magnesio. Como resultado de esta interacción, aparecen paragénesis minerales muy ricas en fases, entre las que se incluyen una gran diversidad de silicatos, sulfuros, óxidos, carbonatos y otros, cuya composición varía en función de los diversos factores que concurren en su génesis.

El skarn de la Mina Monchi está localizado en las proximidades del contacto entre las rocas ígneas ácidas del batolito granítico zonado de Burguillos del Cerro y los mármoles cámbricos de la Sierra del Cordel. El yacimiento se origina por el ascenso de la masa granítica y su emplazamiento en zonas superficiales, en contacto con las rocas carbonatadas anteriormente mencionadas.

El granito de Burguillos del Cerro presenta una gran amplitud de afloramiento. Se encuentra zonado, apareciendo

diversas facies graníticas. Las principales litofacies que se observan en la zona de estudio son: graníticas, granodioríticas, sienitas y/o monzonitas. Aparentemente se observan algunas evidencias de una actuación orogénica posterior a la intrusión. Incluso se puede afirmar que por sus caracteres macro y microscópicos su emplazamiento fue de los más tempranos de las masas graníticas vecinas. Texturalmente, son holocristalinos, hipidiomórficos y de inequigranulares a profídicos. Como elementos mineralógicos principales se encuentran cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y mica (biotita); como elementos minoritarios se pueden observar apatito, circón, epidota, opacos y rutilo. Y, por último, como minerales secundarios aparecen la sericita, illita y montmorillonita.

Las rocas carbonatadas afectadas por la intrusión ígnea son mármoles del Cámbrico Inferior, de potencia variable, siendo la máxima del orden de 200 metros. La litología de los carbonatos es de mármoles y mármoles brucíticos. La edad de la Formación Carbonatada de la

Sierra del Cordel, por la fauna encontrada, es Georgiense.

En cuanto a la génesis de la Mina Monchi se conoce que surge como resultado de una intrusión ígnea sobre las rocas carbonatadas de la Sierra del Cordel; este tipo de yacimiento es común en la zona, existiendo otros ejemplos como el skarn de la Judía (Burguillos del Cerro), el de Santa Justa (Jerez de los Caballeros), o el de la Rivera de Cala (provincia de Huelva).

Vista de la mineralización metálica objeto de la explotación (masas de magnetita).



No obstante, el skarn del yacimiento objeto de estudio manifiesta unas peculiaridades que lo hacen diferente y más atractivo desde el punto de vista científico. La principal peculiaridad del skarn que se observa en Monchi es el alto contenido en boro y tierras raras de los fluidos mineralizadores. Como consecuencia del metasomatismo derivado de dichos fluidos aparece una paragénesis única en toda Europa, la cual pasamos a relacionar.

La cantidad y rareza de los minerales que aparecen en la zona se resumen en la siguiente lista: Clinopiroxeno (diópsido-hedembergita), granate (melanito-andradita), anfíbol (actinolita-hornblenda), turmalina, axinita, allanita, epidota (pistachita-zoisita), crocidolita, riebeckita, magnetita, pirrotina, uraninita, lollingita, vonsenita, ilvaita, cobaltina, pirita, calcopirita, bismutina, molibdenita, bismuto nativo, esfena, calcita, yeso, eritrina, malaquita, uranotilo y otros menos comunes. De la presente lista existen una serie de minerales únicos en todo el territorio nacional como pueden ser: vonsenita, lollingita o la allanita, tan sólo citados en este yacimiento.

Ruta geológica por la Mina Monchi

Antes de comenzar la ruta geológica por el exterior e interior de la Mina Monchi hay que hacer una llamada de atención sobre los numerosos atractivos que se va a encontrar tanto el visitante aficionado como el estudioso de la geología en general y mineralogía en particular. La ruta por el exterior de la mina tiene un interés básicamente mineralógico, ya que en las escombreras existentes podemos encontrar todos los minerales citados anteriormente en mayor o menor abundancia. Observamos hasta tres ni-



veles de escombreras, siendo el primer y segundo nivel los que manifiestan mayor interés mineralógico.

En el primer nivel de escombreras, situado a unos 30 metros al suroeste de la entrada a la mina de interior, encontramos minerales como allanita, axinita, diópsido, hedembergita, vonsenita, granates y los sulfuros más comunes (pirita y calcopirita); aparece con menor abundancia la molibdenita y pirrotina. También identificamos minerales menos comunes como la cobaltina y su mineral de alteración: la eritrina. Una estimación del volumen de escombros en este nivel puede ser aproximadamente de unos 6.000 m³.

En el segundo nivel de escombreras, situado justo encima del primer nivel, localizamos minerales como axinita, diópsido, hedembergita, vonsenita, granates y los sulfuros más comunes (pirita y calcopirita); aparece con menor abundancia la lollingita y pirrotina. Una estimación del volumen de escombros en

este nivel puede ser aproximadamente de unos 8.000 m³.

En el tercer nivel de escombreras, situado encima del segundo nivel, observamos minerales como diópsido, hedembergita, vonsenita, granates, uraninita, uranotilo y los sulfuros más comunes (pirita y calcopirita); aparece con menor abundancia la lollingita y pirrotina. Una estimación del volumen de escombros en este nivel puede ser aproximadamente de unos 4.000 m³.

Aparte de la variedad mineralógica que aparece en Monchi, los skarns presentan otro aspecto interesante: un tamaño de cristales que permite, en muchos casos, su reconocimiento macroscópico usando instrumentos de uso común (lupa, imán, navaja, ácido clorhídrico, vidrio, encendedor y otros). Como ayuda para el reconocimiento aportamos una clave de identificación sencilla, según el cuadro que adjuntamos a continuación, que si bien no resuelve todas las posibilidades que pueden presentarse, permi-

Cristal de granate (andradita).

MINERALES A IDENTIFICAR	BRILLO	METÁLICO O SUBMETÁLICO	NEGRO	URANINITA				
			GRIS PLATA	Tono rojizo	Sí	COBALTINA		
					No	LOLLINGITA		
			GRIS OSCURO	Magnetismo	Sí	MAGNETITA		
					No	Color de la huella	Amarillento	GOETHITA
			Rojizo	HEMATITES				
			PARDO	PIRRONITA				
			AMARILLO	Se raya con la navaja	Sí	CALCOPIRITA		
					No	PIRITA		
			GRIS PLOMO	Se raya con la uña	Sí	MOLIBDENITA		
					No	BISMUTINA		
			NO COLOREADOS	(HÁBITO)	Masivo	Se raya con la uña	Sí	YESO
		No					Se raya con la navaja	Sí
					No	CUARZO		No DOLOMITA
		Fibroso	TREMOLITA					
		COLOREADOS	Verdes	HÁBITO	Amarillos o Pardos	Granular	DIÓPSIDO	
						Fibrosoradiado	URANITOLO	
						Cristales tabulares	ESFENA	
						Terroso	LIMONITA	
						Laminar	FLOGOPITA	
					Rojos o rosados	Romboédricos	CALCITA ROSA	
						Costras	ERITRINA	
						Aplanados (filo de hacha)	AXINITA	
						Rombododecaédricos	ANDRADITA	
Verdes	Cristales aciculares				TURMALINA			
	Fibroso				Costras	MALAQUITA		
						ACTINOLITA O FERROPARGASITA		
	Granular				DIÓPSIDO			
	Masivo				EPIDOTA			
	Laminar				CLORITA			
	Negros				Rombododecaédrico	MELANITO		
Tabular					ALLANITA			
Agregados cristalinos					HEDEMBERGITA			
Agregados radiales		ILVAITA						
SEDOSO	AZULADO	CROCIDOLITA						
	NEGRO	VONSENITA						
	ANACARADO	BLANCO	MOSCOVITA					
		NEGRO	BIOTITA					

Clave de identificación mineralógica aplicable al Skarn de la Mina Monchi (Burguillos del Cerro, Badajoz, Extremadura)

te al menos una identificación acertada de los componentes más comunes en el skarn de la Mina Monchi.

Otro hecho destacable en el exterior de la Mina Monchi es la corta minera situada unos 20 metros al noroeste del tercer nivel. De este intento de explotación a cielo abierto se han podido extraer muestras de exoskarn de alto interés para coleccionistas, como pueden ser octaedros de magnetita de más de dos centímetros de arista, o espectaculares cristales de granates. Existe un mineral que observamos frecuentemente en tiendas de minerales de toda España que se presenta muy abundante en esta corta: la crocidolita.

La ruta por el interior de la mina presenta mayor interés para los geólogos e ingenieros de minas que para los aficionados a la mineralogía en general. La entrada a la galería principal se sitúa aproximadamente en las coordenadas UTM siguientes: 4250145 N y 708547 E

El acceso a esta galería actualmente lo encontramos parcialmente taponado por el murete de sujeción que estaba justo encima de la bocamina. No obstante, lo podemos sortear con relativa facilidad y acceder al interior de la mina. La visita al interior presenta un grado de dificultad bajo en la mayoría de los tramos, si bien existen algunos tramos peligrosos que conviene evitar.

La galería principal de la mina tiene un recorrido de unos 150 metros, una altura de 1,80 a 2,00 metros y una anchura de unos 2 a 3 metros. En la misma podemos observar un corte tipo a un yacimiento de skarn, ya que la galería, que tiene una dirección N150°E,

Acceso a la galería principal de la Mina Monchi.



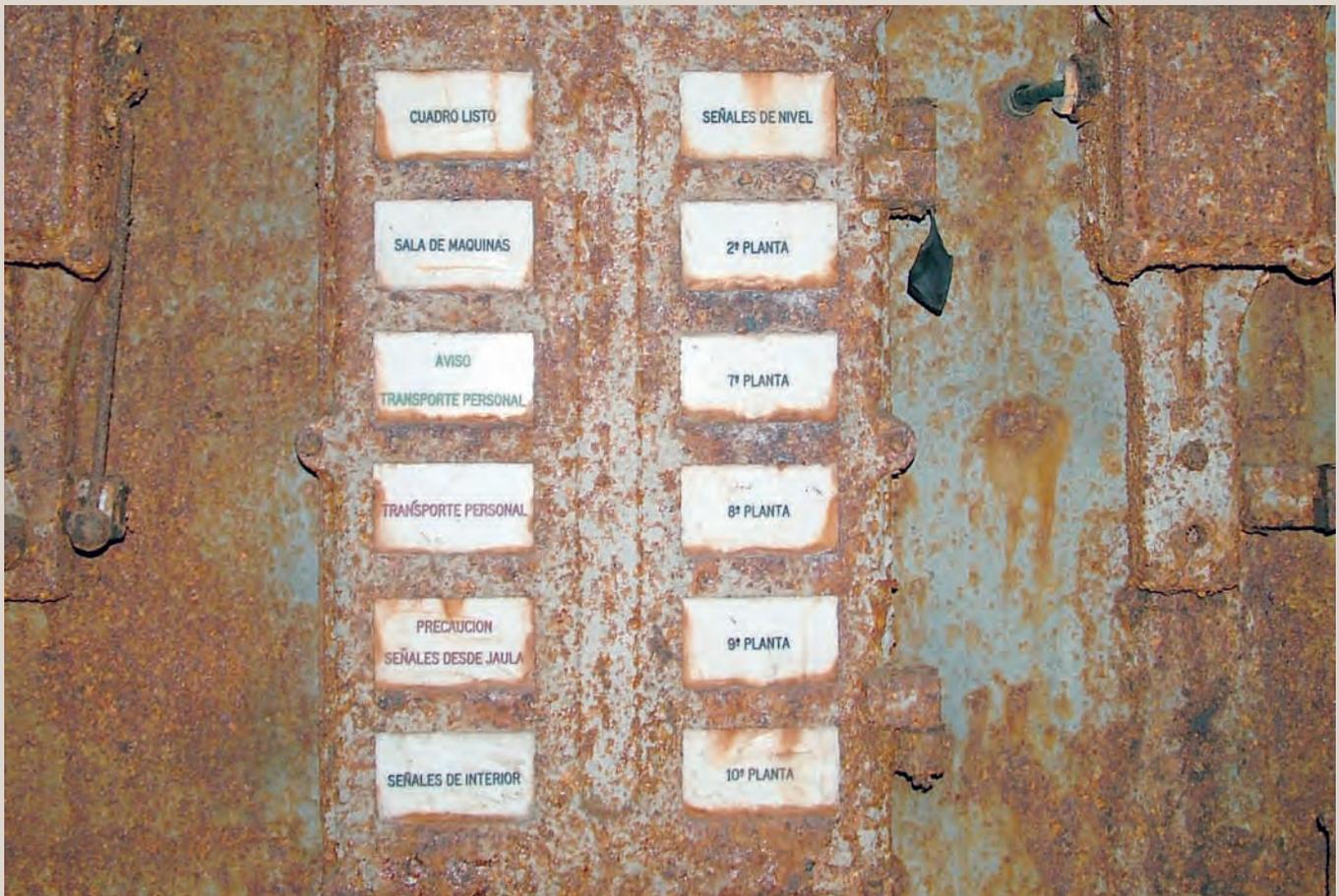
atraviesa perpendicularmente los frentes del skarn objeto de estudio. Inicialmente observamos granodioritas y monzonitas del Batolito Zonado de Burguillos del Cerro; aproximadamente recorridos unos 70 metros identificamos el exoskarn (contacto del skarn con la roca ígnea); conforme avanzamos, observamos las diferentes bandas del skarn de Monchi. En torno a los 90 metros aparece la mineralización metálica objeto de la explotación (masas de magnetita), encontrándonos ya en el endoskarn. Hacia los 105 metros aparecen niveles car-

bonatados muy alterados, estando en el exoskarn sobre los mármoles cámbricos de la Sierra del Cordel.

Hacia el final de la galería principal se abren dos galerías perpendiculares, que atraviesan la Formación Carbonatada Cámbrica. En la galería que parte hacia la izquierda, la única con relativa seguridad para las visitas, podemos observar de cerca lo que puede ser el inicio de karst “antrópico”, ya que se están formando estalactitas y velos, actualmente de escaso desarrollo, ya que



Como parte del patrimonio minero que aún preserva, se encuentra el castillete minero de interior.



la mina fue abandonada a finales de los años 70.

Otros aspectos interesantes en el interior de la mina son: el patrimonio minero que aún se preserva y la colonia de murciélagos existente en la red de galerías de la mina.

Justo a la entrada de la galería principal podemos ver una vagoneta minera de carga de mineral, conservada en buen estado. A lo largo de todo el desarrollo contemplamos los antiguos raíles por los que circulaban las vagonetas mineras hasta salir al exterior. Donde termina la galería principal encontramos bóvedas de sujeción hechas con ladrillos macizos y cal. Constituye uno de los pocos enclaves preservados en España donde se pueden ver este tipo de estructuras. Así mismo, en el inicio de la galería que parte a la derecha, apreciamos el casti-

llete minero de interior y el cuadro de mandos de la mina. A partir de este punto el recorrido se vuelve peligroso.

En cuanto a la fauna que aprovecha estos enclaves como hábitat se cuenta con una colonia compuesta por 200-400 ejemplares de murciélagos de herradura y ratoneros (*Myotis myotis*).

Detalle de un ejemplar de murciélagos de herradura sobre el cuadro de mandos de la mina.

Panorámica de Burguillos del Cerro desde la mina.





*Meandro del río
Malvellido desde el
mirador de El Gasco.*



Meandros de los ríos hurdanos

La comarca de las Hurdes, situada en el límite septentrional de la provincia de Cáceres, presenta una particular fisonomía condicionada por los materiales geológicos que componen el substrato por el que discurren los principales ríos de la zona: Ladrillar, Hurdano, Malvellido y de Los Ángeles. Estos cauces, a su paso por Las Hurdes, dan como resultado un intrincado paisaje definido por estrechos, profundos y sinuosos valles.

El área seleccionada comprende parte de los términos municipales de Ladrillar, Casares de Hurdes, Nuñomoral, Vegas de Coria y Caminomorisco. El acceso general se realiza por la carretera EX-204 de Coria, al límite de provincia.

Los ríos hurdanos forman parte de la red hidrográfica del río Tajo y de uno de sus principales afluentes en Extremadura, el río Alagón. Los ríos Malvellido, Ladrillar y Hurdano atraviesan los materiales del Neoproterozoico, formados por una monótona alternancia de pizarras, grauvacas y conglomerados, que se encuadran en el dominio de la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico, caracterizada por estar intensamente plegada y fracturada según las directrices hercínicas.

La estructura geológica de este substrato condiciona la forma de los cauces y el desarrollo de meandros encajados. Estos valles están limitados, en buena parte de su recorrido, por laderas de extraordinaria pendiente recubiertas de derrubios y canchales. Los fondos de valle presentan un trazado sinuoso y, en algunos, destacan los núcleos de los meandros con forma de montículos. En la margen cóncava del meandro (parte interna) tiene lugar el depósito de los materiales que transporta el río. Estas zonas coinciden con pequeños espacios que son aprovechados para los cultivos dada su elevada productividad y la escasez de superficies fértiles en esta comarca cacereña.

Asimismo, destacan las buenas condiciones de los afloramientos debido al fuerte relieve y al escaso desarrollo de suelos que permiten la observación de

las series proterozoicas de forma privilegiada. Este rejuvenecimiento del relieve parece obedecer a movimientos tectónicos terciarios e incluso posteriores.

Los cauces de estos ríos presentan una trayectoria sobrepuesta: aprovechan las zonas deprimidas y la estructura geológica condiciona sus recorridos. Los cambios bruscos en la dirección de los ríos obedecen a un control estructural: en el fondo del valle se observan dislocaciones en la disposición de los niveles del substrato geológico que podrían originar el cambio de dirección en la trayectoria del río.

Los sedimentos fluviales están compuestos por gravas, arenas, limos y arcillas que acaban depositados como ya se ha indicado anteriormente en los meandros y en las zonas de mayor anchura del cauce. La morfología que adoptan estos materiales es del tipo de barras destacando las arenosas semicirculares con diferentes clases de vegetación que dan lugar a curvas concéntricas de bellas intensidades cromáticas, como las que se pueden observar en uno de los meandros del río Alagón, a la altura de Riomalo de Abajo; y las barras longitudinales localizadas en zonas de llanura como las que podemos encontrar en el entorno de Rubiaco.

En el lecho del río Hurdano se identifican formas erosivas conocidas como "marmitas de gigante" y rizaduras incipientes donde la presencia de discontinuidades en el substrato rocoso ha contribuido a su formación.

Sobre las laderas se localizan acumulaciones de bloques dibujando canchales o "pedrizas" activas, aprovechadas



por los lugareños para la construcción de bancales.

Desde la localidad de Vegas de Coria se inicia un circuito en el que es posible disfrutar de los mejores ejemplos de morfología fluvial de los ríos hurdanos. Siguiendo la carretera hacia Nuñomoral, a la altura de Rubiaco, se observan formaciones de tipo barras fluviales, aprovechadas para realizar la plantación de

una chopera. Al llegar a Nuñomoral tomamos el desvío hacia Cerezo y El Gasco y, entre Nuñomoral y Cerezo, se contempla un meandro espectacular por el gran encajamiento dejando una pared de unos 200 metros de altura. Continuando por la carretera que conduce a El Gasco, abandonamos temporalmente el río Hurdano para adentrarnos en el río Malvellido. En su recorrido encontramos distintos miradores desde donde



Meandro del río Malvellido a la altura de Cottolengo.



obtenemos las mejores panorámicas de los meandros de la zona: entre Cerezal y Martinlandrán, a la altura de Cottolengo, llegamos al primero de ellos desde donde observamos cómo el río Malvellido describe una marcada curva en un valle encajado y estrecho; una vez superado Martinlandrán, accedemos a otro punto de observación desde el que se aprecian grandes relieves con importantes pendientes y aprovechamientos agrícolas y forestales en la depresión del río. Destaca la presencia de excelentes ejemplos de arquitectura popular en esta zona extremeña donde el uso de la piedra (pizarras) ha condicionado el tipo de edificación; seguimos el cauce del río

Malvellido hasta El Gasco donde, antes de llegar a la población, se localiza un tercer mirador que nos permite observar un tramo de este río hurdano compuesto por tres curvas bien desarrolladas que han aprovechado la estructura geológica de los materiales que atraviesa.

En algunos meandros se pueden alcanzar profundidades de hasta 200 m entre el fondo de valle y las cumbres.

Volviendo por la misma carretera, llegamos de nuevo a Nuñomoral y retomamos el cauce del río Hurdano que discurre dibujando distintos meandros hasta Casares de Hurdes. A partir de

Río Hurdano en la cabecera de cuenca, en el paraje conocido como "Las Meñas".

esta última población, podemos seguir por un camino que conduce a la presa de abastecimiento hasta el nacimiento del río Hurdano, en el paraje conocido como “Las Meñas”, desde donde se observan bellos ejemplos de cauces muy encajados.

Desde Casares de Hurdes, siguiendo en dirección a la provincia de Salamanca y justo en el límite de provincia, tomamos la carretera que pasa por Rioma-

lo de Arriba (pedanía de Ladrillar) hacia Las Mestas. A lo largo de este recorrido, vamos siguiendo el río Ladrillar con numerosos meandros que podemos ver desde distintos puntos.

Al llegar a Las Mestas, abandonamos el río Ladrillar y nos dirigimos a Riomalo de Abajo en el límite provincial con Salamanca. A unos tres kilómetros del núcleo urbano, siguiendo una pista forestal, se accede a un mirador construido



sobre unos de los meandros más singulares y hermosos de la zona. Pertenece al río Alagón y ofrece una espectacular panorámica con la zona de sedimentación del río en la provincia salmantina y la zona erosiva en la cacereña.

La importancia de los meandros de las Hurdes es fundamentalmente geomorfológica, las fuertes pendientes rocosas y el discurrir sinuoso de los ríos hurdanos los convierten en un punto de referencia

en la morfología fluvial labrada sobre el antiguo basamento proterozoico del norte de Extremadura.

La comarca de Las Hurdes reúne asimismo un conjunto de valores naturales y culturales que la hacen enormemente atractiva al visitante, valga como ejemplo las arquitecturas rurales elaboradas con pizarras que parecen estar adosadas a las laderas agrestes y empinadas de esta dura geografía.



Panorámica de uno de los meandros más singulares de la zona, sobre el río Alagón, marcando el límite entre la provincia salmantina y la cacereña.

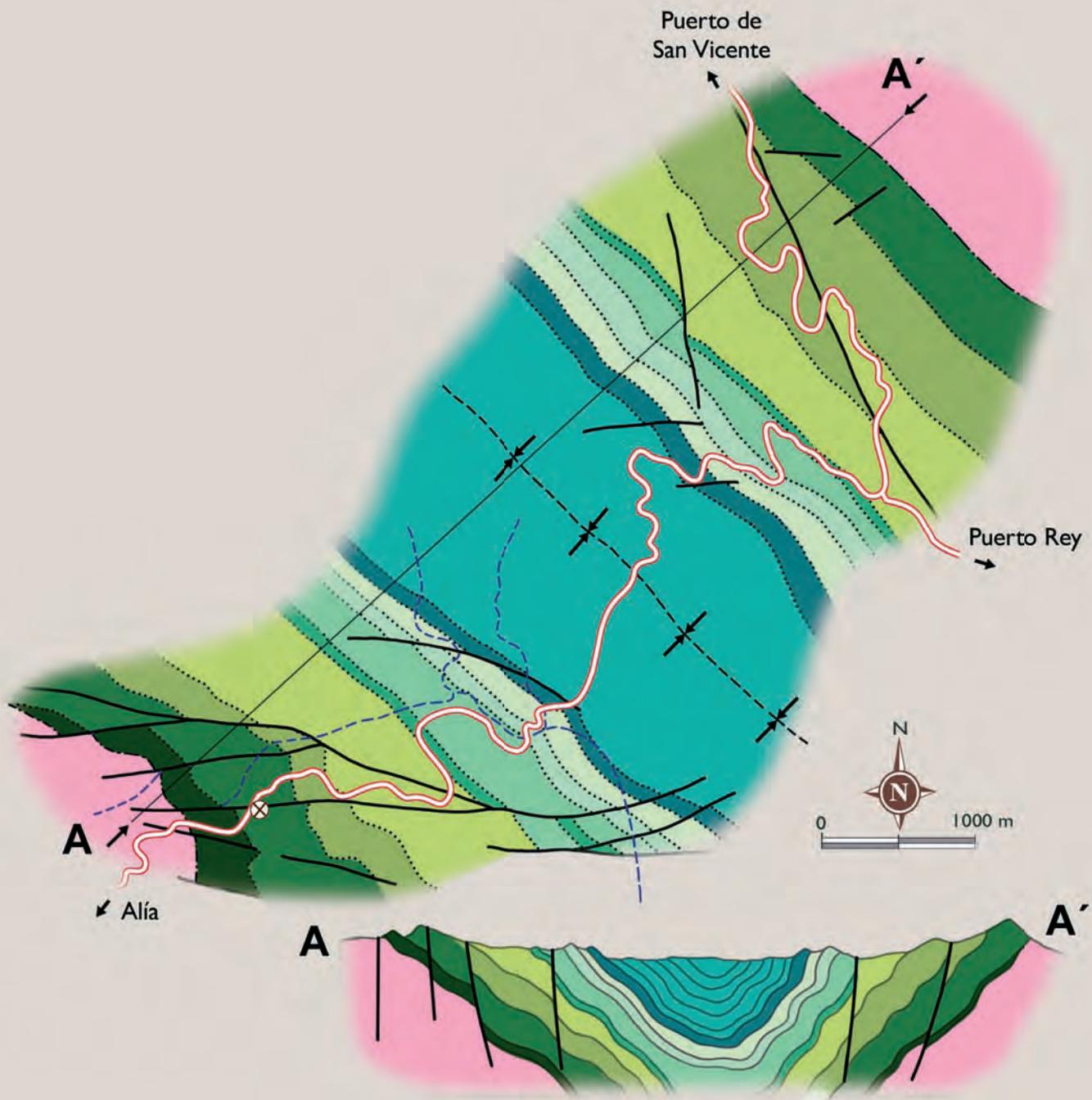


*Vista del sinclinal de
Guadarranque desde el
Estrecho de la Peña.*



Estrecho de la Peña

En su discurrir hacia las aguas del río Guadarranque, el arroyo Jari-güela ha labrado una espectacular garganta conocida como Estrecho de la Peña, que separa la Sierra del Hospital del Obispo y la Sierra Pintora, apropiado topónimo que nos adelanta la gran belleza del paisaje. Desde el mirador sur, habilitado en la carretera EX-102, se pueden observar las colonias de buitres que anidan en el abrupto paisaje que dibuja la Cuarcita Armoricana y las espectaculares vistas del Valle del Guarranque, emplazado en una estructura sinclinal (Sinclinal del Guadarranque), cuyo núcleo está constituido por materiales silúricos.



Esquema geológico de la transversal del Sinclinal de Guadarranque a lo largo de la carretera EX-102 (de Toledo a Mérida por Guadalupe).

Corte geológico esquemático A-A' (escala vertical exagerada).

El Sinclinal del Guadarranque incluye una de las sucesiones más completas y mejor expuestas del Ordovícico-Silúrico de la Comunidad Extremeña. Su gran riqueza fosilífera y la relativamente escasa complejidad tectónica del área, hacen que este emplazamiento privilegiado constituya una auténtica ventana al pasado que nos ha permitido vislumbrar cómo eran las comunidades de los fondos marinos que vivieron en un intervalo temporal que comenzó en el Ordo-

vícico Inferior, hace aproximadamente 475 millones de años, y finalizó hace 420 millones de años.

Desde un punto de vista geológico, el área se sitúa en la Zona Centro Ibérica e incluye materiales que van del Ediacárico al Silúrico que se agrupan en dos ciclos sedimentarios separados por una discordancia angular y erosiva que hace desaparecer en casi su totalidad al Cámbrico. Los materiales más antiguos

de edad Ediacárico-Cámbrico Inferior se corresponden con los sedimentos turbidíticos del grupo Domo Extremeño, que afloran ampliamente en el núcleo del Anticlinorio de Ibor y los suprayacentes del grupo Ibor. Éstos incluyen medios de plataforma mixta donde se da la transición gradual entre el Ediacárico y Cámbrico Inferior. El conjunto de materiales, plegados por la acción de la Orogenia Cadomiense, emergieron al inicio del Cámbrico Inferior.

Los materiales del segundo ciclo, de edad Ordovícico-Silúrico, se corresponden con materiales fundamentalmente detríticos que se disponen en una secuencia transgresiva-regresiva-trangresiva (Ordovícico Inferior y Medio - Ordo-

vícico Superior - Silúrico). Una detallada descripción gráfica de estos materiales y su contenido fosilífero se muestra en la columna estratigráfica.

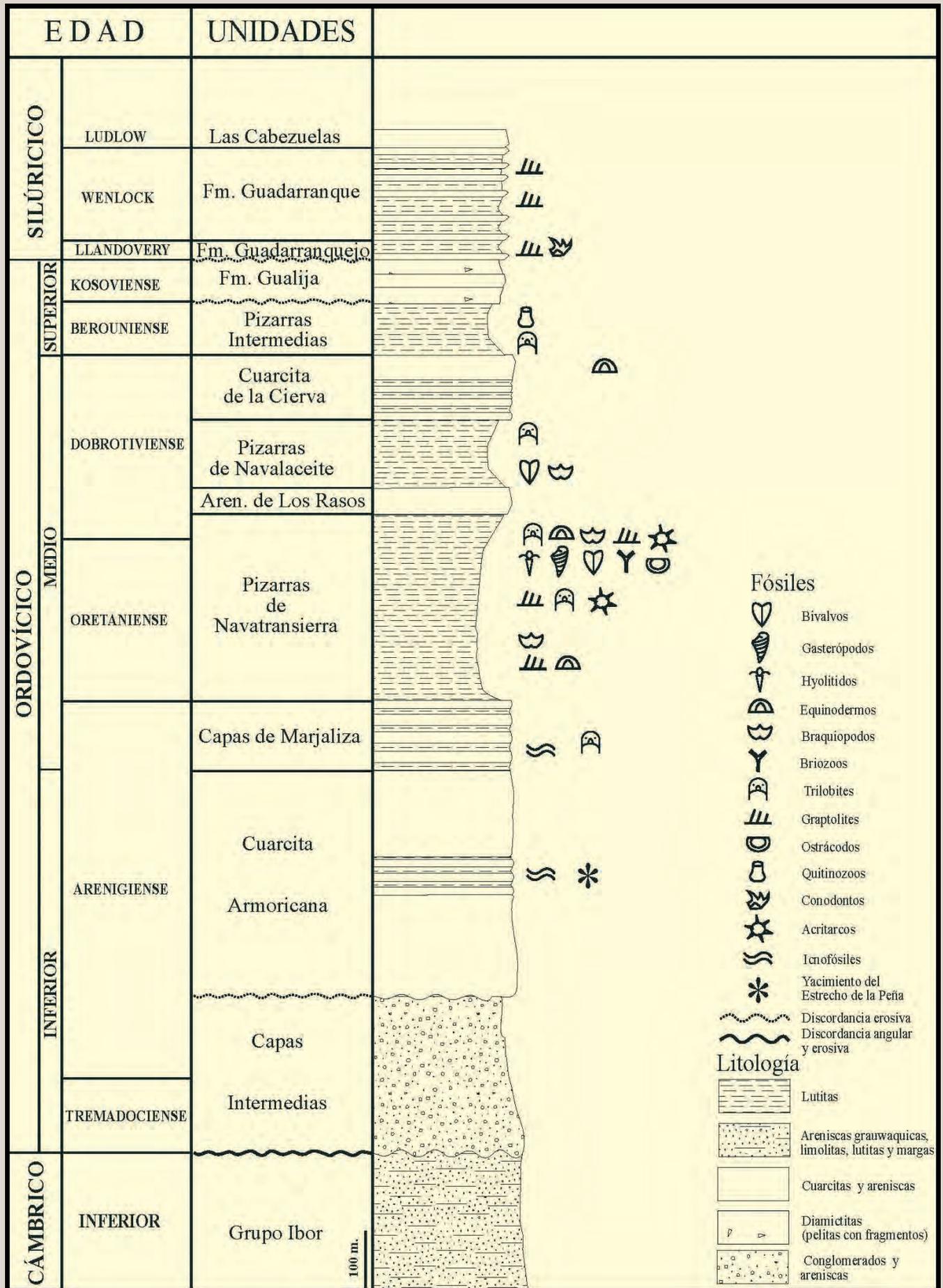
Descripción del Yacimiento.

Tomando como punto de partida la Casa Rural y de camino hacia los miradores donde se sitúa el yacimiento, el talud este de la carretera EX-102 muestra un corte geológico muy completo de los niveles superiores del Grupo Ibor y de los primeros niveles del Ordovícico, donde podemos observar de base a techo:

- Las facies características de los materiales de plataforma marina del Grupo Ibor.

Niveles fosilíferos con Cruziana del Estrecho de la Peña.





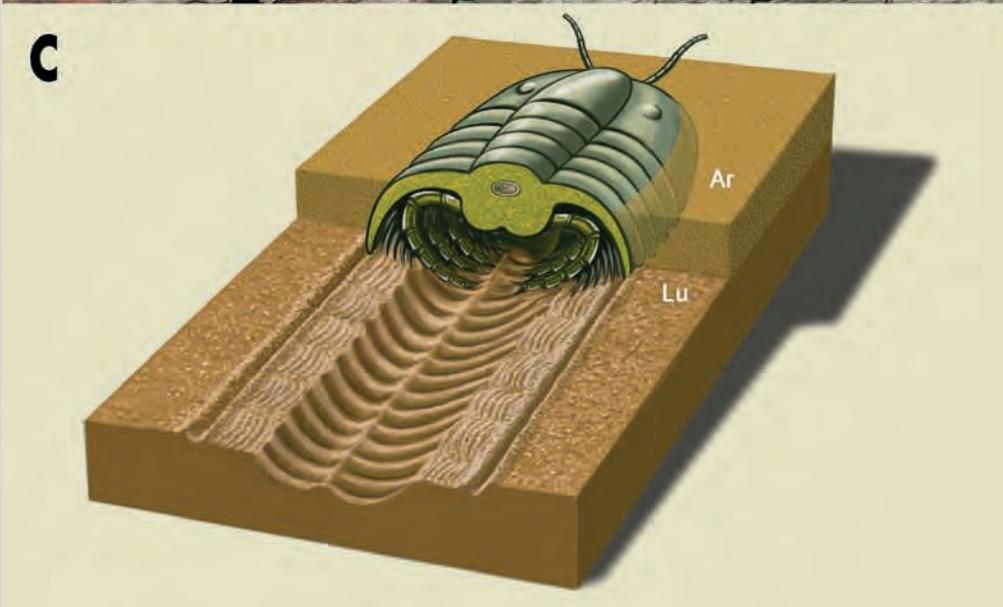
Columna estratigráfica: Sucesión del Ediacárico-Silúrico en el área del Estrecho de La Peña. Modificada de Gutiérrez Marco et al., 1992.



A. Areniscas que muestran a muro los moldes bilobulados de las pistas de *Cruziana furcifera*. El diámetro de tapa del objetivo de la cámara es de 3 cm.



B. Sección transversal mostrando las alternancias de areniscas (ar) y lutitas (lu). Dentro de los niveles lutíticos, hay nivelillos más claros de areniscas. Estos finos niveles se ven interrumpidos y rotos por el movimiento del organismo en el sedimento, que también ha provocado las pequeñas manchas de arenisca. El gran lóbulo de arena que penetra en el fango es una sección de *Cruziana furcifera*.



C. Bloque diagrama en el que se muestra a un trilobites produciendo una pista de *Cruziana* (modificado de Seilacher, 1995: *Fossile Kunst*). Los trilobites tenían apéndices birames con una parte interior ("apéndice ambulátil") y otra exterior ("apéndice branquial"). Las estriaciones transversas de *Cruziana furcifera* fueron producidas por los apéndices ambulátiles moviéndose a ambos lados del plano de simetría del trilobites.

En algunas especies de *Cruziana*, hay finas estriaciones laterales que han sido realizadas por los apéndices branquiales, como se muestra en la reconstrucción.

Además de las anteriores, pueden aparecer largas y relativamente continuas estriaciones laterales, producidas por el arrastre del caparazón (librígenas y espinas genales). La presencia de estas últimas estriaciones es el principal carácter diferenciador entre *Cruziana goldfussi* y *Cruziana furcifera*.

- La discordancia angular y erosiva entre los materiales del grupo Ibor y los niveles conglomeráticos de la base del Ordovícico.

- La evolución transgresiva de la base del Ordovícico, desde los medios conglomeráticos de naturaleza continental hasta

los niveles claramente marinos de la parte media de la Cuarcita Armoricana, según la columna estratigráfica, donde se sitúa el Yacimiento del Estrecho de la Peña.

El yacimiento se sitúa en los niveles de alternancias de la parte media del conjunto arenoso del Ordovícico Infe-

rior, como se observa en la ilustración, e incluye abundantes icnofósiles característicos de ambientes marinos someros (*Cruziana*, *Rusophycus*, *Didymaulichnus*, *Phycodes*, *Planolites*...).

Los icnofósiles más característicos e interesantes, por su excelente preservación y exposición pertenecen al género *Cruziana*, icnofósiles bilobulados realizados por trilobites como se aprecia en la ilustración adjunta, apartados A y B. Cada lóbulo posee un conjunto de largas y estrechas estriaciones que representan las impresiones de los apéndices del trilobites en el proceso de

excavación de la galería superficial por la que se desplazaba. Las pistas fueron producidas por dichos trilobites al excavar en un fondo marino fangoso. Posteriormente la galería fue rellenada por los aportes de sedimentos arenosos, según el apartado C de la ilustración. Al depositarse la arena, realizó un molde detallado de la depresión realizada en el fango y, por esta razón, se han preservado de forma excepcional las impresiones de los apéndices en forma de estrías. Después de la litificación de los sedimentos, las areniscas cuarcíticas más resistentes a la meteorización han preservado los moldes, en relieve, de



los surcos realizados en los sedimentos fangosos. Los moldes se preservan en relieve en la base o muro de los estratos areniscosos.

Las *cruzianas* encontradas en el Estrecho de la Peña incluyen *Cruziana furcifera* (A) y *Cruziana goldfussi*, icnoespecies ampliamente conocidas en todo el Ordovícico Inferior de Gondwana incluyendo China, Argentina, Norte de África, Portugal, Francia y España. Aunque no se conocen las especies de trilobites que produjeron dichas pistas su presencia, cuando no existen otros fósiles diagnósticos, es de bastante utilidad

bioestratigráfica y están restringidas al Ordovícico Inferior.

La sección del Estrecho de la Peña incluye excelentes ejemplos de *Cruziana*, no solamente en las superficies de los estratos sino también en secciones transversales (B), pudiendo observar cómo era construida la pista por excavación gradual de la galería. No se conoce con precisión la razón por la cual los trilobites realizaban este tipo de galerías pero, con toda probabilidad, el animal se alimentaba filtrando las partículas en suspensión que se habían depositado en la capa superficial de los sedimentos fangosos.

En primer término el Estrecho de la Peña y al fondo el Sinclinal del Guadarranque.





Puente renacentista de Coria y terrenos agrícolas sobre el cauce abandonado.



El puente abandonado de Coria

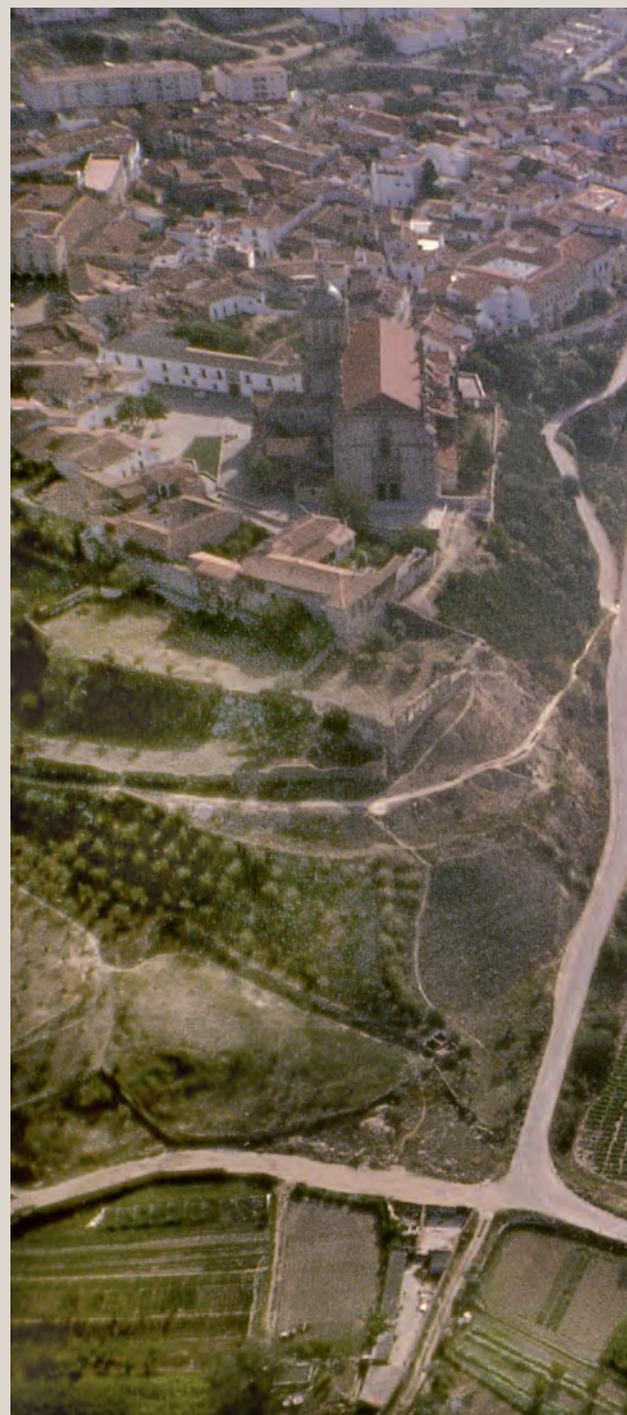
El puente abandonado sobre el río Alagón se localiza en la ciudad de Coria, al pie de la Catedral de esta localidad cacereña (Nuestra Señora de la Asunción), en la carretera que la une con Casillas de Coria. La mejor panorámica se debe realizar desde la explanada de la catedral, donde “verás puente sin río, río sin puente”.

El puente fue construido en el siglo XVI (1518) para servir de unión de los dos márgenes del río Alagón, importante arteria fluvial del norte extremeño. Es un bello ejemplo de arquitectura renacentista, hecho en piedra berroqueña. Consta de cinco arcos, conocidos también por el nombre de "ojos". En algunos documentos se indica que en 1590, debido a una fuerte riada, el río Alagón rompe la curva de un meandro aguas arriba y se desplaza un poco al sur, dejando al puente en seco.

El río Alagón discurre a lo largo de algo más de 206 km, siendo tributario del Tajo, cauce maestro de la provincia de Cáceres. El Alagón nace en la vecina Salamanca, atravesando la frontera extremeña, donde crea uno de los meandros más espectaculares visibles en Extremadura, cerca de Riomalo de Abajo (comarca de Las Hurdes), en la frontera con Castilla-León. Va recogiendo las aguas de numerosos cauces, entre los que destacan el Ambroz y el Jerte, por lo que sus características lo hacen el tercer río de importancia regional.

Las aguas del río Alagón, en el tramo comprendido dentro de lo que se conoce como Cuenca de Coria, han definido un canal sobre los sedimentos cuaternarios actuales de carácter meandriforme. Pero lo más interesante es que su historia debe remontarse a las épocas geológicas terciarias, cuando sirve de motor de arrastre de los sedimentos que, en las depresiones que se forman por aquel entonces, se van depositando hasta colmatar la cuenca de Coria. Para la observación del cauce del río Alagón otro de los lugares idóneos, aparte de la catedral, es la ermita de Nuestra Señora de Argeme, en la carretera que une Coria con El Batán.

A comienzos del Terciario se inician movimientos distensivos en el cratón hespérico, dando como resultado la creación de fosas o cuencas deprimidas (Guadiana, Ciudad Rodrigo, Castello Branco, Tiétar, Zarza de Granadilla, Talaván-Torrejón el Rubio, Moraleja y Coria, fundamentalmente). Estas depresiones comienzan a verse rellenadas con aportes sedimentarios, durante el Oligoceno, de los entonces paleocauces



actuales, entre ellos, el río Alagón. Los sedimentos que se depositan contienen retazos de las rocas de los bordes, que constituyen en sí mismos áreas fuente de aportación sedimentaria, por lo que la sedimentación tiene una componente centrípeta básica. Se piensa que, al menos, las cuencas de Moraleja y Coria eran una sóla, principalmente por la presencia de litofacies fangosas (que indicarían un área de depósito en el centro

de la cuenca) en contacto directo con el borde del cratón, lo que solo puede explicarse por haberse erosionado parte de dichos materiales.

Las cuencas terciarias extremeñas, incluida la de Coria (600 km²), constituyen elementos estratigráficos reseñables por su aportación al conocimiento tectónico y paleogeográfico durante los últimos 50 millones de años. El control estructural

Vista aérea del río Alagón a su paso por Coria, donde se observa el antiguo canal abandonado bajo el puente construido en el siglo XVI y el cauce actual con el puente de hierro y el de la carretera EX-109.





Vista desde la catedral del puente y del cauce abandonado por el río Alagón.

de las cuencas es un dato importante a destacar, desarrollando sus bordes primigenios a lo largo de fracturas de dirección NE-SO (en relación clara con el sistema de fracturación de la Falla Alentejo-Plasencia) y E-O, aproximadamente. De hecho, el propio río Alagón y su afluente, el Jerte, discurren en parte si-

guiendo la directriz NE-SO, lo que también les ocurre al Árrago y al Ambroz. En el caso del Alagón, una vez capta al Jerte, discurre sensiblemente con dirección E-O, hasta la confluencia del Árrago, momento en que su cauce vuelve a la directriz NE-SO.

Diversos autores han puesto de manifiesto los rejugos tectónicos durante la fase Alpina que, sin duda, han tenido algo que ver en el desarrollo del río y su cuenca durante el Cuaternario. Durante el Pleistoceno, los eventos sintectónicos no desaparecen como pudiera pensarse, al contrario, las características inherentes a la propia morfología de la cuenca hacen que episodios eventuales, pero intensos, puedan inducir cambios notables ya no geológicamente, sino a escala humana o histórica. Así ocurrió con las secuelas del terremoto de Lisboa, en 1755, que en Extremadura fue causa de efectos considerables. En el caso de la cuenca Terciaria de Coria, al menos el borde septentrional de la misma en el que se asienta la ciudad, sufrió mayores daños, al carecer de la consolidación necesaria, lo cual a su vez afectó a los edificios cercanos, como fue el caso de la catedral.

El puente abandonado por el río Alagón en Coria debe valorarse encuadrado en la dinámica fluvial, siempre teniendo como referencia el origen y la evolución de la cuenca durante el Terciario y el Cuaternario.

El puente abandonado por el río Alagón en Coria es uno de los pocos exponentes tangibles de dinámica geológica, al servir de ejemplo del funcionamiento hidráulico de un río, de su dinámica y evolución, relacionada claramente con



la tectónica. Los condicionantes estructurales de la cuenca de Coria han marcado la evolución no solo geológica, sino también humana, al afectar a las edificaciones (asentamientos en la catedral) y construcciones (divagación y trasiego del río Alagón desde el borde septentrional hacia el meridional de la cuenca a su paso por el municipio de Coria).

Las terrazas abandonadas por el río (más de diez, según algunos autores), principalmente las más antiguas (comienzos del Pleistoceno), son relictos de lo que ha significado la sedimentación durante todo el Terciario y el Cuaternario en esta cuenca en concreto (y, por extensión, en todas las demás cuencas, al menos, del occidente peninsular no litoral), que viene siendo dismantelada desde hace varios millones de años por el levantamiento progresivo de la meseta y su basculamiento hacia el oeste-suroeste.

El gran terremoto de Lisboa de 1755 afectó a la cuenca terciaria de Coria así como a la catedral que se asienta sobre los materiales no consolidados de dicha cuenca.

Vista aérea de la cuenca del río Alagón donde se aprecian la llanura de inundación, sedimentos terciarios y el substrato precámbrico.





Lodos procedentes de la explotación de mineral de wolframio.

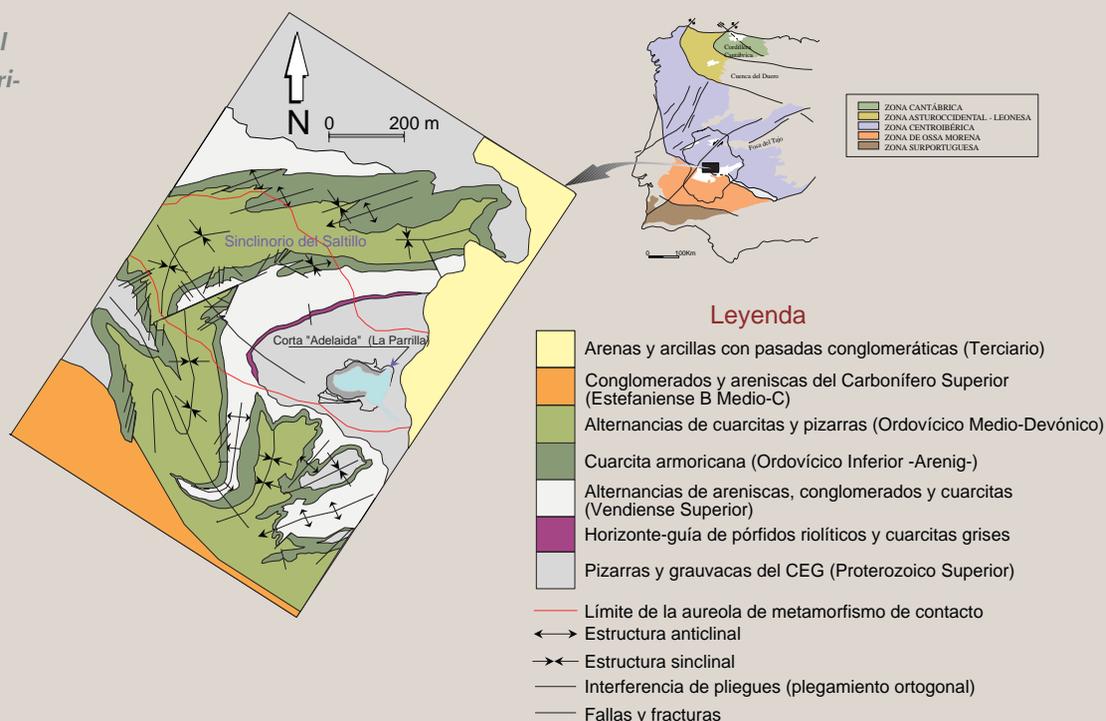


Mina "La Parrilla"

La Mina de La Parrilla, situada casi en su totalidad en el término municipal de Almorar, en la provincia de Cáceres, es el mejor ejemplo europeo de filones mineralizados en scheelita que encajan en rocas del Proterozoico Superior (Complejo Esquistos-Grauwáquico o C.E.G.). La riqueza en scheelita de sus filones la hizo conocida a nivel internacional y, junto con la Mina de Barruecopardo en Salamanca, fue la explotación de wolframio de mayor envergadura de España.

En la actualidad su explotación está inactiva debido a las condiciones de mercado del wolframio. A finales de su etapa de explotación la producción era cercana a las 5.000 toneladas de scheelita y las reservas estimadas se cifraban en unos 40 millones de toneladas de mineral de wolframio. El yacimiento fue explotado desde 1951 por las sociedades Minera Bonilla S.A. y Minera Adelaida S.A. En un principio la explotación era subterránea.

Esquema geológico de los alrededores del yacimiento de La Parrilla (según Gumiel y Campos, 2000).



Ramificaciones y conexiones de los grupos filonianos mineralizados en scheelita en el Banco 2º de la Corta Adelaida (La Parrilla). Obsérvese la mayor potencia de los filones con buzamientos menores de 45°.

nea, reconvirtiéndose a cielo abierto en 1968, en una corta de forma subcircular que en la actualidad en su mayor parte está inundada. La mina dejó de explotarse definitivamente en el año 1987.

Los filones mineralizados en scheelita de La Parrilla sufren un claro control estructural, ya que existen varios sistemas de fallas tardihercínicas que favorecieron

el desarrollo de los mismos, permitiendo el emplazamiento de diques y la circulación de los fluidos hidrotermales que dieron lugar a las mineralizaciones. El principal haz filoniano mineralizado en scheelita es el de orientación NE-SO, con direcciones comprendidas entre N30°E y N50°E, y buzamientos entre 45° y 60° hacia el SE. Las potencias varían de milimétricas hasta 0.6 metros. Los filones comúnmente se presentan en “relevo”, es decir, de forma discontinua y son frecuentes las ramificaciones como puede comprobarse en las ilustraciones. Subordinados aparecen los denominados filones “cruceros” con direcciones NO-SE, que suelen presentarse muy verticalizados, o con inclinaciones al NE o al SO.

La Parrilla es ya un clásico entre los yacimientos filonianos de scheelita relacionados con cúpulas graníticas no aflorantes, y su asociación mineral puede considerarse como “tipo” a nivel mundial. La paragénesis está constituida por scheelita, que es el principal mineral de



interés económico del yacimiento. Suele ser de color amarillento a crema, de grano medio a grueso y a veces bien cristalizada en pequeñas geodas de cuarzo, frecuentemente rellenas de material arcilloso. La distribución de la scheelita en los filones es irregular, presentándose en pequeñas bolsadas irregulares, en nidos en el cuarzo, o formando intercrecimientos con el cuarzo, dando lugar a texturas “en peine”, a veces junto con arsenopirita y mica. Los cristales son más raros en el yacimiento, pero se han encontrado bipirámides tetragonales pseudoctaédricas de varios centímetros de longitud.

La casiterita, también de interés económico en el yacimiento, se dispone de forma muy parecida a la de la arsenopirita en el centro de los filones de cuarzo, aunque más frecuentemente hacia los bordes. A veces, se encuentran cristales bien desarrollados (idiomorfos) y otros maclados, sobre drusas de cuarzo, compuestos por prismas brillantes entre 4 cm y 5 cm de longitud cerrados por pirámide tetragonal.

La arsenopirita es un mineral muy abundante en el yacimiento. Son frecuentes los cristales que se disponen en el seno del cuarzo, o formando geodas junto con él. El tamaño oscila entre milimétrico y centimétrico. La arsenopirita frecuentemente aparece semioxidada a escorodita, pero no son raros los cristales aislados bien formados y brillantes, separados de la matriz y con el típico estriado de sus facetas.

La sucesión mineral del yacimiento puede verse en la figura adjunta.

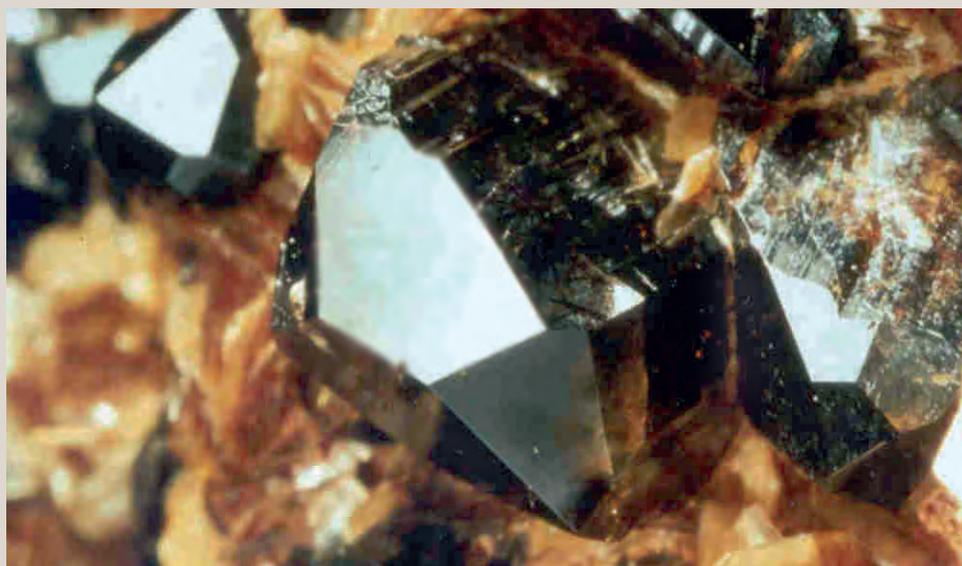
Se ha puesto de manifiesto la existencia de una primera etapa metalogénica,



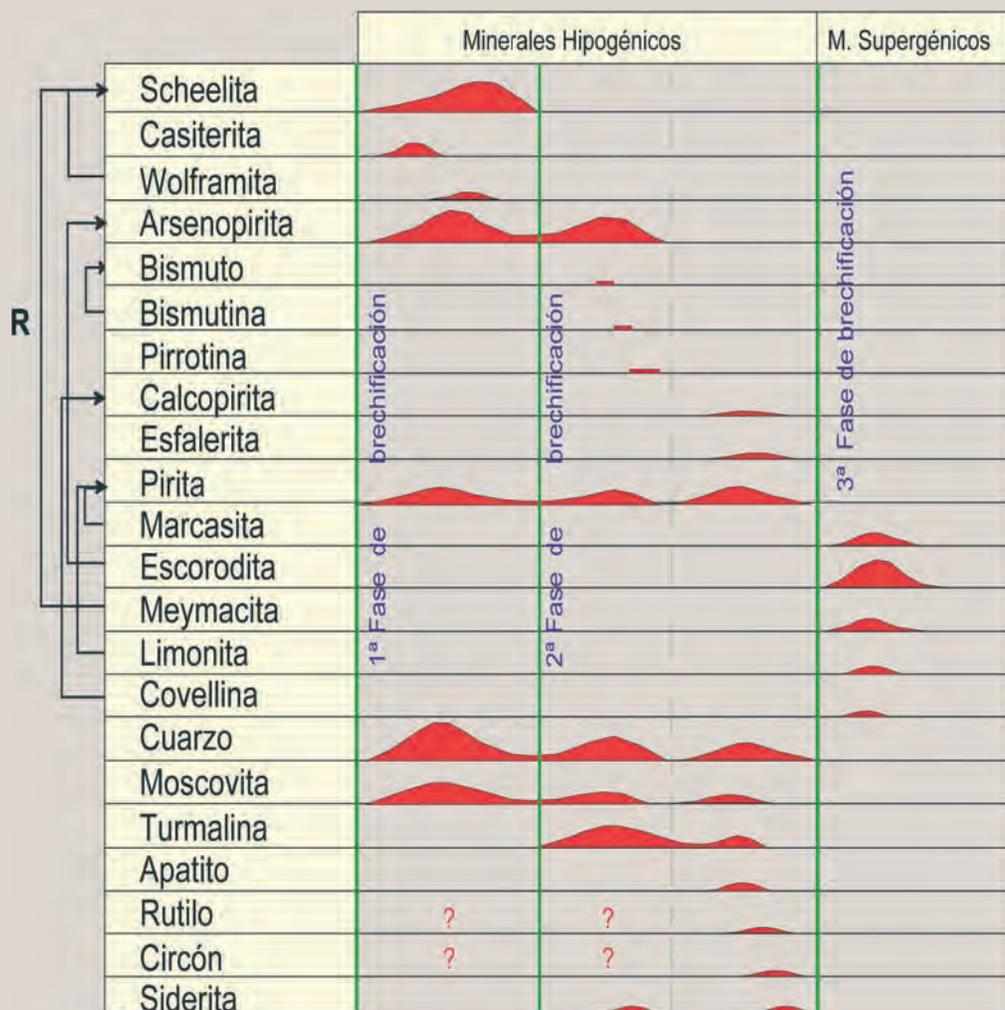
Vista aérea de la Mina La Parrilla.

de más alta temperatura, en la que se depositan: scheelita, de forma mayoritaria en el yacimiento, wolframita y casiterita. La arsenopirita acompaña a la scheelita, siendo el mineral más abundante del yacimiento. Su deposición continúa durante el comienzo de la fase de precipitación de los sulfuros. Aparecen granos de bismuto muy accesorios, a veces reemplazados por bismutina. También se depositan pirrotina, calcopirita y esfalerita que lo hacen de forma minoritaria. Como consecuencia de los procesos de alteración de los minerales hipogénicos, se encuentran los siguientes minerales supergénicos: escorodita, meymacita o ferritungstita, limonita y covellina, a

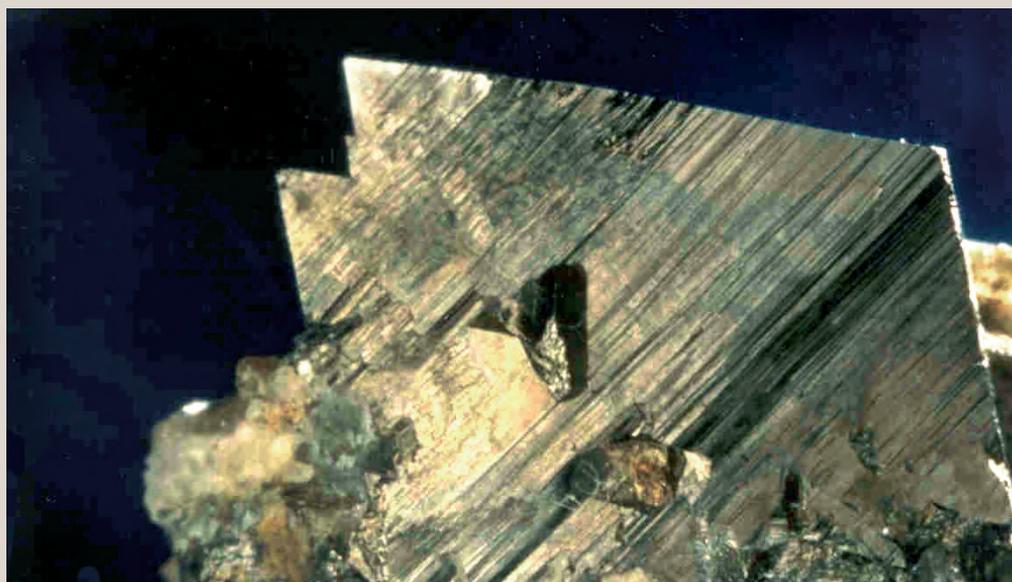
Cristales de casiterita (el más próximo de 6 mm) sobre moscovita.



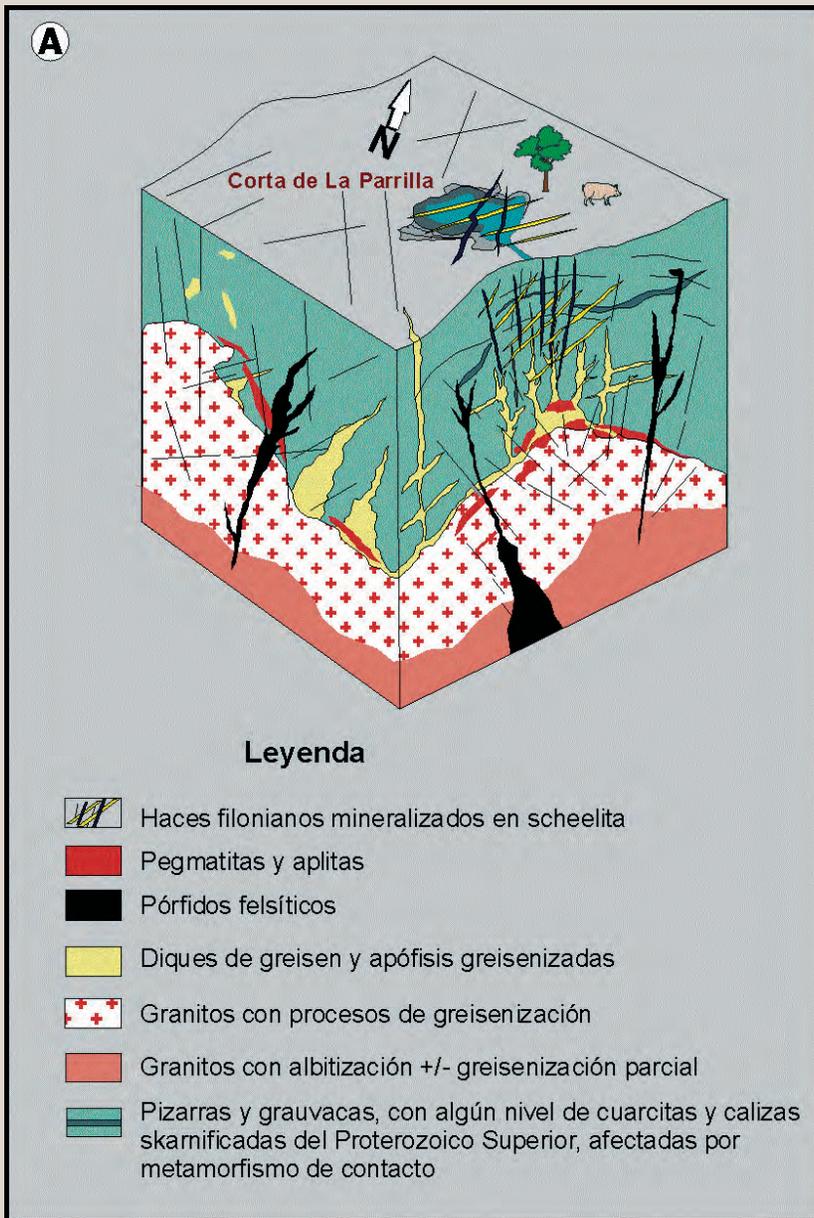
Paragénesis y sucesión mineral del yacimiento de La Parrilla (modificado de Gumiel y Pineda, 1981).



R= Proceso de reemplazamiento que efectúa un mineral a otro depositado previamente
 Espesor del trazo aproximadamente proporcional a la abundancia del mineral en el yacimiento



Cristal de arsenopirita de 15 mm con la estriación característica paralela al eje b.

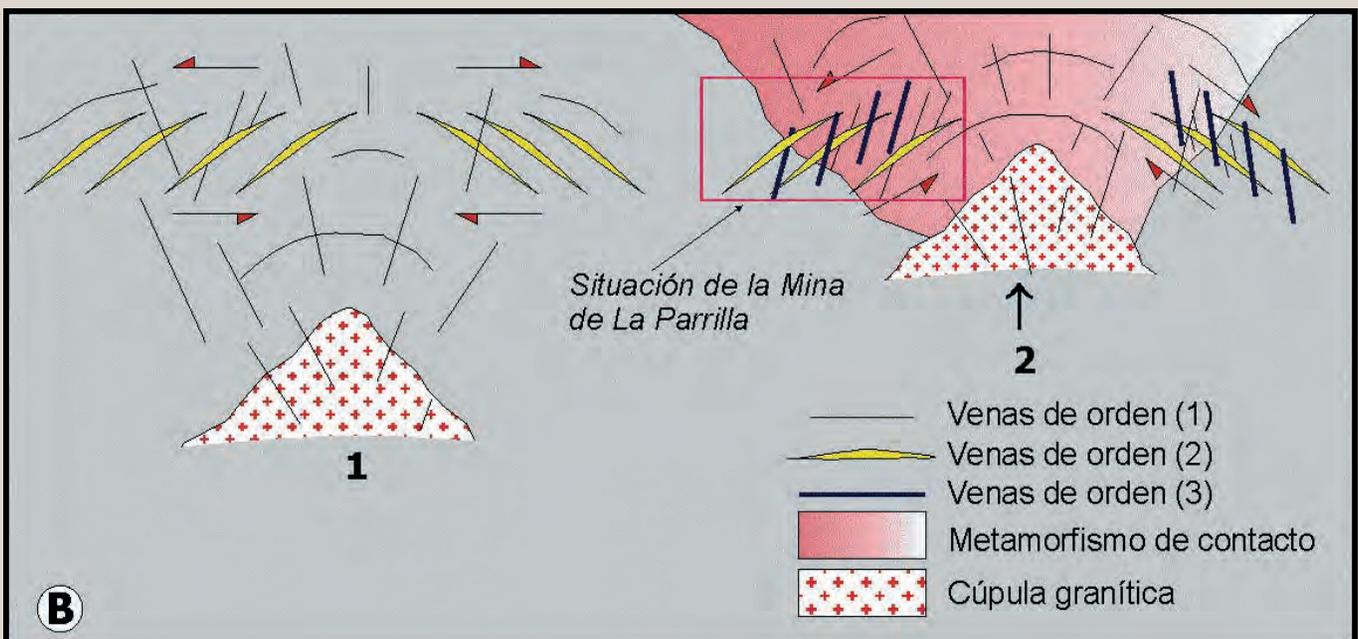


expensas del reemplazamiento de arsenopirita, scheelita, pirita y calcopirita respectivamente.

Las consideraciones genéticas sobre el origen de la mineralización apuntan a la existencia de una cúpula granítica en profundidad, hipótesis que fue confirmada, puesto que se cortó un granito en profundidad, en uno de los sondeos más profundos que realizó la Compañía Rioibex S.A. en el fondo de la Corta. Un argumento importante a favor de esta hipótesis es también la existencia de una aureola de metamorfismo de contacto en los materiales encajantes de la Mina de La Parrilla. Pero, a su vez, las soluciones que originaron la mineralización y la propia cúpula granítica pueden estar espacialmente asociadas con una zona de cizalla (la Zona de Cizalla dúctil-frágil de Montánchez).

A) Modelo idealizado del yacimiento de scheelita de La Parrilla, en relación con una cúpula granítica no aflorante.

B) Emplazamiento de la cúpula granítica y cizalla que afecta a las venas de La Parrilla. (según Gumiel y Campos, 2000).





*Nacimiento del río
Almonte. Navezuelas.*



Canchales

Los canchales son depósitos de bloques cuarcíticos, algunos de gran tamaño, que se disponen de forma longitudinal en las laderas, desde la base de las crestas, acumulándose especialmente en sus depresiones en un delicado equilibrio con la pendiente. Se producen por efecto de la meteorización mecánica que tiene lugar sobre las cuarcitas de las cumbres, durante los períodos glaciares del Cuaternario. Constituyen las típicas “pedreras”, “pedrizas” o “casqueras” tan representativas en Las Villuercas, en la Sierra de Hornachos y en la mayoría de las sierras cuarcíticas extremeñas. Llamen poderosamente la atención del observador porque se sitúan sobre las laderas, en zonas bastante

elevadas, al pie de los afloramientos de cuarcitas.

En la comarca de Las Villuercas se pueden observar estas formaciones desde la carretera de Cañamero a Berzocana, siguiendo el recorrido hasta Delei-

tosa. Saliendo de Cañamero y hasta el cruce de Navezuelas, se van cortando los materiales metasedimentarios del Precámbrico que se encuentran intensamente plegados. A partir de dicho cruce, situado en un collado, se pueden apreciar con claridad las crestas de cuarcitas



Pedra de la Ortijuela. Cabañas del Castillo.

y, bajo éstas, las pedreras, extendiéndose en mantos que discurren ladera abajo.

Se presentan perfectamente delimitadas y resaltan del resto de la ladera por presentar una menor densidad en la vegetación que las coloniza. El color blan-

quecino-grisáceo de los bloques que las componen contribuye a resaltar su presencia en el entorno donde se incluyen, haciéndolas muy visibles incluso desde grandes distancias. En Hornachos se pueden observar buenos ejemplos de pedreras en la ladera de la sierra que es



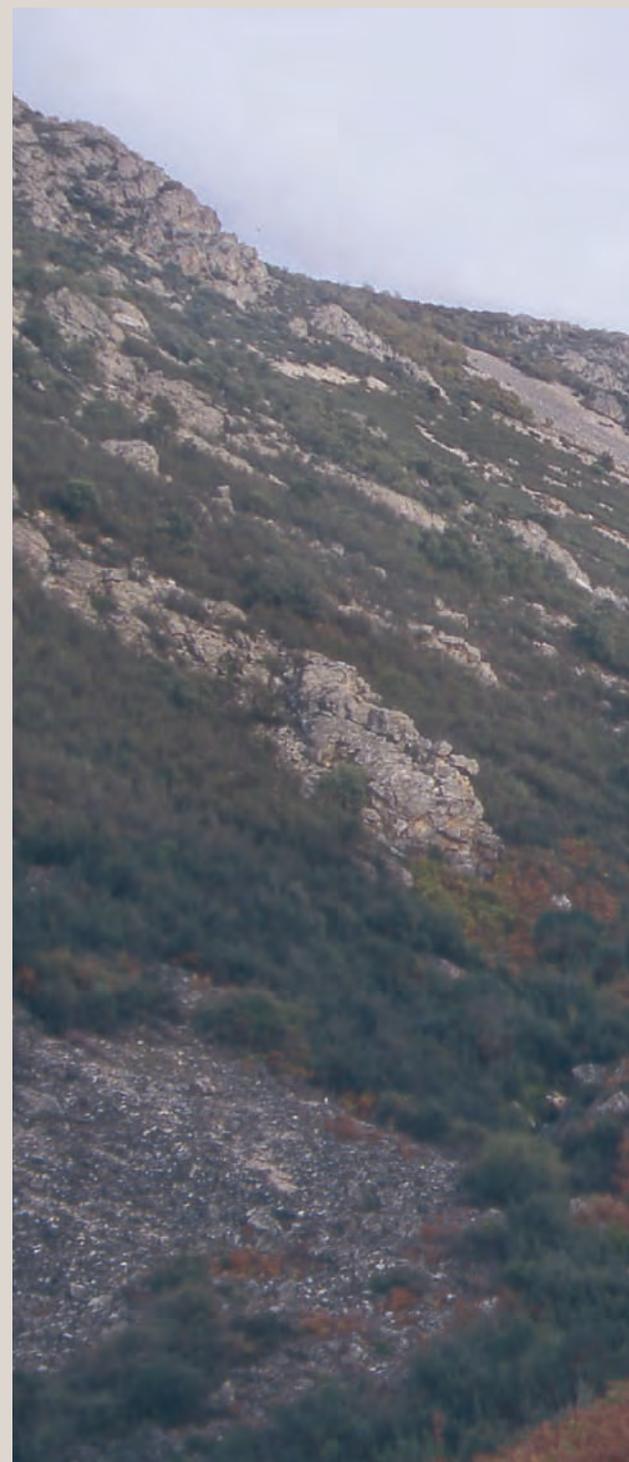


Bloques de cuarcitas procedentes de los crestones paleozoicos en Villuercas.

visible desde la carretera a Puebla de La Reina.

Son acumulaciones de materiales cuaternarios de gran extensión, pero de escasa potencia, formados por la acumulación de bloques, procedentes de los crestones de cuarcita, que se depositan aprovechando una pequeña ruptura de pendiente. Suelen ser bloques totalmente angulosos y de todos los tamaños. Constituyen auténticos “ríos de piedra”. Los bloques cuarcíticos son originados por meteorización mecánica. El agua de precipitación se introduce por las frac-

turas de la roca; cuando se produce un descenso de la temperatura por debajo de 0 °C el agua se congela, aumenta de volumen y se produce así un “efecto cuña” que fragmenta la roca. Durante el deshielo, el agua penetra hasta el fondo de las fracturas para iniciar un nuevo ciclo de apertura de las grietas. A este proceso de avance de la cuña de hielo se le llama indistintamente gelifracción,



gelivación o clioclastia. Los fenómenos gravitacionales contribuyen a completar el proceso.

Los procesos de génesis de estas formaciones debieron ser más activos durante los períodos glaciares cuaternarios, mientras que en los períodos interglaciares, cuando la gelifracción es menos intensa, se produciría una estabilización

de los materiales y, como consecuencia de ello, la vegetación circundante colonizaría los bordes e, incluso, el interior de la pedrera. La propia vegetación, cuando ha alcanzado cierto porte, produce la retención de los materiales, los más finos atrapados por las raíces y los más gruesos frenados por el efecto barrera del tronco. Así se explica el desarrollo de ejemplares arbustivos (madro-

Pedreras en el Valle del Verdinal. Cabañas del Castillo.





Pedrera sobre la ladera de la Sierra de Viejas. Navezuelas.

ñeras) y arbóreos (robles y quejigos), de edades centenarias en el interior de las pedreras.

En el proceso de formación de los canchales, hay una clara influencia de la estructura de los materiales; en este caso, la estructura general se caracteriza por presentar un intenso plegamiento que deja los materiales de los flancos dispuestos subverticalmente. Las crestas de las alineaciones paleozoicas están formadas por cuarcita Armoricana, de gran dureza, dibujando en el relieve las barras y cornisas alineadas en direcciones preferentes. Estas crestas han quedado al descubierto por la erosión y están intensamente fracturadas debido al comportamiento rígido de estos materiales. El macizo rocoso, desde un punto de vista estructural, queda segmentado en bloques y en una disposición propicia para sufrir los fenómenos de gelifracción

Chorrera de Vallemínguez. Navezuelas. (pág. dcha.)

y formar canchales. En el caso concreto de esta zona de Las Villuercas donde son visibles este tipo de formaciones, las pedreras se localizan sobre el flanco suroeste del sinclinal de Santa Lucía, que en algunos tramos se muestra invertido de modo que los farallones de cuarcita quedan como espejos enfrentados a los rayos del sol.

La morfología superficial de las pedreras puede ser muy variable según la pendiente y características de la ladera: triangular, longitudinal a favor de la ladera (varios centenares de metros) o transversal.

Además de las componentes geomorfológica, paisajística y estructural de estas formaciones, es importante destacar que estas superficies actúan como zonas de infiltración de las aguas superficiales en épocas de precipitaciones, contribuyendo a minimizar la escorrentía superficial y a recargar pequeños acuíferos desarrollados a favor de fracturas en las laderas que dan lugar, aunque no muy abundantes, a fantásticos manantiales aguas abajo de la pedrera.

En algunas zonas estas formaciones han sido atravesadas por carreteras o pistas rurales y se observa la gradación de materiales que presentan, muy finos en la base y grandes bloques en superficie. La accesibilidad a las mismas hace que en algunos casos los materiales sean explotados como material de construcción, bien como mampuestos para muros y recubrimientos o bien para ser empleados como áridos para aglomerantes. El impacto ambiental cuando la explotación alcanza ciertos volúmenes de extracción es patente en varios puntos de la comarca de Villuercas.





*Imagen característica
de las Gargantas de La
Vera: bloques y bolos de
granito procedentes de
la Sierra de Gredos.*



Gargantas de La Vera

Al pie de las Sierras de Tormantos y de Gredos se desarrolla un pedestal inclinado con una entidad morfológica muy bien definida que constituye La Vera. El factor que más condiciona esta comarca es el brusco tránsito y gran desnivel entre las cumbres de las Sierras, con cotas cercanas a 2.500 m, y la depresión del Tiétar-Campo Arañuelo, que cae hasta los 300 m. En estas condiciones el piedemonte sólo representa una estrecha orla al pie de las verticales laderas. Su superficie está muy retocada por la erosión y tiene mayor pendiente que otros pedimentos. Las laderas de la cordillera están horadadas por profundas gargantas, con torrenteras que se precipitan literalmente desde las cumbres de Gredos hacia el valle, entre las que destacan, según nos desplazamos de este a oeste, las Gargantas de Alardos, Minchones, Gualtamino, Cuartos, Jaranda y Pedro Chate, tributarias del Tiétar por su margen derecha.

Desde la carretera EX-203, entre las poblaciones de Madrigal de la Vera y Jaraiz de la Vera, en el norte de la provincia de Cáceres, se puede acceder a las gargantas anteriormente citadas con relativa facilidad.

Se trata de cursos de agua permanentes con máximos torrenciales muy marcados, normalmente de origen nival, en algunos casos nivopluvial y pluvial. En general, las gargantas presentan dirección norte-sur, con perfil transversal en V muy marcado en la zona próxima a Gredos, conforme se desciende se va suavizando hasta llegar a su desembocadura en el Tiétar. El perfil longitudinal es irregular con escalones y saltos, asociables a importantes fracturas que atraviesan transversalmente las gargantas. Estos cambios bruscos dan lugar a rápidos y

cascadas situados a distintas alturas formando lagunas en su base. Asimismo, las aguas van labrando pozas y hoyas en el roquero, puliéndolas después para generar formas singulares. A la salida de estas gargantas se depositan extensos conos de deyección constituidos por los gigantescos bloques y bolos de granito que arrastran los torrentes y que se esparcen en una amplia morfología de abanicos aluviales.

Las gargantas de la Vera, presentan un lecho rocoso granítico que se va erosionando progresivamente, encontrando los característicos bolos graníticos heterométricos y redondeados a lo largo de los torrentes. Dependiendo del recorrido y distancia de transporte se localizan distintos tamaños de bolos. En este tipo de cauces, los elementos morfológicos

*Cascada del Diablo
donde se aprecian
Marmitas de Gigante
labradas sobre granito.*



menores, como son saltos y cascadas, dan lugar a formas determinadas por sobreexcavaciones locales que se traducen en pozas. Estas se localizan en zonas de fuerte pendiente longitudinal donde existen rápidos regulados por la red de fracturas. Las formas sumergidas se denominan pozas o marmitas de gigante, existen marmitas de distintas dimensiones, según el estado evolutivo en el que se encuentren, algunas de ellas de gran espectacularidad y belleza.

Desde el punto de vista litológico y, a grandes rasgos, el Sistema Central está constituido por un gran batolito de composición mineralógica relativamente uniforme, pero con importantes diferencias texturales. La formación plutónica de la comarca corresponde a un granito biotítico, de grano medio a grueso, con algunos megacrístales de feldespatos. Son abundantes los diques de cuarzo que atraviesan los granitos, el de la Covacha es muy destacado por sus cristales. Las rocas de esta zona han estado sometidas a importantes esfuerzos tectónicos que se traducen en deformaciones, roturas y recristalizaciones de los minerales que las componen como es el caso del cuarzo y los feldespatos.

La formación de las gargantas guarda relación con una etapa de activación tectónica regional (Sistema Central), que reactivó el relieve, dando lugar a una etapa distensiva posterior al final del Mioceno. El ajuste diferencial de bloques, con subsidencia de alguno de ellos, produjo escalones que afectan a los cauces. La importante energía cinética de las aguas, junto a los bloques rocosos que transportan, produce una erosión lineal predominante del río.



Desde la carretera EX-203, partiendo del límite provincial entre Cáceres y Ávila y siguiendo siempre en dirección a Plasencia, se puede acceder a la Garganta de Alardos donde se comprueba la presencia de gran cantidad de bolos heterométricos, de hasta 2 y 3 m, de naturaleza granítica, ocupando el propio cauce. Conforme se avanza entre Madrigal de la Vera y Villanueva de la Vera se atraviesa la Garganta de Minchones que presenta, en la zona de intersección

Garganta en su tramo alto con la Sierra de Gredos al fondo.



*“Chorro de la Ventera”
sobre el Arroyo de la
Ventosa, metros antes
de su desembocadura
en la Garganta
de Minchones.*

con la carretera, una menor proporción de bolos graníticos y un perfil menos encajado que la anterior. A media ladera de la sierra, en un arroyo tributario por la izquierda, se localiza el “Chorro de la Ventera”, una zona accesible desde Madrigal de la Vera y Villanueva de la Vera a través de pistas forestales, donde se puede contemplar un gran salto de agua o cascada condicionado por la presencia de discontinuidades o fallas en el terreno. El conocido chorro se localiza sobre el Arroyo de la Ventosa metros antes

de su desembocadura en la Garganta de Minchones, este lugar es habitualmente frecuentado y utilizado por los lugareños como zona de esparcimiento. Para acceder a él desde la garganta se atraviesa un pequeño cañón conocido como Canal del Diablo.

En la Garganta Gualtamino, tomando un camino que sale a la izquierda de la mencionada carretera y tras recorrer unos 150 m, se alcanza un mirador desde donde se obtiene una vista

panorámica de la denominada “Cascada del Diablo”, como ejemplo de salto condicionado por la presencia de una fractura en el seno del sustrato rocoso granítico. Se produce un escalonamiento que, con el paso del agua, produce la existencia de cascadas y saltos que van erosionando el sustrato dando lugar a marmitas de gigante de dimensiones variadas, algunas con diámetros de varios metros. Desde este punto se puede contemplar asimismo la transición entre el piedemonte de la Vera y el Campo Arañuelo.

En la Garganta de Cuartos, junto al puente que la atraviesa, se aprecia el trazado del cauce con gran número de bolos graníticos heterométricos. En la zona alta, concretamente en la Garganta

de las Meñas (afluente por la izquierda, junto con la Garganta de la Hoz, de la Garganta de Cuartos), es evidente el control estructural de este torrente, observable en los sorprendentes saltos de agua y cascadas que forman en su base lagunas. De especial relevancia es la Garganta de Cuaternos o de las Meñas donde se encuentran los Chorreros del “Charco Redondo” y “La Polvorosa” poco conocidos, difícilmente visitables, y únicamente visibles desde sus cercanías y en vista aérea. El agua cae en sucesivos saltos, cuatro principales y otros menores, únicos en toda la Vera, alguno en su parte central supera los 65 m de caída, ramificándose en su último tramo.

En el entorno de la Garganta Jaranda se pueden localizar buenos puntos para

Tramo intermedio de la Garganta Jaranda.



*Chorreo del
"Charco Redondo"
en la Garganta de
Cuaternos o
de las Meñas.
(pág. dcha.)*

contemplar la mayor parte del recorrido de este cauce desde su inicio en las cumbres de Gredos hasta prácticamente su desembocadura. Desde la población de Guijo de Santa Bárbara, siguiendo la senda conocida como "Camino Viejo de Castilla" se puede acceder a la zona alta de la garganta y comprobar como discurre encajada en los materiales graníticos que atraviesa. En este tramo presenta un valle en forma de V, para pasar progresivamente a pendientes más suaves, hasta tornarse en un valle más abierto aguas abajo. Se deduce el control estructural de esta garganta dado que se encaja a lo largo de una importante fractura de dirección NNE-SSO. Desde el mirador situado en la carretera que va desde Guijo de Santa Bárbara a la EX – 203 se obtiene una buena panorámica de la mayor parte de la garganta.

Entre las poblaciones de Cuacos de Yuste y Jaraíz de la Vera se atraviesa la Garganta de Pedro Chate. Subiendo hasta Garganta la Olla, junto al puente de la carretera que conduce al Monasterio de Yuste, en la Garganta Mayor (tramo alto de la Garganta de Pedro Chate) es posible observar formas erosivas sobre el sustrato granítico conocidas como marmitas de gigante así como una sucesión de cascadas y lagunas condicionadas por la presencia de discontinuidades que afectan a los materiales de esta zona. En este caso el factor geológico dota a este paraje de mayor atractivo e interés para el visitante.

La importancia de las Gargantas de La Vera principalmente es de índole geomorfológico siendo muy representativas entre los ríos de montaña de Extremadura.

*Panorámica de
la Garganta Jaranda
junto a Guijo
de Santa Bárbara.*







Venus saliendo del agua.



Baños de Montemayor

Se trata de un balneario urbano cuyas aguas termales ya eran utilizadas durante la época romana. Constituyen una manifestación geotérmica de primer orden desde el punto de vista hidrogeológico, que hacen de los Baños de Montemayor uno de los puntos de mayor interés peninsular de hidrotermalismo, asociado a fracturas profundas de la corteza terrestre.

Se encuentra situado en el norte de la provincia de Cáceres, en su límite con la provincia de Salamanca, a los pies de las estribaciones de la Sierras de Béjar y Candelario, en pleno casco urbano de Baños de Montemayor. Se accede a través de la carretera N-630 Gijón-Sevilla "Vía de la Plata".

Se encuentran numerosas citas y referencias del origen de este balneario que se remontan a la época romana, aunque se conoce que las surgencias manaban ya en el siglo II a. de C., formando una laguna acuática de gran belleza. En la actualidad se conservan restos de las antiguas termas romanas como son: la estructura original, arquetas de toma de aguas y adecuación de los manantiales. Con el paso del tiempo estos baños seguirían utilizándose gracias a la presencia de la Vía de la Plata y posteriormente la carretera N-630. Las instalaciones han ido sufriendo modificaciones y acondicionamientos hasta llegar a su estado actual.

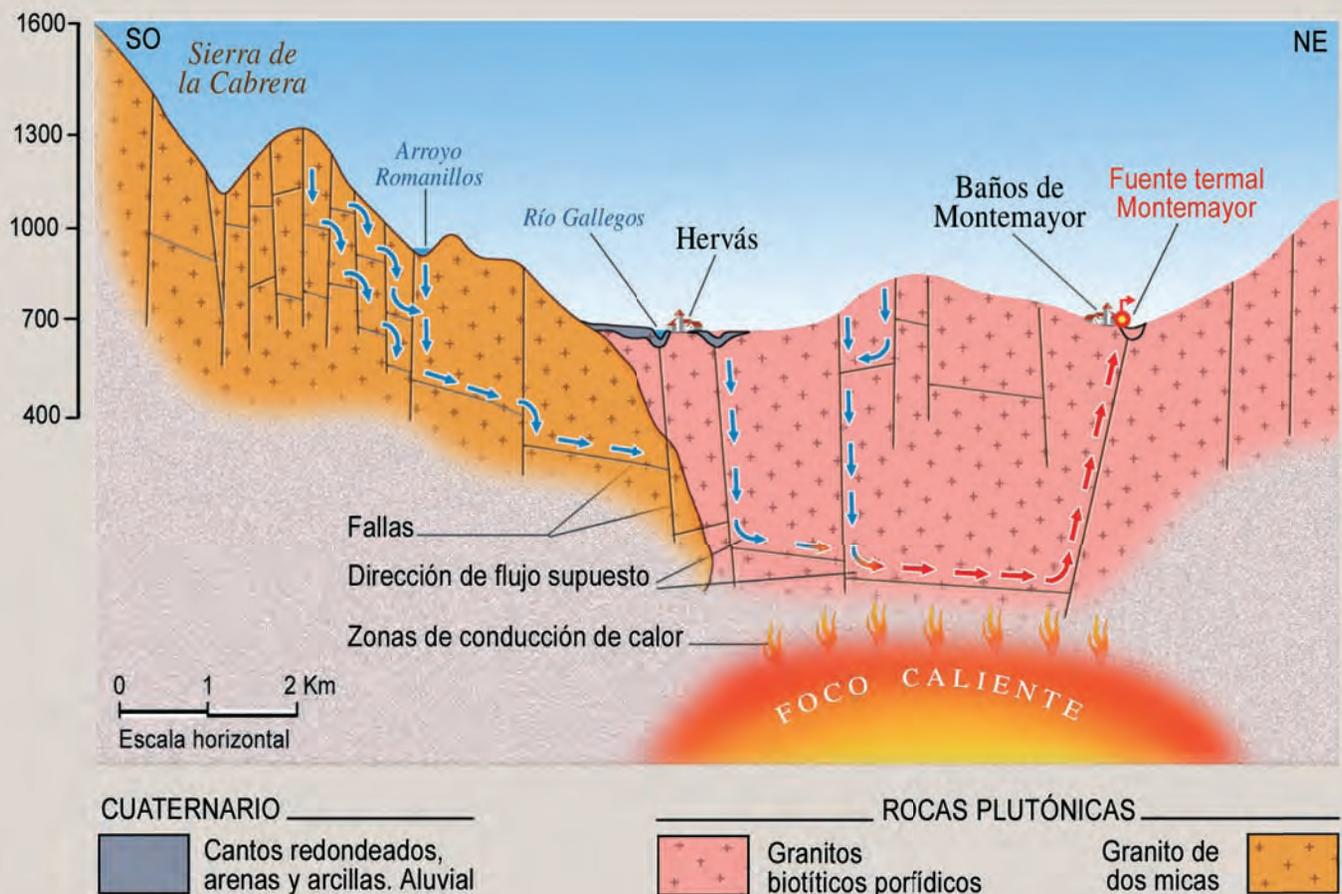
*Vista del Balneario
y parte alta de
Baños de Montemayor.*

Hoy en día estas instalaciones se encuentran entre las más avanzadas y mo-

dernas de Europa, poseen además encanto y atractivo, motivo de orgullo para un pueblo que, durante décadas, ha recibido hospitalariamente a los visitantes.

Las aguas termales se definen como aquellas aguas naturales cuya temperatura de surgencia supera en 4°C la temperatura media anual de la zona. Las aguas que abastecen a las instalaciones de Baños de Montemayor surgen a una temperatura muy elevada, 42°C, por lo que se considera una surgencia termal. El agua procede de dos manantiales próximos entre sí y denominados Columna y Arqueta. Las aguas termales y de carácter sulfhídrico se recogen en un depósito o aljibe romano cubierto por una cúpula semiesférica, siendo su caudal aproximado de 0,8 l/s.





Son aguas de mineralización media-baja, sulfuradas, bicarbonatadas sódicas e hipertermales cuyas características físico-químicas e hidráulicas son las siguientes:

Conductividad ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	380,0
Cloruros (mg/l)	26,7
Sulfatos (mg/l)	31,8
Bicarbonatos (mg/l)	134,2
Nitratos (mg/l)	0,1
Potasio (mg/l)	3
Sodio (mg/l)	94,1
Calcio (mg/l)	6,4
Nitritos (mg/l)	0
Sílice (mg/l)	45,9
Litio (mg/l)	0,86
Magnesio (mg/l)	0,4
Amonio (mg/l)	1
Flúor (mg/l)	3,2
Hierro (mg/l)	0,1

Según los datos deducidos de los análisis se trata de aguas con concentraciones importantes en litio, amonio, cloruros, etc., sustancias frecuentes en aguas termales relacionadas con granitos, que deben proceder de emanaciones profundas de origen endógeno, asociadas al cruce de dos fracturas profundas de escala regional de dirección N30°E y N80°E que afectan a granitos biotíticos porfídicos pertenecientes al Macizo de la Sierra de Gredos.

Desde el punto de vista geológico la zona de estudio se sitúa sobre una depresión o fosa tectónica, en el seno de materiales graníticos, originada por un sistema de fallas que pueden llegar a ser muy profundas. Se deduce que en la vertical de esta depresión en los granitos, y a una profundidad no muy grande, se

Corte geológico.
Fuente: "Recursos Mineros de Extremadura: Las Aguas Minerales". Junta de Extremadura.

encuentra una zona caliente. Todo esto influye en el flujo y composición de las aguas de Baños de Montemayor.

Como se puede comprobar en el corte geológico adjunto la depresión está rodeada por elevaciones con cotas que alcanzan hasta 1.200 m en la conocida Peña Cuervo.

En cuanto al funcionamiento hidráulico se trata de un sistema hidrotermal emplazado en una depresión o fosa tectónica de naturaleza granítica, caracterizada

por presentar fallas muy desarrolladas y profundas. En la representación del corte geológico se puede seguir el supuesto funcionamiento del sistema donde se ha representado la hipotética dirección del flujo así como la zona caliente y el punto de surgencia del agua termal.

El hipotético recorrido del agua consistiría en la infiltración del agua de lluvia a través de las fracturas y grietas que afectan a los granitos, el agua circula hacia niveles más profundos hasta alcanzar zonas próximas a focos calientes, en



*Antiguas termas
romanas.*

este punto el agua se calienta y asciende rápidamente a través de las fracturas y fallas. En este recorrido el agua se va cargando de elementos que le confieren su composición química.

Las aguas del balneario están indicadas para el tratamiento de afecciones reumáticas, problemas respiratorios y del sistema nervioso. El balneario cuenta con distintas técnicas hidrotérmicas como son piscinas climatizadas, bañeras hidromasaje y termales, duchas hidrotérmicas, parafangos, saunas, estufas

de vapor y agua, inhaladores, masajes y termas romanas. El Balneario de Baños de Montemayor fue declarado por la Junta de Extremadura Bien de Interés Cultural, con la categoría de Monumento. Asimismo las termas se ubican en un marco de gran relevancia natural conformado por la vertiente meridional de la Sierra de Gredos, que cuenta con enclaves de importancia ecológico-paisajística como son el magnífico Castañar de Hervás, la Sierra del Calvitero, el Puerto de Honduras y el Valle del Jerte y del Ambroz, entre otros.





*Pliegues de rocas
cuarcíticas en la
Portilla del Tiétar.*



Sinfronamiento de Monfragüe

La estructura geológica denominada Sinfronamiento de Monfragüe controla la delimitación del Parque Natural de Monfragüe localizado en la parte nororiental de la provincia de Cáceres, en el centro del triángulo formado por las poblaciones de Navalmoral de la Mata, Trujillo y Plasencia, ocupando parte de los términos municipales de Serrejón, Toril, Casas de Miravete, Torrejón el Rubio, Jaraicejo, Malpartida de Plasencia y Serradilla.

Las sierras de las Corchuelas/Sta. Catalina y La Serrana/Serrejón, con dirección noroeste-sureste, definen la orografía de este espacio natural. Entre ellas discurren los ríos Tajo y Tiétar encajándose en los materiales y cortando los crestones cuarcíticos formando las conocidas “portillas” o “saltos”. La propia estructura geológica definida por el Sinforme de Monfragüe da lugar a un relieve de tipo apalachiano caracterizado por la existencia de una sucesión de crestas dibujadas por los materiales más resistentes (cuarcitas), y valles o depresiones sobre los materiales más erosionables (pizarras).

Detalle de las pizarras gris-negras (pizarras de Villarreal de San Carlos) en el Arroyo Malvecino.

Monfragüe cuenta con la declaración de espacio natural protegido con la figura de Parque Natural, es asimismo Zona de Especial Protección para las Aves (Z.E.P.A.) y Reserva de la Biosfera, esta última recientemente declarada por la UNESCO. El acceso a la zona se realiza a través de la carretera EX-208 de Plasencia a Trujillo, dicha vía transcurre por uno de los lugares más emblemáticos del Parque Natural: el Salto del Gitano o Portilla del Tajo.

Desde el punto de vista geológico, el sinclinorio de Monfragüe se enmarca en la Zona Centroibérica del Macizo



Hespérico caracterizada por los amplios afloramientos de uno de los materiales más antiguos de la Península Ibérica, concretamente del Precámbrico, hace unos 650 millones de años, así como por el carácter discordante de los materiales del Paleozoico que se sitúan sobre ellos. Los materiales presentes en la zona se pueden agrupar en tres grandes conjuntos que corresponden a materiales preordovícicos, materiales postcámbricos y formaciones de cobertera.

Materiales preordovícicos

Son los materiales más antiguos, anteriores al Ordovícico y con una edad

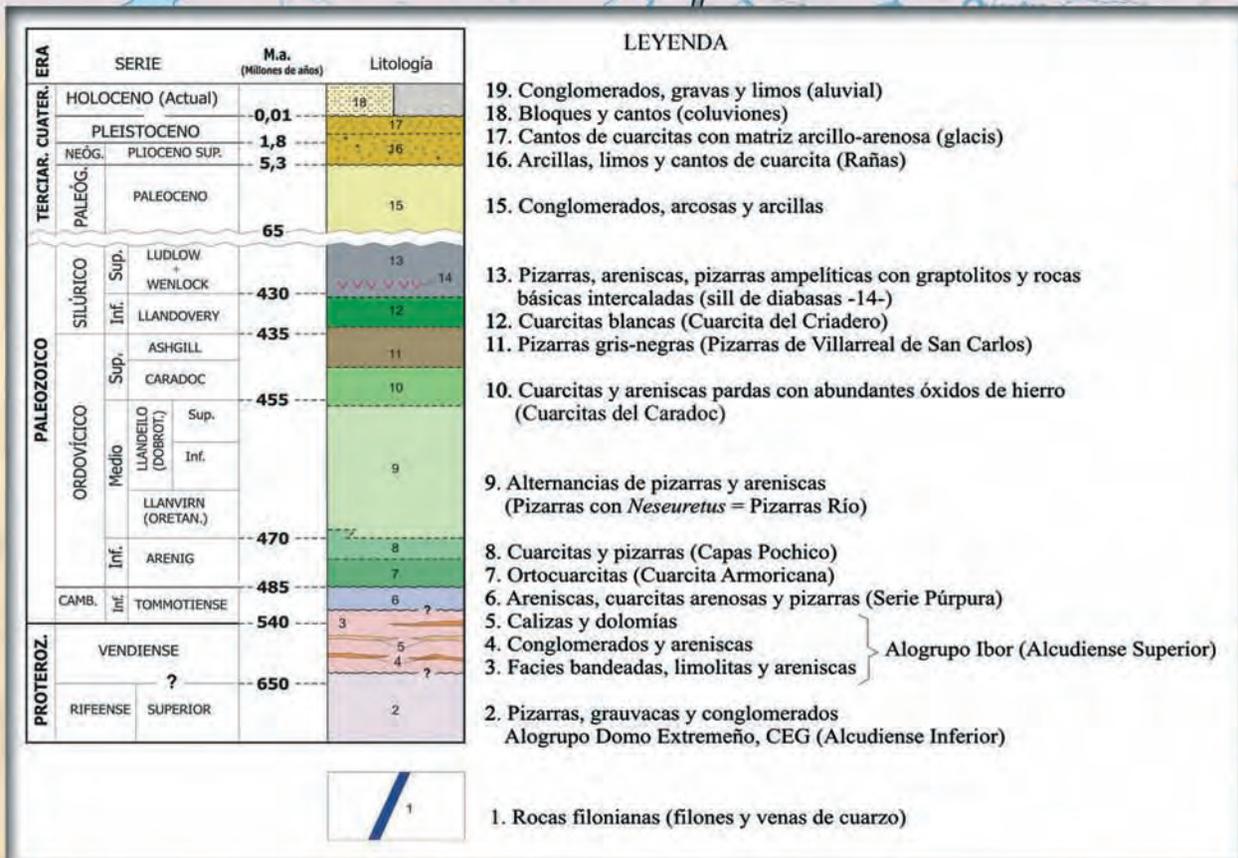
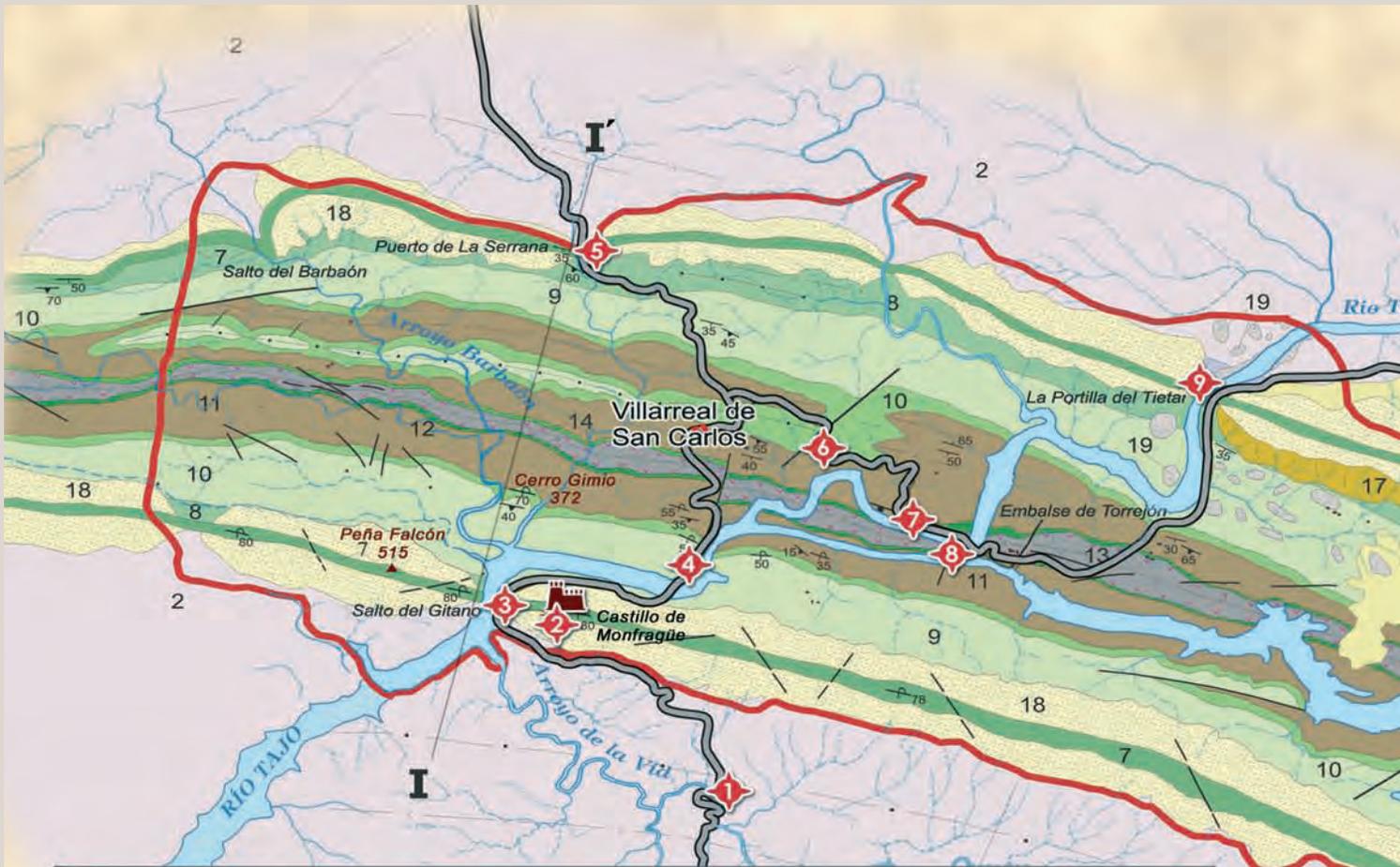
comprendida entre el Proterozoico superior y el Cámbrico inferior (650–540 M.a.). Forman el basamento o sustrato geológico de la zona y están fuertemente deformados por estar afectados, al menos, por tres orogenias, siendo éstas, de más antigua a más moderna, las denominadas fini-Cadomiense, Hercínica y Alpina.

En el ámbito de estudio estos materiales se disponen en tres unidades estratigráficas discordantes entre sí: una basal, denominada Alogrupo Domo Extremeño, una intermedia denominada Alogrupo Ibor y una suprayacente del Cámbrico inferior. Entre ellas, la más extensa es el denominado Alogrupo Domo Extremeño conocido también como Complejo Esquisto-Grauváquico. Constituye el basamento de esta zona y está formado por una potente y monótona sucesión de pizarras y grauvacas con alguna intercalación de niveles de conglomerados. Estos materiales afloran en el entorno que rodea al sinforme de Monfragüe; en el campo, se pueden identificar en el Arroyo de la Vid en el punto de interés geológico 1 indicado en el mapa geológico. Encima de éstos y de forma discordante se disponen los materiales del Alogrupo Ibor, donde se pueden encontrar algunos restos fósiles primitivos, como algas macroscópicas y estromatolitos. Sobre ellos y también en discordancia se disponen los depósitos del Cámbrico inferior formados por pizarras, areniscas y cuarcitas.

Materiales postcámbricos

Estos materiales son los que afloran a lo largo de toda la estructura geológica que constituye el denominado Sinforme de Monfragüe. Su edad comprende el Ordovícico (500-435 M.a.) y el Silú-

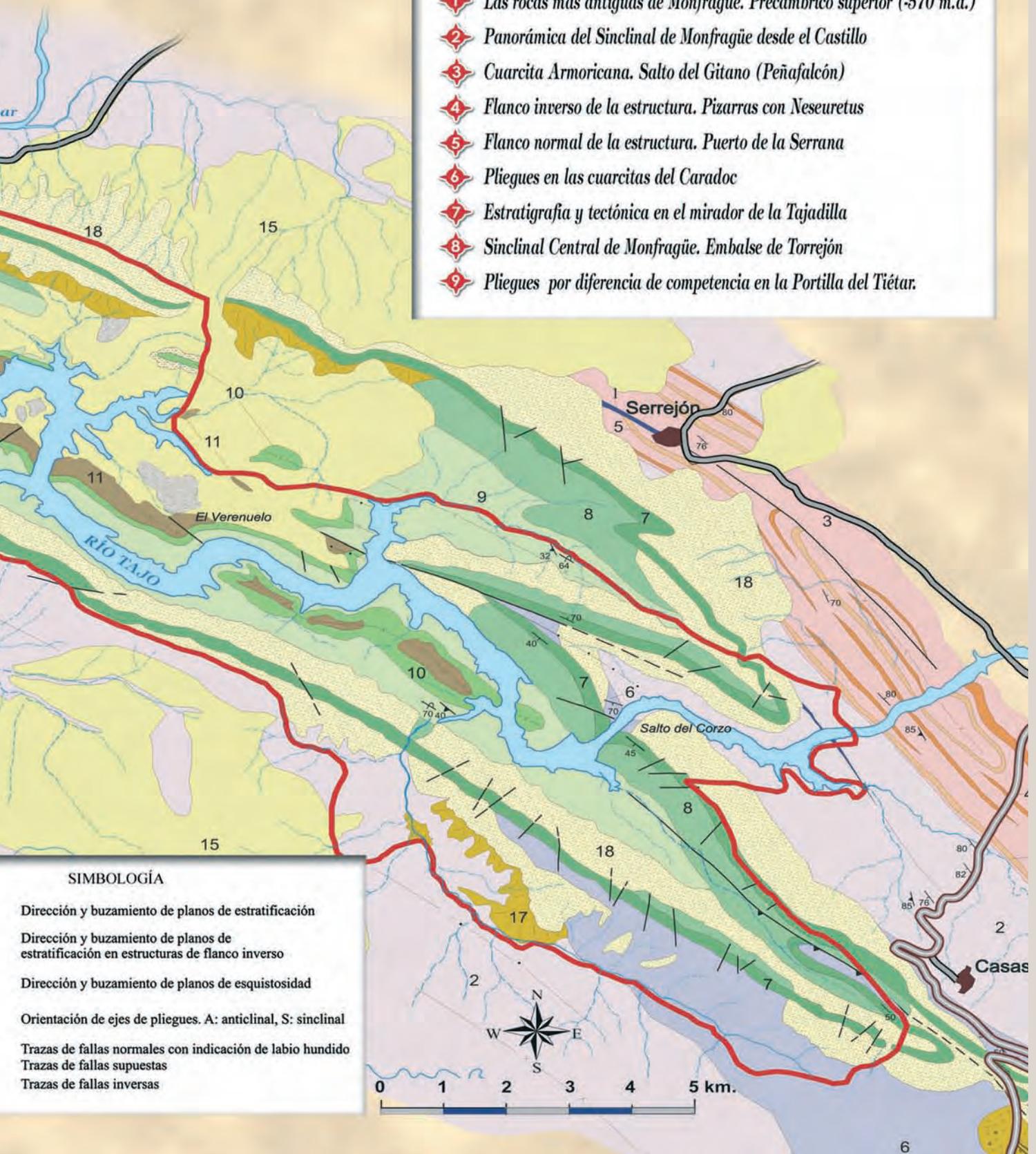


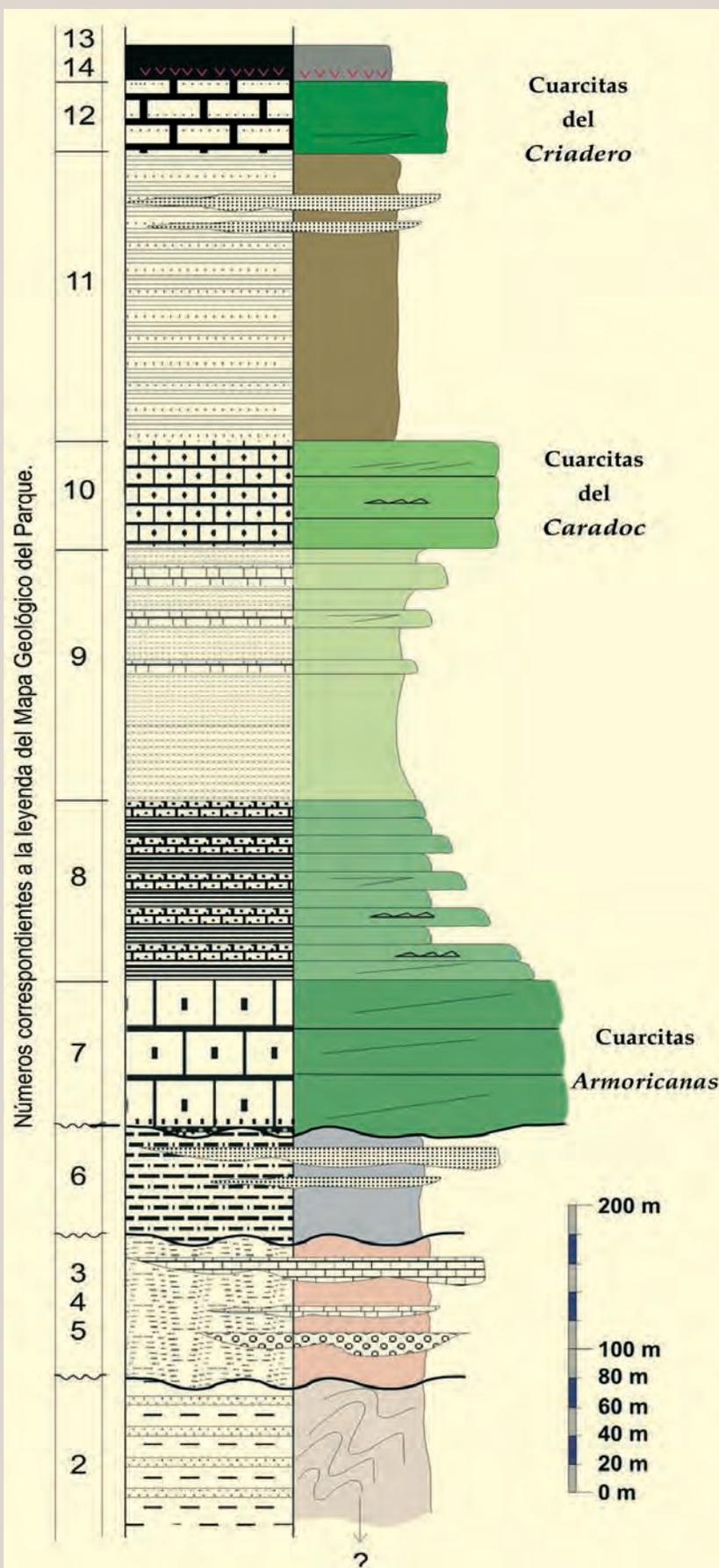


Mapa geológico, escala gráfica. Fuente: Guía Geológica del Parque Natural de Monfragüe. Junta de Extremadura.

Puntos de Interés Geológico

- 1 Las rocas más antiguas de Monfragüe. Precámbrico superior (-570 m.a.)
- 2 Panorámica del Sinclinal de Monfragüe desde el Castillo
- 3 Cuarcita Armoricana. Salto del Gitano (Peñafalcón)
- 4 Flanco inverso de la estructura. Pizarras con Neseuretus
- 5 Flanco normal de la estructura. Puerto de la Serrana
- 6 Pliegues en las cuarcitas del Caradoc
- 7 Estratigrafía y tectónica en el mirador de la Tajadilla
- 8 Sinclinal Central de Monfragüe. Embalse de Torrejón
- 9 Pliegues por diferencia de competencia en la Portilla del Tiétar.



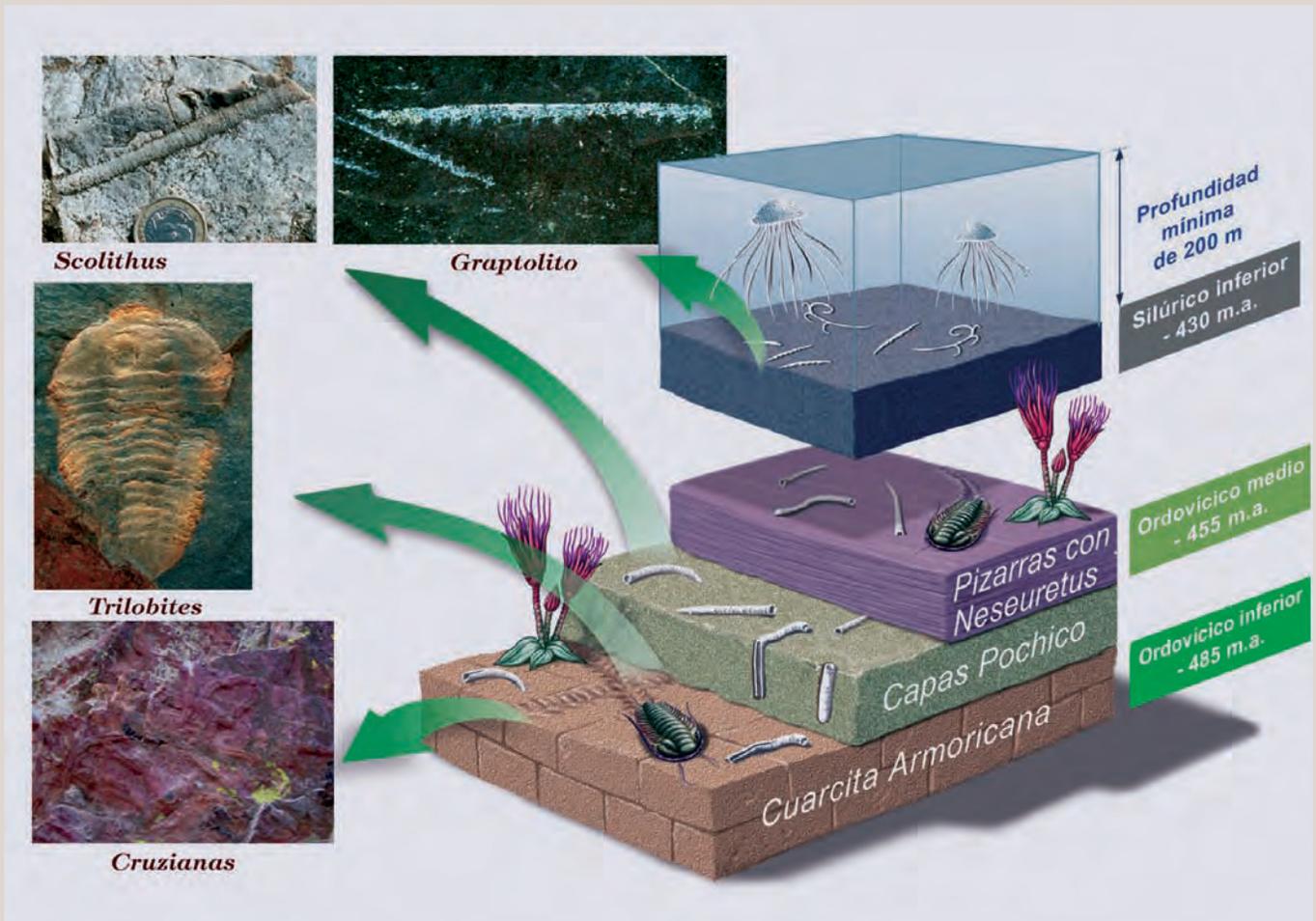


Columna estratigráfica generalizada de los materiales geológicos del Parque Natural de Monfragüe.

rico (435-410 M.a.). Estas rocas están deformadas por efecto de las orogénias Hercínica y Alpina y se sitúan en discordancia angular y erosiva sobre los materiales más antiguos, lo que indica el límite entre dos grandes episodios sedimentarios. Estos materiales en detalle se pueden reconocer en la columna estratigráfica donde se representan en función de su posición cronoestratigráfica.

En general, los materiales del Paleozoico están formados por una sucesión alternante de pizarras y cuarcitas que se disponen concordantes entre sí. En la mencionada columna se pueden identificar tres niveles de cuarcitas que son realmente las que estructuran el relieve de la zona, corresponden de más antigua a más moderna a: la Cuarcita Armórica (C.A.), las Cuarcitas del Caradoc (C.C.) y la Cuarcita de la base del Silúrico (C.S.). Entre ellas se encuentran niveles de pizarras que coinciden en superficie con los valles intermedios dada su menor resistencia a la erosión.

La Cuarcita Armórica es una singular formación que destaca por ser el principal elemento constructor del relieve, ya que origina los mayores resaltes morfológicos, como el Salto del Gitano, observable en el punto 2 según indica el mapa geológico, en la Sierra de La Serrana o en la Portilla del Tiétar. En la base de estas cuarcitas se pueden reconocer huellas de trilobites y marcas de organismos perforantes Skolithos. Las Cuarcitas del Caradoc son una unidad que se organiza en tres crestones cuarcíticos fácilmente reconocibles por el observador por delimitar un resalte morfológico muy característico, como es el caso del conocido Cerro Gimio. Las Cuarcitas de



la base del Silúrico son de color claro y forman el tercer resalte del Sinforme de Monfragüe a menor cota topográfica que los anteriores. Estos materiales se pueden ver en la zona de la presa de Torrejón.

En los tramos pizarrosos situados entre las cuarcitas destacan las pizarras con trilobites (*Neseuretus*) del Ordovícico Medio (455 M.a.) y las pizarras negras con graptolitos del Silúrico Inferior (430 M.a.), que representan la culminación de la sedimentación paleozoica en esta zona. Asimismo existen alternancias de bancos de pizarras y cuarcitas situados entre los tramos de cuarcitas y los de pizarras, como es el caso de las denominadas Capas Pochico situadas encima de la Cuarcita Armoricana y en tránsito gradual con ella.

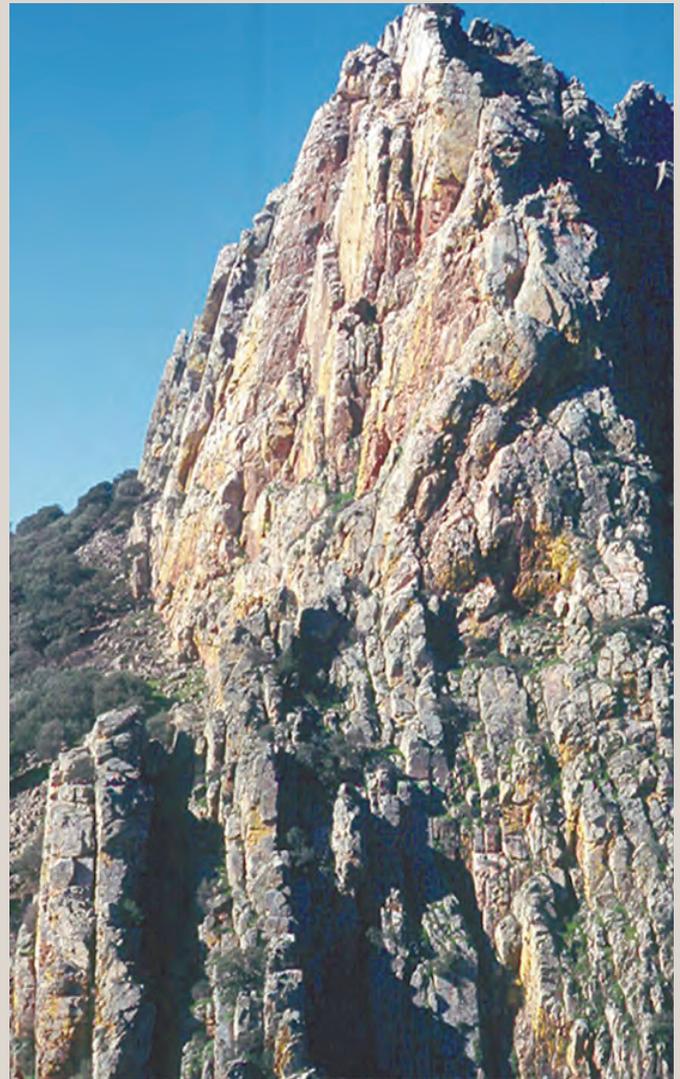
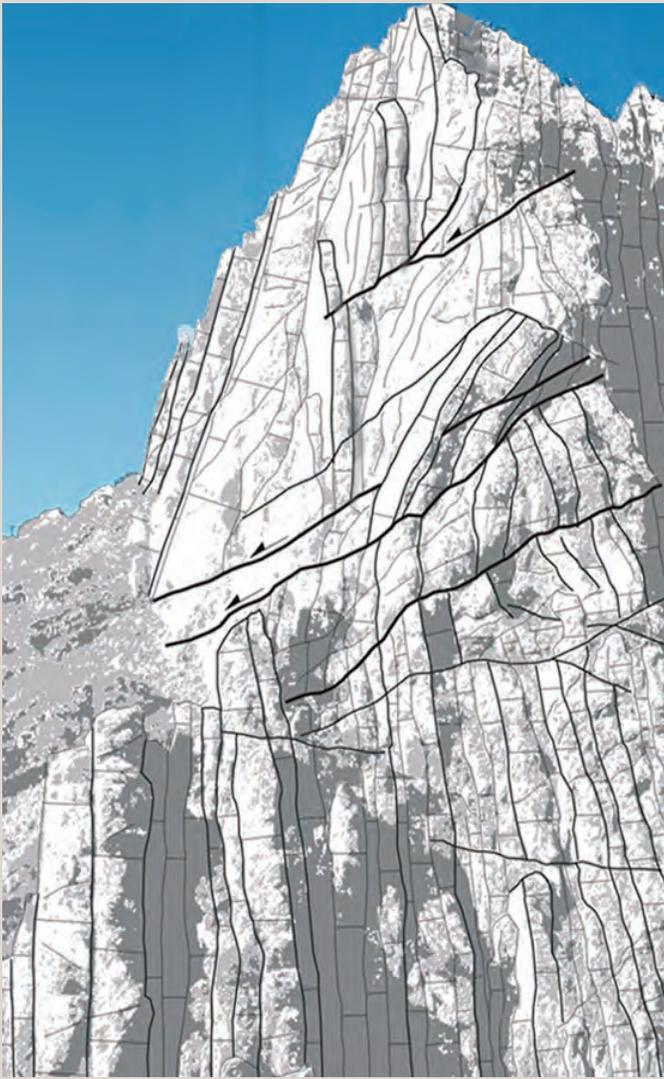
Materiales de cobertera

Son los materiales más recientes, no deformados, o ligeramente afectados por las últimas fases de la orogenia Alpina. Corresponden a los depósitos del Terciario (Paleógeno) y Cuaternario (entre 65 M.a. y la actualidad), que se encuentran rellenando las depresiones de los ríos Tajo y Tiétar. Asimismo se localizan sobre las laderas de los relieves cuarcíticos. Se trata de arenas, gravas y arcillas, así como depósitos de cantos, que se superponen de forma discordante sobre los materiales del sustrato Precámbrico y Paleozoico.

Medios Sedimentarios y Registro Fósil

Los materiales paleozoicos se depositaron en tres grandes ciclos de avance y retroceso del mar sobre el continente (ciclos transgresivo-regresivos).

Reconstrucciones de los fondos marinos del Paleozoico Inferior con las comunidades faunísticas características. (Inspirado en McKerrow, 1978)



*Estratificación y fracturación.
Cuarcita Armoricana.
Peña Falcón.*

Estos ciclos comenzaron con el depósito de episodios arenosos que se traducen en las tres barras cuarcíticas que dan lugar a los resaltes morfológicos del Sinforme de Monfragüe, entre ellas se encuentra la Cuarcita Armoricana, la del Caradoc y la del Silúrico. Estos materiales pasan gradualmente a depósitos de alternancias de cuarcitas y pizarras, alcanzando el máximo avance del mar (transgresivo) en los tramos de pizarras más ricas en pirita y materia orgánica, como es el caso de las pizarras con *Neseuretus* del Ordovícico Medio, de las pizarras de Villarreal de San Carlos en el Ordovícico Superior y de las pizarras ampelíticas del Silúrico. Después se iniciaron periodos de retirada del mar (regresivos), en los que los tramos pi-

zarrosos van teniendo progresivamente un incremento de arenas, culminando los ciclos con depósitos de areniscas y cuarcitas.

Los restos fósiles, principalmente artrópodos marinos (Trilobites), las huellas bilobuladas de éstos (Cruzianas), la presencia de organismos tubulares (*Skolithus*) que se atribuyen a perforaciones de gusanos arenícolas sobre un fondo marino blando, así como el hallazgo de restos de graptolitos (colonias planctónicas de esqueleto proteico que vivían flotando en los mares del Silúrico Inferior), permite realizar la reconstrucción de cómo vivían estos organismos en el fondo marino hace entre 485 y 430 M.a.

Características Tectónicas y Estructurales

La configuración estructural de las rocas que conforman Monfragüe es el resultado de la superposición de varias fases de deformación. La orogenia Hercínica es la de mayor incidencia, la posterior orogenia Alpina ha tenido menor efecto sobre los materiales. La deformación principal ha tenido lugar por efecto de la compresión hercínica hace unos 315 M.a. durante el Carbonífero Inferior. Es la responsable de la aparición de las estructuras de plegamiento, a todas las escalas y en varias etapas o fases de deformación. La principal fase de deformación coincide con un acortamiento o compresión de orientación NE-SO, responsable de la formación de la macroestructura de-

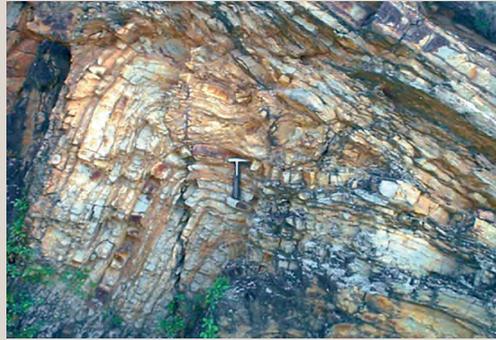
nominada Sinforme de Monfragüe. El acortamiento es importante y se pone de manifiesto en el apretamiento de los pliegues, dando lugar a la verticalización e incluso inversión del flanco, como puede comprobarse en la Cuarcita Armoricana que configura el conocido Salto del Gitano.

Al finalizar la orogenia hercínica se producen deformaciones tardihercínicas y/o alpinas que se extienden desde hace 300 M.a. hasta el inicio del Cuaternario, que dan lugar a la aparición de fallas de orientación NE-SO y NO-SE, cuya principal representante es la falla de Alentejo-Plasencia. Dicha falla tiene una influencia muy notable en la zona, ya que representa un último movimiento de desgarre con sentido senestro, dando lugar a una cur-

Cuarcita Armoricana en el "Salto del Gitano" vista desde Peña Falcón.



*Pliegues y Fallas.
Cuarcitas del Caradoc.*

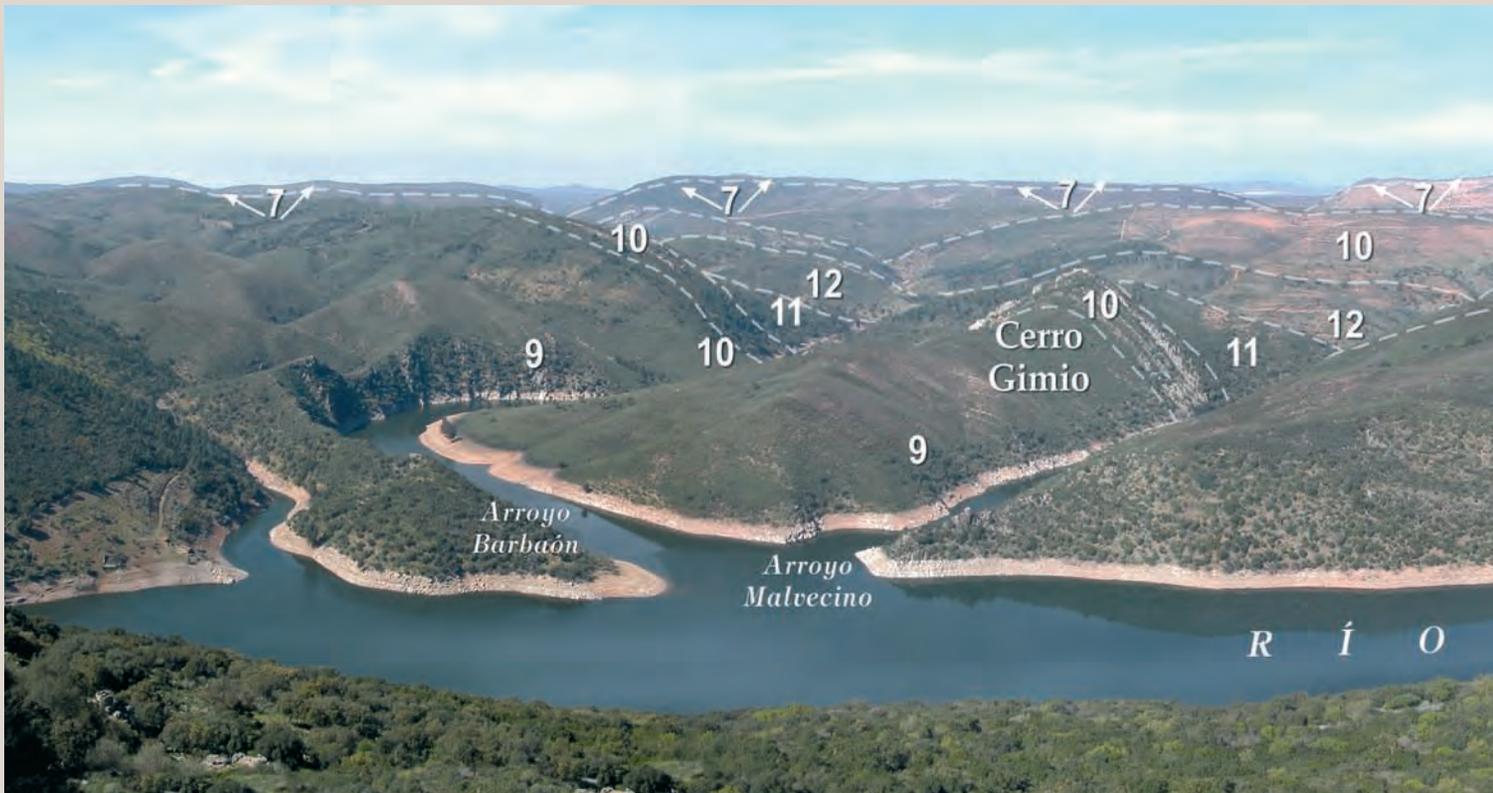


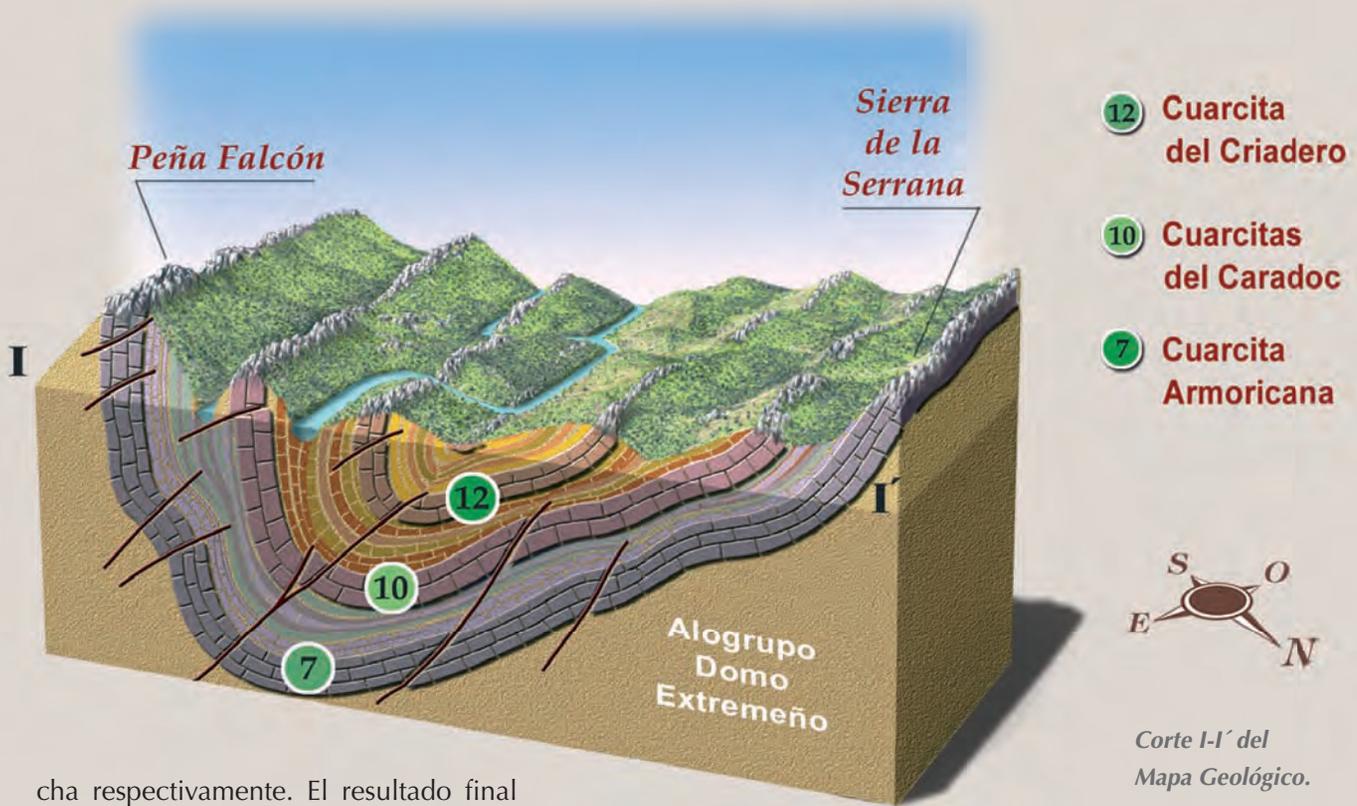
vatura a escala microscópica en la traza de los pliegues hercínicos fácilmente observable desde el Castillo de Monfragüe, situado en el punto 4 representado en el mapa geológico, sobre el afloramiento de Cuarcita Armoricana. Asimismo desde el Mirador de la Tejadilla (punto 7), situado en el centro del Sinforme de Monfragüe, se pueden realizar observaciones estratigráficas y estructurales, también comprobar el control tectónico mediante fallas sobre el trazado del río Tiétar.

y competentes, como las cuarcitas, dan lugar a pliegues suaves y más abiertos. En la Fuente de los Tres Caños (punto 6) podemos comprobar la geometría y el tipo de pliegues a escala métrica que afectan a las Cuarcitas del Caradoc. Los materiales del tipo pizarras se deforman en pliegues más apretados. En la Portilla del Tiétar, sobre el punto 9 del Mapa Geológico, se puede comprobar el distinto comportamiento de los materiales que componen esta estructura geológica. En este caso se comprueba la diferente respuesta de plegamiento entre las Capas Pochico y la Cuarcita Armoricana, situadas desde el mirador de la Portilla del Tiétar a la izquierda y dere-

Panorámica geológica del Sinforme de Monfragüe mirando al Norte, desde el Castillo de Monfragüe. (Los números corresponden a las unidades del mapa geológico de la página 308.)

A lo largo de todo el proceso de deformación los distintos materiales presentan comportamientos variados según sea su naturaleza. Las capas más duras





cha respectivamente. El resultado final de todo el proceso de deformación es la estructura actual del Sinforme de Monfragüe, caracterizada por su asimetría debido a que el flanco sur es muy vertical, llegando a ser inverso. En el Puente del Cardenal, representado por el punto 4 del Mapa Geológico, se puede obser-

var la estructura de este flanco sur. En el Puerto de la Serrana (punto 5) se puede comprobar cómo la estructura del flanco norte es normal y está débilmente inclinado como puede comprobarse en el corte geológico.

