

Guía del Patrimonio Geológico de la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga



E. Fernández-Martínez (coord.), E. Alonso Herrero, R. Castaño de Luis,
J. Cortizo Álvarez, I. Fuertes Gutiérrez, J.M. Redondo Vega, J. Santos González

A quienes, desde hace décadas, estudian y divulgan la Gea del Alto Bernesga.
A la población local, que lucha por conservar el hermoso Patrimonio Natural que ha heredado.

Al Bernesga, que da nombre y forma a este territorio.

Índice

Las Reservas de la Biosfera	13
Introducción.....	19
1. La Historia geológica del Alto Bernesga	23
1.1. Las rocas más antiguas del Alto Bernesga	29
1.2. Los mares del Silúrico.....	39
1.3. Crisis en los mares del Devónico	53
1.4. Vida y muerte en un arrecife del Devónico.....	59
1.5. Los bosques del Carbonífero.....	69
1.6. Las cicatrices del planeta	77
2. La construcción del relieve del Alto Bernesga.....	91
2.1. Los meteoros y las rocas.....	95
2.2. Las formas de erosión diferencial	103
2.3. El poljé de Pico Feliciano.....	111
2.4. El mundo subterráneo	123
2.5. Las huellas del hielo.....	131
2.6. Herencia de los suelos helados.....	141
3. Los recursos geológicos del Alto Bernesga	149
3.1. Los minerales	153
3.2. Las rocas.....	171
3.3. Los suelos	191
3.4. Las aguas.....	201
Patrimonio Geológico.....	207
Anexos.....	219
Glosario	221
Escala de tiempo geológico	229
Tabla de tiempos geológicos.....	230
Listado de puntos.....	231
Bibliografía	235

Las Reservas de la Biosfera

La Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) tiene entre sus programas principales el denominado *Man and Biosphere*, Hombre y Biosfera (MaB). Su finalidad fundamental es la búsqueda del equilibrio entre el desarrollo socioeconómico de nuestra especie y la conservación de los ecosistemas y la diversidad. Para alcanzar este objetivo promueve un uso sostenible, comenzando por aquellos territorios cuyos ecosistemas tengan un alto valor tanto natural como antrópico. Estas áreas, especialmente valiosas y frágiles en sus aspectos naturales y culturales, se reconocen internacionalmente como Reservas de la Biosfera.

A nivel nacional, la Ley 42/2007, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad, reconoce la figura de Reserva de la Biosfera como: *modelo de gestión integrada, participativa y sostenible del patrimonio y de los recursos naturales, con los objetivos básicos de conjugar la preservación de la biodiversidad biológica y de los ecosistemas, con un desarrollo ambientalmente sostenible que produzca la mejora del bienestar de la población, potenciando la participación pública, la investigación, la educación en la integración entre desarrollo y medio ambiente y la formación en nuevas formas de mejorar esa integración*. Así mismo, recoge la necesidad de que todos los espacios nombrados Reserva de la Biosfera tengan claramente definidos cuatro elementos: 1) una zonificación, 2) una autoridad reconocible que se responsabilice de ella, 3) un órgano de administración y 4) una estrategia de actuación.

De lo indicado anteriormente se deriva que toda Reserva de la Biosfera tiene tres líneas de actuación prioritarias:

- Conservación de los ecosistemas, la diversidad y los recursos genéticos.
- Desarrollo de las comunidades locales que habitan dentro de la Reserva.
- Apoyo logístico, es decir, una Reserva tiene que servir de modelo para otras zonas, por lo que es importante la ayuda a la investigación, la formación y el trabajo en red.

Estas funciones se resumen en una idea clave: conseguir modelos de desarrollo sostenible en territorios bien diferenciados que poseen importantes valores naturales y culturales, así como la difusión de esa filosofía y de la experiencia adquirida a otros lugares. Para lograr esos fines, es preciso crear una zonificación, basada en tres áreas con diferentes usos:

- Zona núcleo: comprende las zonas con mayor valor ambiental y que deben contar con alguna figura de protección. En estas zonas debe primar la función de conservación sobre las demás.
- Zona tampón o de amortiguación: áreas donde se desarrollan actividades compatibles con la conservación de los ecosistemas y donde se debe centrar la función de apoyo logístico. Separa las zonas núcleo de las zonas de transición.
- Zona de transición: son los territorios en los que se concentran las actividades económicas que permiten el desarrollo de las comunidades y donde están los núcleos de población.

En la actualidad existen 564 Reservas declaradas en 109 países diferentes. España es, tras Estados Unidos y México, el tercer país con mayor número de ellas, puesto que cuenta con 40 Reservas de la Biosfera, siendo 2 de ellas transfronterizas. Las Reservas españolas, que presentan una gran heterogeneidad, están organizadas dentro de la Red de Reservas de la Biosfera Españolas. Este organismo se creó en 1992 y en su seno se están elaborando una serie de documentos técnicos de referencia adaptados al Plan de Acción de Madrid 2008-2013, que es el que marca los ejes prioritarios a seguir por todas las Reservas del mundo en los próximos años.

La provincia de León cuenta con 7 Reservas, todas ellas declaradas entre 2003 y 2006, lo que la convierte en la de mayor número de espacios declarados de toda España. Esto supone que un 18,5 % de la provincia es Reserva de la Biosfera, un título reconocido a nivel internacional y que puede tener gran importancia en el desarrollo de estas zonas.

Para más información:

Web del programa MaB (<http://www.unesco.org/uy/mab>)

Web de la Red de Reservas de la Biosfera Españolas, dependiente del Organismo Autónomo de Parques Nacionales
(http://www.mma.es/portal/secciones/el_ministerio/organismos/oapn/oapn_mab_redreservas.htm)

La Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga

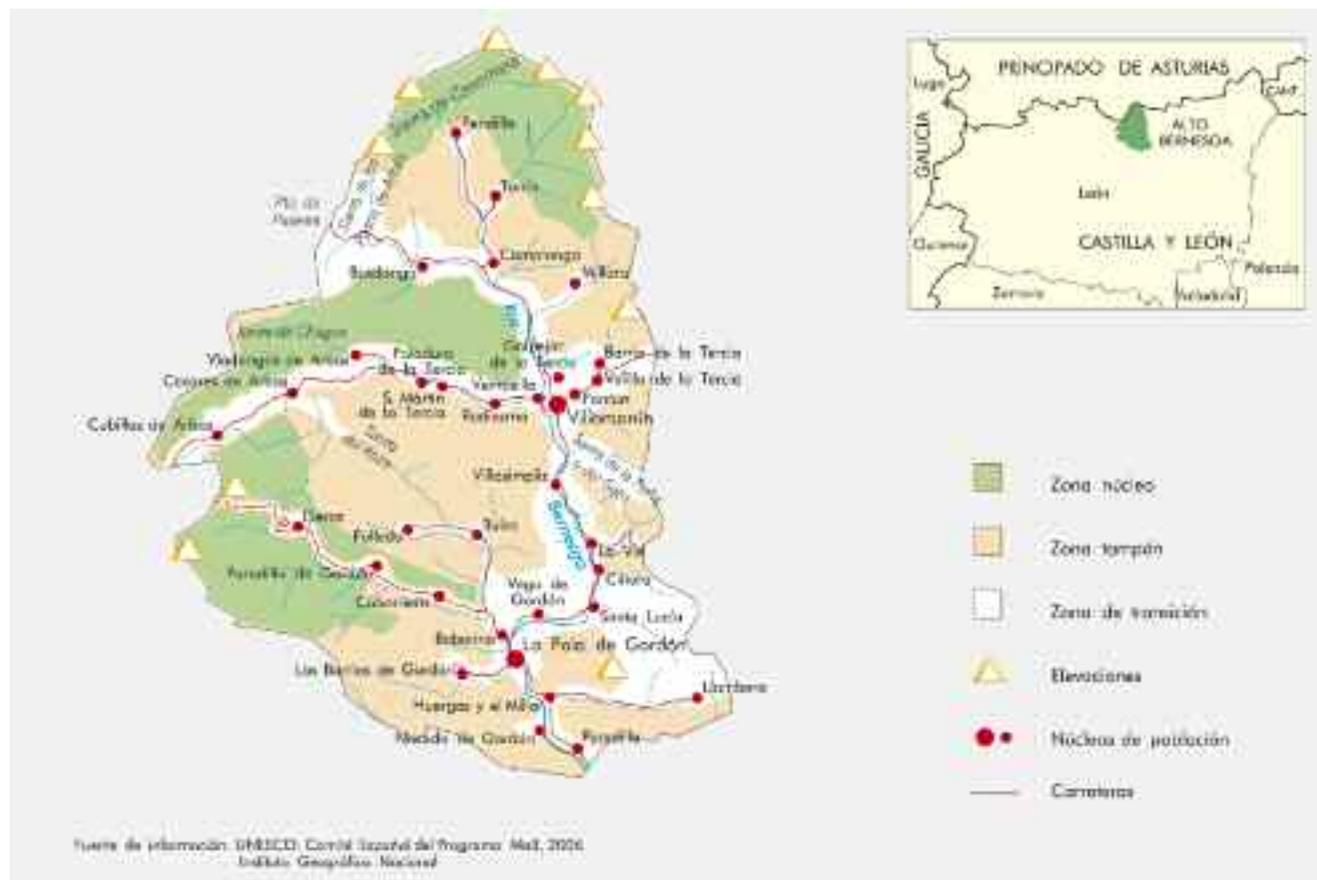
El 29 de junio de 2005, la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) declaró los términos municipales de La Pola de Gordón y Villamanín como Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga. Este territorio de montaña se encuentra en plena Cordillera Cantábrica, al norte de la provincia de León, en el principal eje de comunicaciones entre Asturias y la meseta norte.

El Alto Bernesga comprende un total de 33442 ha entre 963 y 2182 m de altitud, vertebradas por el río Bernesga, que lo atraviesa de norte a sur, y sus principales afluentes, como son los ríos Casares, Rodiezmo y Camplongo. En torno a estos cursos fluviales, y a otros secundarios, se localizan un total de 36 localidades que cuentan con una población total de 5261 habitantes.

Siguiendo la filosofía de las Reservas de la Biosfera, el Alto Bernesga cuenta con una zonificación en tres zonas:

La zona núcleo: comprende un total de 8637 ha (26 % de la Reserva) localizadas dentro del Lugar de Interés Comunitario (LIC) Montaña Central de León (ES4130050), que protege gran parte del municipio de Villamanín y el tercio occidental del de La Pola de Gordón. Esta zona está formada por cinco áreas que recogen los ecosistemas de mayor valor de la Reserva como son:

- Zonas de alta montaña: se trata de áreas de roquedos, arandaneras, brezales rastreros y pastizales de gran importancia para especies como el lobo, el rebeco, el águila real, la perdiz pardilla, la liebre de piornal y para el tránsito del oso pardo. Estos ecosistemas están representados en las zonas núcleo de Casomera y Chagos.



Mapa de zonificación de la Reserva

- **Roquedos calizos:** áreas de gran interés botánico, con presencia de sabinas y otras plantas de interés por su rareza, y que aparecen dentro de la zona núcleo "Aralla-Cabornera". Tiene también un elevado interés hidrogeológico, puesto que son lugares de recepción y acumulación de aguas.
- **Bosques:** el Alto Bernesga cuenta también con algunas masas forestales de gran valor, principalmente hayedos, vitales para la supervivencia de especies de notable interés. Los más extensos se localizan en la zona núcleo "Valle del río Casares". También los bosques de ribera están representados en la zona núcleo "Bernesga", la de menor extensión de las cinco y que se encuentra dentro del LIC Riberas del río Esla y afluentes (ES4130079).

La zona tampón o de amortiguación: es la que ocupa una mayor extensión, con 14764 ha (44 % de la Reserva). Es también la más diversa, puesto que en su interior se encuentran representados casi todos los ecosistemas de la reserva, destacando algunos de gran interés turístico, como el Faedo de Ciñera, y científico, como los yacimientos paleontológicos de El Millar. Pero sobre todo se trata de una zona con un interés ganadero, en la que se concentran los aprovechamientos extensivos del territorio.

La zona de transición: comprende una superficie de 10041 ha (30 % del total) y en ella se concentran los usos intensivos del territorio (minería principalmente), así como las infraestructuras y todos los núcleos de población. Es la zona de menor valor ambiental y en ella predomina la función de desarrollo sobre todas las demás.

En conjunto, la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga cuenta con un rico Patrimonio Natural, entre el que destaca un variado Patrimonio Geológico. El valor del sustrato en el que se asienta este territorio se debe a su importancia científica, didáctica y turística pero también a la impronta que los cimientos geológicos y los agentes de modelado imprimen en sus paisajes, y a los rasgos etnográficos y culturales que este patrimonio ha determinado. Además, los recursos minerales han sido la base del desarrollo económico del Alto Bernesga durante el último siglo.

Esta publicación trata de poner en valor este rico patrimonio, hasta ahora apenas conocido, contribuyendo así a la divulgación de una parte del Patrimonio Natural del Alto Bernesga, en consonancia con los principios y funciones de las Reservas de la Biosfera.

Introducción

Sección de La Vid de Gordón (Valle del Bernesga). Llegamos temprano. Tras las lluvias, hoy tenemos un día con luz de verano; hayas y calizas brillan bajo un cielo intensamente azul. Pero no nos engañemos, el aire aún es fresquito. Comenzamos a trabajar en la base del Grupo La Vid, allí fotografiamos varias estructuras de escape de fluidos, del tipo llamado teepee. Tras el reconocimiento inicial, nos centramos en las capas 26 a 35, donde el grupo de trabajo de J. ha localizado un evento de extinción.

...

Damos por finalizada la jornada cuando la penumbra nos impide seguir levantando la columna. LP y C han tenido que trabajar duro en la capa 29, pero ya han alcanzado el nivel 30. Mi recolecta ha sido increíble: sólo con la determinación inicial hay, al menos, ocho géneros de corales tabulados... y esto ¡en unas capas donde apenas habían sido citados!

Mientras recogemos las bolsas con muestras esparcidas por la carretera, comentamos con asombro el hecho de que, después de tantos años de estudio, esta sección sigue proporcionando nuevos datos y fósiles magníficos...

Cuaderno de campo VII, 10 de junio de 2002

Para la mayoría de las personas que viven o se acercan al valle del Bernesga, este es un territorio marcado por la impronta humana: zona de tránsito entre Asturias y la Meseta, corredor de energía, cuenca minera por excelencia, espacio abierto –aunque doméstico– en el que disfrutar de un relajante día de asueto... Pero bajo este engañoso tapiz antrópico, el territorio ocupado por la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga constituye el ejemplo tipo de paisaje geológico: montuoso, con cimas que superan los 2000 metros, surcado por una intrincada red de ríos y arroyos que labran gargantas en la roca desnuda y esculpen valles de suelo fértil en los materiales más débiles. Un único elemento vertebral y da unidad a este territorio, el río Bernesga, vibrante curso de agua incluso ahora, cuando lo descubrimos semioculto entre ingentes volúmenes de infraestructuras humanas.

Por otro lado, y en un contexto socioeconómico, el sustrato geológico ha constituido un importante motor de desarrollo durante gran parte del siglo XX, gracias a la explotación no renovable de diversos minerales, de rocas industriales y, muy especialmente, del carbón.

Hablamos, por tanto, de un territorio en el que la Gea ha dejado su impronta física y social. Pero también, desde un punto de vista científico, el sustrato rocoso del Alto Bernesga ha contribuido de manera decisiva al conocimiento de la historia geológica no solo de esta región, sino de gran parte de la Península Ibérica y del planeta Tierra en general.

Conscientes del enorme valor de la Gea del Alto Bernesga, los autores proponemos un acercamiento a este territorio desde sus cimientos: el sustrato geológico que lo soporta físicamente y le da forma. Y lo hacemos

describiendo el terreno, observando sus peculiaridades e interpretando las señales acuñadas en rocas y relieves, unas señales que nos permiten conocer el pasado de nuestras tierras y comprender el porqué de su forma actual. La visión naturalista que queremos transmitir no estaría completa si no aludiéramos también a la interacción entre los seres humanos y las rocas, una relación de milenios que ha dejado su profunda huella en el paisaje actual.

Paralelamente, este libro adopta el enfoque patrimonial imprescindible en cualquier actividad sobre la Naturaleza realizada a principios del siglo XXI. Dicho enfoque se manifiesta en el hecho de que el sustrato geológico del Alto Bernesga es tratado como un recurso natural renovable, que debe ser conocido y gestionado de acuerdo a los planes de ordenación de cada territorio.

El libro se ha estructurado en cuatro capítulos y varios anexos. En los tres primeros capítulos se explican las características geológicas del Alto Bernesga a través de la interpretación de diversos lugares que pueden visitarse en el territorio. Todos los capítulos se organizan en apartados que muestran diferentes lugares donde pueden observarse aspectos geológicos relevantes. Al final de cada uno de estos apartados se incluye un pequeño párrafo en cursiva que subraya la importancia de los principales sitios descritos. Además, el último Capítulo se dedica en exclusiva al análisis del estado actual del Patrimonio Geológico del Alto Bernesga.

El primer Capítulo expone varias zonas donde las rocas nos cuentan la larga historia geológica del valle del Bernesga. Su estudio ha contribuido a conocer el pasado de nuestro planeta, y en concreto, de la era que denominamos Paleozoico. Los cinco primeros apartados del Capítulo cuentan historias de este pasado, describiendo los paisajes que constituyen la juventud de nuestra tierra: fondos marinos con volcanes, mundos cubiertos por hielos, cálidas aguas tropicales plagadas de arrecifes, bosques húmedos de árboles gigantes anclados en pantanos... Mundos por siempre desaparecidos, cuyos vestigios se encuentran grabados en nuestras rocas. Algo diferente de los demás, el sexto Apartado está dedicado a mostrar aquellas estructuras geológicas cuya existencia se debe a la enorme energía constructora de nuestro planeta: cicatrices en la superficie de la Tierra que testimonian que habitamos un planeta vivo y en constante renovación.

El segundo Capítulo nos muestra, desde una óptica geomorfológica, los diferentes agentes que, con indiferente constancia y lentitud, destruyen y construyen la superficie terrestre, dando así forma al relieve actual: valles anchos o estrechos, gargantas, cimas, superficies planas, rocas horadadas por cuevas con ríos subterráneos... El primero de sus apartados se dedica a mostrar ejemplos de cómo algunos elementos tan habituales como la lluvia o el hielo actúan en nuestro entorno destruyendo las rocas cuando estas salen a la superficie. El segundo Apartado se centra en las formas del terreno que se desarrollan cuando la erosión actúa sobre un sustrato constituido por diferentes tipos de rocas. Los apartados tercero y cuarto describen los resultados del agua ligeramente ácida cuando ataca las rocas que conocemos como calizas. Por último, los apartados cinco y seis nos muestran aquellas formas del relieve heredadas del tiempo en que los hielos cubrían gran parte de este territorio.

Desde el inicio de nuestra cultura, los componentes geológicos han sido empleados como recursos para la vida y la elaboración de artefactos humanos. El Capítulo tres analiza diferentes recursos de la Gea utilizados en el Alto Bernesga: los minerales, las rocas, los suelos y las aguas. Se indican los lugares donde se encuentran dichos recursos

y sus usos más frecuentes. Cabe destacar que los tres primeros son recursos geológicos no renovables, es decir, que su extracción supone la pérdida total o parcial de la fuente de la que proceden. Sin embargo, las aguas tienen carácter renovable y por ello, son susceptibles de una gestión sostenible y capaz de generar rendimientos económicos.

El último Capítulo de este libro está dedicado a comentar el contenido y estado actual del Patrimonio Geológico del Alto Bernesga. El conocimiento y gestión sostenible de este patrimonio debe ser considerado como un objetivo ineludible dentro de la Reserva de la Biosfera.

El libro cuenta, además, con varios anexos. Uno de ellos contiene un pequeño glosario de términos geológicos, con las definiciones adaptadas al contexto donde estas palabras se encuentran destacadas. El segundo anexo es una tabla de tiempos geológicos muy simplificada, pero que constituye una herramienta imprescindible para transitar por el pasado de nuestro planeta. Por último, se incluye también un listado de los lugares de interés geológico con su localización aproximada mediante coordenadas geográficas (expresadas en grados, minutos y segundos).

Como todo libro de Geología, este es una invitación explícita a realizar un viaje. En nuestro caso os proponemos transitar por un espacio de gran belleza natural y en el que pueden descubrirse atractivos mundos del pasado. Confiamos en que aceptéis nuestra invitación y disfrutéis de este viaje.

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a aquellas personas que han hecho posible este libro. De manera especial a Don Francisco Castañón González, alcalde del Ilustrísimo Ayuntamiento de La Pola de Gordón y presidente del Patronato de la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga; a Secundino Vicente Fernández, Concejal Delegado de Medio Ambiente, Desarrollo y Turismo; y a Benedicta Rodríguez Fernández, Técnico gestor de la Reserva. A los tres, nuestro agradecimiento por su apoyo, su disponibilidad y la amistad que nos han demostrado durante el tiempo de trabajo en el valle del Bernesga.

Este libro hubiera sido muy diferente sin el buen hacer de Judit Molero Guerra y Laura García Parada, becarias de la Junta de Castilla y León para este proyecto; hacia ellas, también, nuestro sincero agradecimiento.

No olvidamos, aunque sus nombres no figuren aquí, a todas aquellas personas que nos han proporcionado datos, historias, localizaciones y visiones personales sobre la naturaleza en el Alto Bernesga; a todos vosotros: muchas gracias por vuestra amabilidad y por ayudarnos a comprender mejor este territorio.



capítulo 1

LA HISTORIA GEOLÓGICA DEL ALTO BERNESGA





Foto: Hoces del Villar

Autores del Capítulo 1:

Esperanza Fernández Martínez

Rodrigo Castaño de Luis

Uno de los aspectos más fascinantes de la Geología es su capacidad para leer en las rocas los acontecimientos que sucedieron en mundos del pasado. De hecho, lo que coloquialmente llamamos "piedras" constituye el único elemento del presente que nos permite asomarnos a esos mundos, confirmar que existieron y reconstruir algunos de sus rasgos. Para obtener esta información, la Geología se fija en determinadas marcas y estructuras presentes en las rocas, en minúsculas variaciones de sus componentes o incluso en la presencia de elementos microscópicos en su interior.

De los tres tipos de rocas que conforman la superficie de nuestro planeta, son las rocas sedimentarias las que más información aportan acerca del pasado de la Tierra. Encerrados en ellas se encuentran, entre otros, datos sobre la configuración de los continentes, las variaciones climáticas o la evolución de la vida. La importancia de estos datos no se reduce a satisfacer la enorme curiosidad del ser humano, sino que se amplía al hecho de que conocer el pasado nos sirve para interpretar el presente y prevenir el futuro.

La Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga está asentada sobre un sustrato formado por rocas sedimentarias, en su mayoría de edades comprendidas entre los 500 y los 300 m.a. La disposición no horizontal de muchas de ellas, las frecuentes repeticiones de capas, su riqueza fosilífera y la presencia de afloramientos que permiten su estudio hacen de este lugar un enorme laboratorio del que extraer información sobre la Tierra durante la Era Paleozoica. Lo que se muestra en el primer Capítulo son diversos lugares de este valle donde las rocas nos cuentan una serie de relatos, cada uno protagonizado por un mundo diferente, a modo de capítulos de una historia que también es la nuestra.

Como es habitual en Geología, el primer Apartado trata de las rocas más antiguas, en este caso del Alto Bernesga: cómo son, dónde podemos encontrarlas y cómo era el planeta Tierra cuando se formaron, a modo de sedimentos depositados en un mar cambiante. Son rocas que nos hablan de continentes des-



Collada Gistreo en Casares de Arbas

nudos de vegetación, sometidos a la intensa fuerza de los ríos, y rodeados de mares extensos y someros. También nos muestran antiguos episodios volcánicos, una Tierra cubierta de hielo o la vida de los diversos animales invertebrados que habitaban el planeta.

El segundo Apartado se centra en el mundo del Silúrico, un periodo durante el cual la escasez de oxígeno fue habitual en algunos fondos marinos. Los habitantes de estos mares pueden parecernos pequeños y oscuros, pero se encuentran en la base de todos los seres vivos macroscópicos que hoy pueblan nuestro mundo.

Los Apartados 3 y 4 describen parte de la Tierra durante el Devónico, un periodo muy bien representado en las rocas del Alto Bernesga, especialmente en tres formaciones de calizas con un contenido en fósiles realmente extraordinario. Durante este periodo, el Alto Bernesga formaba parte de un fondo marino situado en el trópico meridional, a unos 8000 km de distancia de nuestra localización actual. Esta posición permitió el

desarrollo de gran cantidad de organismos con esqueletos calcáreos cuyo apilamiento generó promontorios sobre el fondo marino. Estos promontorios o arrecifes, constituyeron uno de los ecosistemas con mayor diversidad del planeta. Muchos de ellos han quedado registrados, con una precisión asombrosa, en las rocas que conforman el valle del Bernesga.

Pero no todo fue bonanza en el Devónico; en determinados momentos, los ascensos y descensos del nivel del mar produjeron cambios ambientales súbitos que muchos organismos no fueron capaces de afrontar. Estos momentos de crisis, llamados bioeventos, han sido reconocidos en las rocas del Alto Bernesga. De ellos, mostramos un pequeño ejemplo cuya importancia ha sido reconocida en varios trabajos científicos de alcance internacional.



Otro periodo muy bien representado en el Alto Bernesga es el Carbonífero, al que se dedica el Apartado 5. En el valle del Bernesga afloran rocas carboníferas de dos tipos: unas depositadas en fondos marinos y otras generadas en ambientes continentales con ríos y lagos. Las segundas están relacionadas con la formación del carbón, que ha supuesto un motor de desarrollo socioeconómico de este territorio. Por este motivo y también por su interés científico, el Apartado 5 se centra en ellas. El propio carbón y los fósiles que lo constituyen han sido la fuente de información que nos ha permitido conocer cómo eran los bosques de helechos y licopodios gigantes que ocupaban el territorio que hoy conocemos como valle del Bernesga.

El último Apartado de este primer Capítulo se aleja de los anteriores en el sentido de que está dedicado a la reconstrucción de un episodio muy concreto del pasado, la denominada Orogenia Varisca, y a las huellas que dicho proceso ha dejado en las rocas que hoy sustentan los paisajes del Bernesga. En este caso, las huellas no son pequeñas marcas en las rocas sino, más bien, enormes alteraciones en su forma y disposición original. Aparte del interés geohistórico que tienen estas cicatrices, son ellas, su forma y su orientación las que determinan los grandes rasgos fisiográficos del territorio de la Reserva de la Biosfera.



Peña Muezca y el embalse de Casares

Para muchas generaciones de geólogos, el Alto Bernesga forma parte de nuestra Universidad: es un aula o un laboratorio más, donde el aprendizaje de la Geología se mezcla con la belleza del paisaje y el buen ambiente que suele acompañar al trabajo en el campo. Sabemos que nuestras descripciones están llenas de términos extraños, y en ocasiones resulta difícil transmitir nuestra forma de leer la naturaleza: donde hay unas pizarras negras, nosotros vemos un fondo marino sin oxígeno; donde afloran calizas con corales, nos imaginamos un arrecife de color... Pero a pesar de estas imágenes en principio chocantes y de las largas explicaciones, sabemos que conocer estas rocas y su significado tiene su recompensa. Confiamos en que las páginas que siguen os ayuden a llegar a ella.



Sección estratigráfica próxima a La Vid de Gordón

capítulo 1

LA HISTORIA GEOLÓGICA DEL ALTO BERNESGA

1.1. Las rocas más antiguas del Alto Bernesga



En este Apartado se describen las rocas más antiguas del Alto Bernesga, las cuales afloran en muy diversos puntos de la Reserva. Para su exposición hemos seleccionado un lugar principal: el valle del río Viadangos, donde estas rocas se presentan como capas más o menos paralelas al curso del río, siendo posible obtener una visión general de todas ellas desde diversos puntos del valle. Gracias a ello es relativamente sencillo reconocer cada una de las formaciones, sus características más singulares y el distinto aspecto que exhiben en el paisaje. Además de este lugar, se incluyen otras dos localidades de interés: el Cueto Negro y las rocas donde se ha excavado el túnel de El Tueiro.



Lugar principal: valle del río Viadangos

Las rocas descritas en este Apartado afloran en cualquier punto del valle del río Viadangos, desde su cabecera hasta tres kilómetros aguas abajo. Hay que destacar que la sucesión más completa aflora a poco más de dos kilómetros al noroeste de Viadangos siguiendo la pista que discurre por el valle, en las proximidades de una pequeña presa construida en el propio río.

Otros lugares de interés:

- Las rocas del Periodo Cámbrico en el Cueto Negro
- La Formación Barrios en el desfiladero de El Tueiro

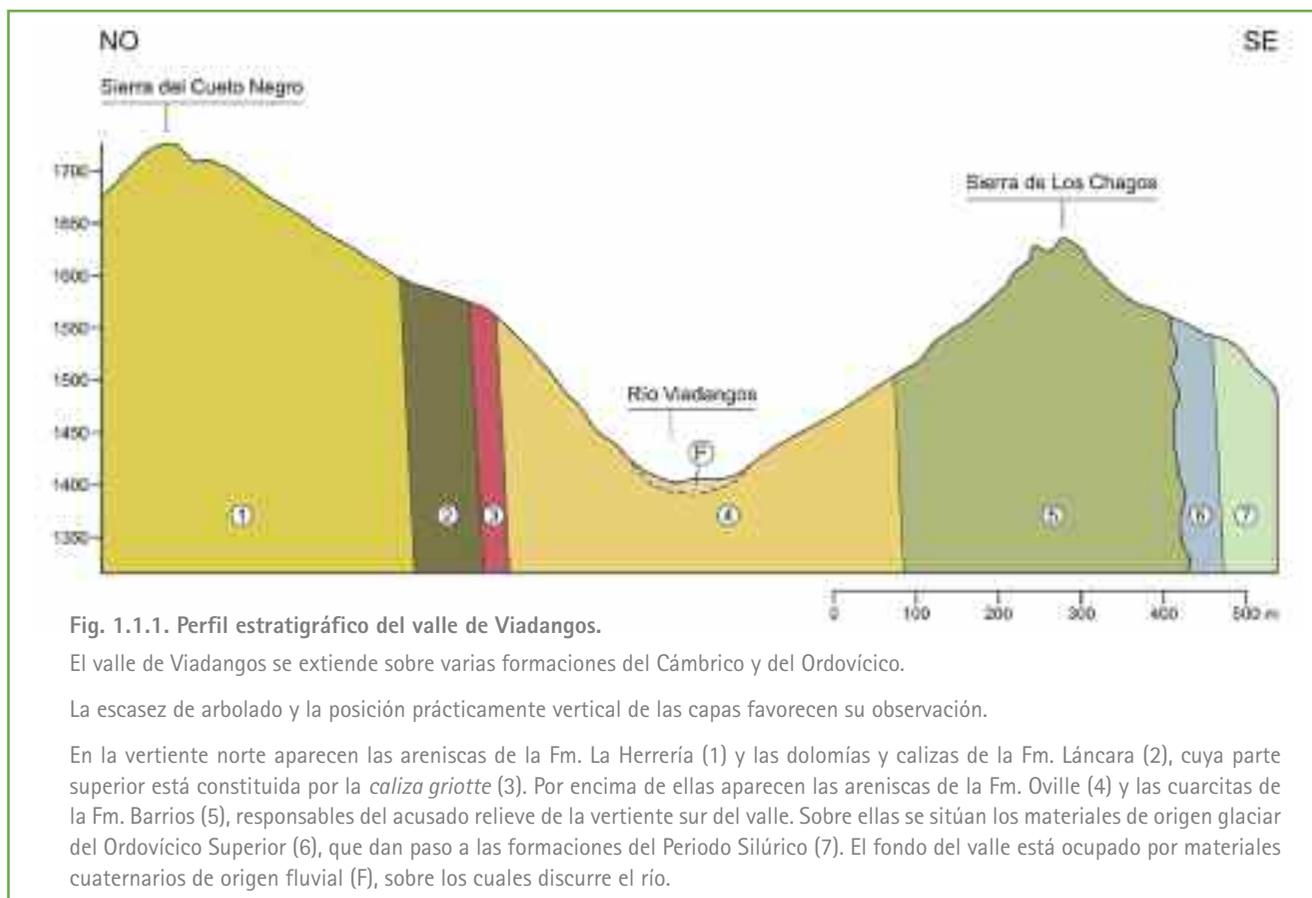
El valle del río Viadangos

El valle del río Viadangos ha sido labrado sobre rocas generadas en los periodos Cámbrico y Ordovícico. Estas rocas se han agrupado en varias **formaciones** que pueden encontrarse en esta y en muchas otras áreas de la Cordillera Cantábrica. Las rocas que constituyen todas estas formaciones tienen origen marino, pero cada una de ellas se depositó bajo unas condiciones diferentes; esto implica que su naturaleza y sus características son distintas, gracias a lo cual es posible diferenciarlas con relativa facilidad.

A principios del Periodo Cámbrico se produjo la escisión del supercontinente **Pannotia**. Entre las distintas placas resultantes se formaron mares y océanos que actuaron como cuencas de sedimentación.

En el caso que nos ocupa, los sedimentos procedentes de la erosión de las tierras emergidas se depositaron en una plataforma marina de escasa profundidad, muy próxima a la costa; estos sedimentos, mayoritariamente arenas y limos, dieron lugar a la Formación La Herrería, la más antigua del Paleozoico de la Cordillera Cantábrica. Está constituida por **areniscas** y **pizarras** de tonos grises y pardos que, en general, muestran elevada resistencia a la erosión, por lo que generan relieves que destacan en el paisaje. Su contenido paleontológico es muy escaso y apenas existen referencias sobre este (en otras localidades se han identificado trilobites, algunos **icnofósiles** y fósiles de organismos microscópicos). En cualquier caso, los fósiles de la Formación La Herrería son los más antiguos de la Cordillera Cantábrica. En el valle de Viadangos las rocas de esta formación afloran a lo largo de toda la vertiente norte, siendo fácilmente reconocibles entre la media ladera y las cotas máximas. Dado el carácter ácido de estas rocas, suelen estar colonizadas por plantas **acidófilas** como brezos, arándanos y escobas.

Durante el Cámbrico Medio las condiciones de sedimentación cambiaron notablemente. La tasa de llegada de sedimentos desde el continente se redujo considerablemente y el nivel



del mar experimentó diversos cambios. Se inició entonces la precipitación de los carbonatos disueltos en el agua, los cuales, tras consolidarse, dieron lugar a las **dolomías** y **calizas** de la Formación Láncara. Esta formación puede dividirse en dos miembros fácilmente reconocibles, uno inferior constituido por dolomías de color ocre y calizas grises y otro superior formado por calizas grises y calizas rojas (estas últimas conocidas como "*caliza griotte*" o "*griotte cámbrica*").

El miembro inferior de la Formación Láncara es rico en fósiles de unos organismos primitivos, los **estromatolitos**, mientras que el miembro superior, especialmente la *caliza griotte*, posee abundantes fósiles de invertebrados marinos. Además, estas calizas rojas han sido empleadas como material de construcción en numerosos edificios de la provincia, especialmente en las localidades que cuentan con algún afloramiento más o menos próximo, lo que ha provocado la existencia de pequeñas

explotaciones en numerosas localidades de la Montaña Leonesa. En el valle de Viadangos se reconoce la Formación Láncara a media ladera, en la vertiente norte, aunque a medida que se asciende por el cauce del río esta formación desciende hacia cotas más bajas, llegando a alcanzar el fondo del valle. La naturaleza alcalina de las calizas y dolomías favorece el asentamiento de vegetación **basófila**, mayoritariamente pastizales.

Tras el depósito de todos estos materiales carbonatados tuvo lugar un intenso y dilatado episodio de llegada de materiales siliciclásticos, derivados de la erosión del continente y transportados por extensos ríos que formaban grandes deltas. A partir de estos sedimentos se originaron las formaciones Oville (de edad Cámbrico Medio) y Barrios (de edad Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior).

La Formación Oville está constituida por areniscas pardas y verdosas. Su contenido fósil no es elevado, aunque en su tramo basal aparece un nivel de pizarras verdosas con abundantes fósiles de trilobites y **equinodermos** (si bien se conocen muy pocos afloramientos de estas pizarras). En el valle de Viadangos puede reconocerse la Formación Oville a ambos lados de los materiales fluviales que rellenan el fondo del valle y, dada la naturaleza ácida de sus areniscas, aparece colonizada por matorrales **acidófilos**.

La Formación Barrios consta de areniscas y **cuarcitas** (areniscas muy ricas en granos de cuarzo, cementados a su vez por más cuarzo). El contenido fósil de la Formación Barrios es escaso y prácticamente se limita a la existencia de algunos niveles ricos en **icnofósiles**. Estas cuarcitas son muy resistentes a



Fig. 1.1.2. Sucesión del Paleozoico Inferior en la cabecera del río Viadangos.

Las formaciones cambro-ordovícicas descritas son reconocibles durante los tres primeros kilómetros del valle de Viadangos. En la imagen se observa la cabecera del río, mostrando la delimitación de cada una de las formaciones.

Fig. 1.1.3. Panorámica del valle del río Viadangos.

El fondo del valle presenta un relleno de sedimentos fluviales cuaternarios que le confieren un aspecto plano y sobre los cuales discurre el río.

En las zonas no cubiertas por estos sedimentos afloran las rocas paleozoicas. En la imagen se distinguen las formaciones Láncara (1), Oville (2), Barrios (3) y los materiales de origen glaciar del Ordovícico Superior (4).



la erosión, por lo que suelen dibujar relieves elevados en los puntos en los que aflora.

Durante el Periodo Ordovícico la actividad volcánica fue muy intensa. Con relativa frecuencia se producían erupciones de grandes volcanes que emitían ingentes cantidades de cenizas, las cuales llegaban a alcanzar la plataforma de sedimentación. Tras depositarse y consolidarse daban lugar a una roca de color claro y textura fina cuya alteración genera minerales arcillosos como la caolinita, en este caso de tipo "k-bentonita". La Formación Barrios presenta varios niveles de caolinita de amplia extensión derivados de la erupción de un volcán de grandes dimensiones durante el Ordovícico Inferior. Su grosor es variable, pero apenas alcanza el medio metro y ha sido explotado en diversas localidades. La caolinita se emplea para fabricar cerámica de calidad y materiales refractarios. También tiene aplicaciones en la industria papelera.

En algunas localidades es posible detectar los conductos empleados por el magma para desplazarse en la vertical e incluso para alcanzar el exterior. Se trata de las "chimeneas

volcánicas", que en la actualidad aparecen rellenas de materiales de origen volcánico que cortan perpendicularmente las rocas de los periodos Cámbrico y Ordovícico.

La Formación Barrios aflora en la práctica totalidad de la vertiente sur del valle de Viadangos. Aunque la ladera sirve de sustrato a un cultivo forestal de pinos, las cotas más altas aparecen totalmente desnudas, ya que la gran resistencia a la erosión de las cuarcitas y la elevada pendiente imposibilitan el desarrollo del sustrato necesario para el asentamiento de plantas.

Durante el Ordovícico Medio la tasa de sedimentación se redujo considerablemente, hasta el punto de que existen muy pocos afloramientos de rocas de esta edad en la Cordillera Cantábrica. En la mayor parte de las localidades, como es el caso de este valle, aparece una "laguna estratigráfica", es decir, una ausencia de rocas de un intervalo de tiempo concreto.



Fig. 1.1.4. Relieve de los materiales de la Fm. Barrios.

Las cuarcitas del Ordovícico Inferior (Fm. Barrios) generan relieves en los lugares en los que afloran. En esta imagen del extremo sur de la sección estratigráfica se reconocen fácilmente a ambos lados del valle, formando grandes crestones. Al fondo se elevan materiales de edad cámbrica y en primer plano se sitúan rocas de edad silúrica.

Durante el Ordovícico Superior tuvo lugar un descenso muy acusado del nivel del mar; esto se debe a una severa crisis climática que desencadenó una de las mayores **glaciaciones** que han tenido lugar en el planeta a lo largo de su historia. La inmensa mayoría de los organismos no pudo hacer frente a dicha situación, por lo que la glaciación del Ordovícico Superior coincide con uno de los mayores **eventos de extinción** que han quedado registrados en las rocas.

La retirada de las aguas supuso que los sedimentos que habían precipitado en la plataforma marina pasaron a un medio aéreo no sumergido, quedando **supeditados** a la erosión externa. Los materiales del Ordovícico Inferior (Formación Barrios) fueron excavados por los **glaciares** que se desarrollaron en el

exterior, surgiendo así antiguos valles (paleovalles), GUTIÉRREZ-MARCO Y COL. (2010). A finales del Ordovícico la glaciación comenzó a remitir y el hielo de la superficie fue desapareciendo de forma paulatina, con el consiguiente ascenso del nivel del mar. Los paleovalles generados durante la glaciación pasaron a actuar como pequeñas cuencas de sedimentación en las que se acumularon los materiales erosionados y arrastrados por los glaciares. Estos materiales se caracterizan por poseer naturalezas y tamaños muy diferentes y por no presentar ningún tipo de ordenación. Tras su consolidación dieron lugar a unas rocas conocidas como "diamictitas", que afloran localmente en aquellos lugares en los que existieron paleovalles y que reproducen la morfología que estos presentaron. En el valle de Viadangos se ubican en algunos puntos inmediatamente al sur de las

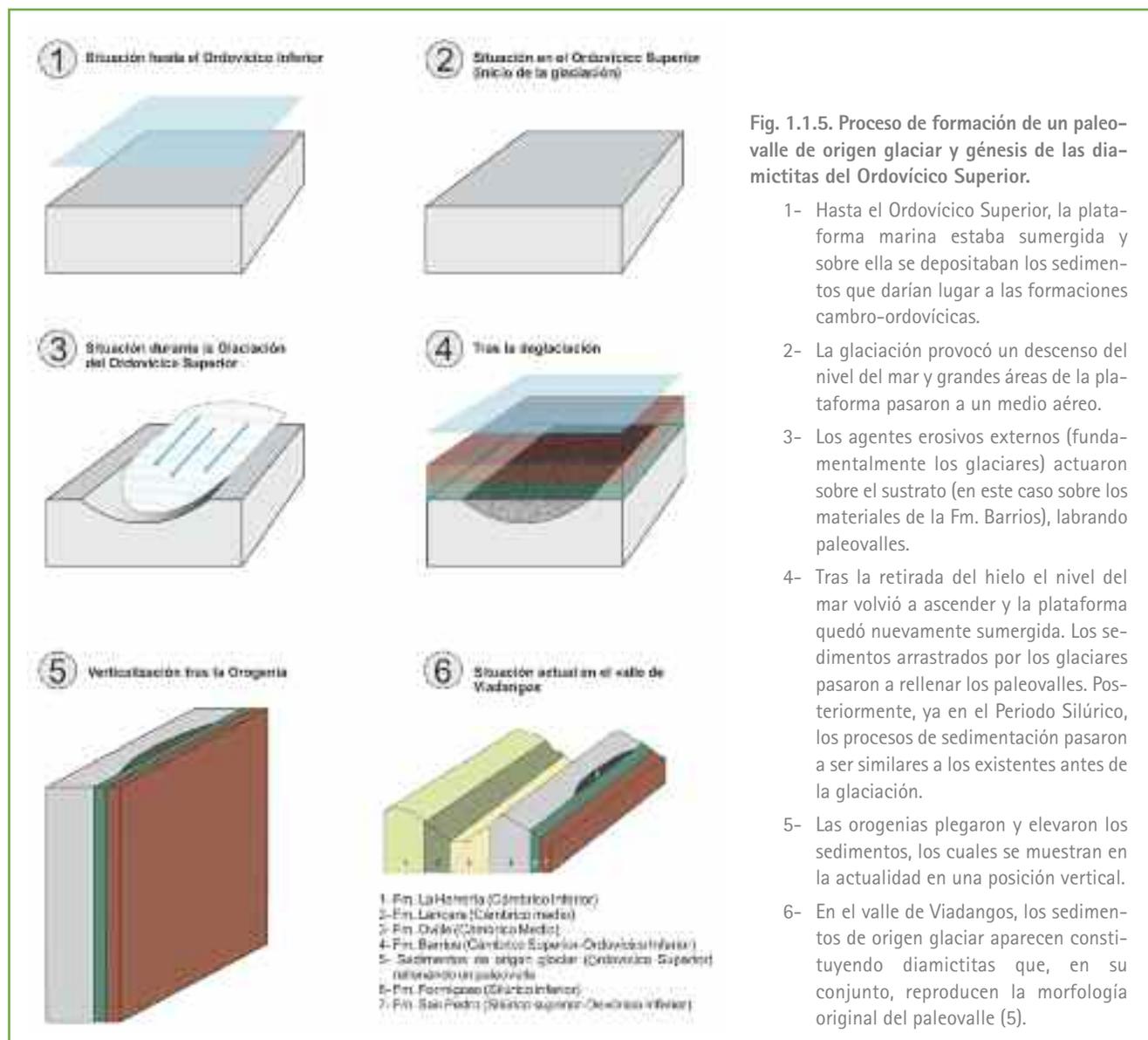


Fig. 1.1.5. Proceso de formación de un paleovalle de origen glaciar y génesis de las diamictitas del Ordovícico Superior.

- 1- Hasta el Ordovícico Superior, la plataforma marina estaba sumergida y sobre ella se depositaban los sedimentos que darían lugar a las formaciones cambro-ordovícicas.
- 2- La glaciación provocó un descenso del nivel del mar y grandes áreas de la plataforma pasaron a un medio aéreo.
- 3- Los agentes erosivos externos (fundamentalmente los glaciares) actuaron sobre el sustrato (en este caso sobre los materiales de la Fm. Barrios), labrando paleovalles.
- 4- Tras la retirada del hielo el nivel del mar volvió a ascender y la plataforma quedó nuevamente sumergida. Los sedimentos arrastrados por los glaciares pasaron a rellenar los paleovalles. Posteriormente, ya en el Periodo Silúrico, los procesos de sedimentación pasaron a ser similares a los existentes antes de la glaciación.
- 5- Las orogenias plegaron y elevaron los sedimentos, los cuales se muestran en la actualidad en una posición vertical.
- 6- En el valle de Viadangos, los sedimentos de origen glaciar aparecen constituyendo diamictitas que, en su conjunto, reproducen la morfología original del paleovalle (5).



Fig. 1.1.6. Sedimentos del Ordovícico Superior en el valle de Viadangos.

Los sedimentos de origen glacial del Ordovícico Superior afloran inmediatamente al sur de las cuarcitas de la Fm. Barrios, aunque sus afloramientos son difíciles de detectar, ya que tienen reducidas dimensiones y suelen estar cubiertos por vegetación y por canchales derivados de la fragmentación de las Cuarcitas de Barrios.

crestas cuarcíticas de la Formación Barrios (aunque sus afloramientos suelen aparecer cubiertos por canchales y/o vegetación). El mejor afloramiento se sitúa a ambos lados de una pequeña presa que se ha construido en el río, a poco más de dos kilómetros del pueblo, siguiendo la pista que se dirige al noroeste.

La parte más alta del valle de Viadangos presenta una *sucesión* de rocas cambro-ordovícicas muy completa. Dado que la cubierta vegetal de las laderas consta fundamentalmente de pastizales y matorrales, la visibilidad desde el fondo del valle es óptima. Existen, por tanto, numerosos afloramientos detectables incluso desde la distancia, siendo posible reconocer las características más notables de cada una de las *formaciones* y su aspecto típico en el paisaje.

Cabe destacar que, si bien las formaciones La Herrería, Láncara, Oville y Barrios aparecen bien representadas en numerosas áreas de la Cordillera Cantábrica, las diamictitas del Ordovícico Superior han sido reconocidas en muy pocas ubicaciones (tén-gase en cuenta su origen local) y casi siempre se presentan como afloramientos de reducidas dimensiones y difíciles de detectar. Por tanto, en el valle de Viadangos es posible identificar las rocas que registran uno de los episodios más convulsos de la historia de la Tierra.

Otros lugares de interés

Las rocas del Periodo Cámbrico en el Cueto Negro

El Cueto Negro es un buen ejemplo de "ventana tectónica". Hay que tener precaución a la hora de inspeccionar su cima debido al riesgo de accidente por fuertes pendientes. En la Cordillera Cantábrica son muy frecuentes los cabalgamientos y, en raras ocasiones, la erosión de un área del bloque cabalgante permite que afloren las rocas del bloque cabalgado (ver Apartado 1.6.). Este es el caso del Cueto Negro, en el que afloran rocas de edad cámbrica de las **formaciones** La Herrería, Láncara y Oville.

Además, en el Cueto Negro existen varios ejemplos de "chimeneas volcánicas", que se manifiestan como estructuras alargadas que cortan perpendicularmente a las formaciones. Están constituidas por rocas de aspecto heterogéneo, destacando la presencia de cristales de feldspatos, típicos de algunos materiales volcánicos.



Fig. 1.1.7. Panorámica desde el Cueto Negro hacia el oeste. En primer plano se observan las formaciones de edad cámbrica.



Fig. 1.1.8. Detalle de una chimenea volcánica. Se distinguen varios cristales opacos de feldspatos de color blanquecino.

La Formación Barrios en el desfiladero de El Tueiro

Como ocurre en muchas otras áreas de la Cordillera Cantábrica, en el Alto Bernesga existen múltiples afloramientos de las **cuarcitas** de la Formación Barrios. De todos ellos, tal vez sea el desfiladero de El Tueiro el que ofrece una mayor visibilidad y unos mejores accesos. Se sitúa a medio kilómetro al norte de Villasimpliz, abandonando la carretera N-630 inmediatamente antes del túnel por el tramo en desuso de la antigua carretera nacional.

El relieve de este desfiladero es muy acusado, tal y como corresponde a unas rocas tan resistentes a la erosión como son las cuarcitas.



Fig. 1.1.9. Vista de las cuarcitas de la Fm. Barrios en el Desfiladero de El Tueiro.



Fig. 1.1.10. Extremo norte del desfiladero.
En este punto los distintos estratos que constituyen esta formación se hacen evidentes.

capítulo 1

LA HISTORIA GEOLÓGICA DEL ALTO BERNESGA

1.2. Los mares del Silúrico



En este Apartado se muestran las rocas donde ha quedado registrada la historia del Alto Bernesga durante varios millones de años, comprendidos entre el final del Ordovícico y el final del Silúrico. El lugar seleccionado para exponer este registro es el desfiladero de El Tueiro pero hay otros tres puntos de interés para conocer esta parte de la historia: el afloramiento de la Formación Formigoso al sur de Villamanín, el afloramiento de la Formación Formigoso en la cabecera del arroyo Casares y los afloramientos de la Formación San Pedro en Millaró de la Tercia.



Lugar principal: desfiladero de El Tueiro

Este desfiladero se sitúa a 500 m al norte de Villasilimpliz, abandonando la carretera N-630 inmediatamente antes del túnel y accediendo por el tramo asfaltado, ya en desuso, que atraviesa la hoz. El afloramiento se encuentra en la margen izquierda del río Bernesga, dibujando una fuerte pendiente que oscila entre los 1100 y los 1320 m de altitud.

Otros lugares de interés:

- Afloramiento de la Formación Formigoso al sur de Villamanín
- Afloramiento de la Formación Formigoso en la cabecera del arroyo Casares
- Afloramientos de la Formación San Pedro en Millaró de la Tercia

El desfiladero de El Tueiro

El desfiladero de El Tueiro constituye el camino natural del río Bernesga al norte de Villasilimpliz. Esta hoz está delimitada por las resistentes **cuarcitas** de la Formación Barrios (de edad Cámbrico Superior-Ordovícico), que forman grandes paredes a ambos lados del cauce del río. Sobre estas cuarcitas (y, por tanto, depositadas después de ellas), se disponen las **pizarras** negras de la Formación Formigoso (de edad Silúrico inferior y una antigüedad aproximada de 428-436 m.a.), objeto de este lugar de interés geográfico. Estas pizarras ofrecen poca resistencia a la erosión, por lo que forman relieves suaves, sin escarpes y son fácilmente colonizadas por la vegetación.

A finales del Periodo Ordovícico se produjo una **glaciación** que conllevó la extinción de algunos grupos de organismos y la desaparición de muchas **poblaciones** de otros. Los organismos que viven en el fondo del mar (**bentónicos**) se vieron especialmente afectados por esta crisis climática. Ello se debe a que sus hábitats son mucho más limitados y los procesos que les permiten colonizar áreas nuevas con las condiciones que les precisan para la vida son mucho más lentos que para el resto de los organismos marinos (**planctónicos** y **nectónicos**).

A principios del Periodo Silúrico, la plataforma marina sobre la que tuvo lugar la sedimentación de las rocas que constituyen la Cordillera Cantábrica estaba situada en la margen de un gran continente denominado **Gondwana**, ocupando una posición más o menos próxima al actual Círculo Polar Antártico. La plataforma se encontraba a una profundidad elevada y a ella llegaban los sedimentos finos procedentes del continente que, tras consolidarse, dieron lugar a las **pizarras** de la Formación Formigoso.

En este medio de depósito existía una concentración de oxígeno muy reducida, lo que perjudicó el asentamiento de seres vivos; por este motivo es más que probable que la mayor parte de los fósiles presentes en la Formación Formigoso correspondan a organismos que fueron arrastrados por corrientes



Fig. 1.2.1. Ortofoto que muestra la ubicación del desfiladero de El Tueiro.

marinas desde otras zonas más favorables para el desarrollo de la vida hasta las zonas en las que se depositaron los sedimentos. La escasez de oxígeno propició el desarrollo de **condiciones reductoras** que favorecen la precipitación de minerales como la **pirita** y que impiden la oxidación de la materia orgánica disuelta, lo que confiere a los sedimentos el color oscuro que puede observarse en las pizarras de dicha **formación**.

A lo largo del Periodo Silúrico, la plataforma de sedimentación migró paulatinamente desde las zonas circumpolares hasta áreas más próximas al trópico. A lo largo de este tránsito se reducen la profundidad de la plataforma y su distancia a la costa. Como consecuencia de este hecho el tamaño de los sedimentos aumentó, depositándose granos de arena que, tras su consolidación, dan lugar a rocas de tipo **areniscas**. Por este motivo, a medida que avanza el Silúrico, las pizarras van siendo sustituidas por areniscas, hasta que estas se hacen dominantes a finales del periodo.

En el desfiladero de El Tueiro, la Formación Formigoso está situada inmediatamente al suroeste de las paredes de cuarcita que delimitan la hoz. A pesar de que su superficie está

colonizada por matorrales, se distingue claramente un primer tramo de algo más de 60 m constituido exclusivamente por pizarras negras que apenas generan relieve y que corresponden a la sedimentación en zonas profundas próximas a áreas polares; es el "Miembro Bernesga" de la Formación Formigoso. A continuación aparece un nuevo tramo de 40 m en el que alternan pizarras y areniscas hasta que estas últimas se hacen predominantes; se trata del "Miembro Villasimpliz". Finalmente, afloran más de 100 metros de areniscas rojas muy ricas en hierro que generan relieves más contrastados y que constituyen la Formación San Pedro, de edad Silúrico superior (416-422 m.a.), cuyos sedimentos se depositaron cuando la plataforma marina ya estaba muy próxima al trópico. Durante el Silúrico superior la actividad volcánica fue muy importante, por lo que en algunos niveles de la Formación San Pedro aparecen abundantes sedimentos de origen volcánico. También muestran numerosos **icnofósiles** o, lo que es lo mismo, fósiles que ponen de manifiesto alguna actividad llevada a cabo por organismos. En el caso de la Formación San Pedro son abundantes las pistas de reptación que algunos animales dejaban a su paso al desplazarse sobre el fondo marino.

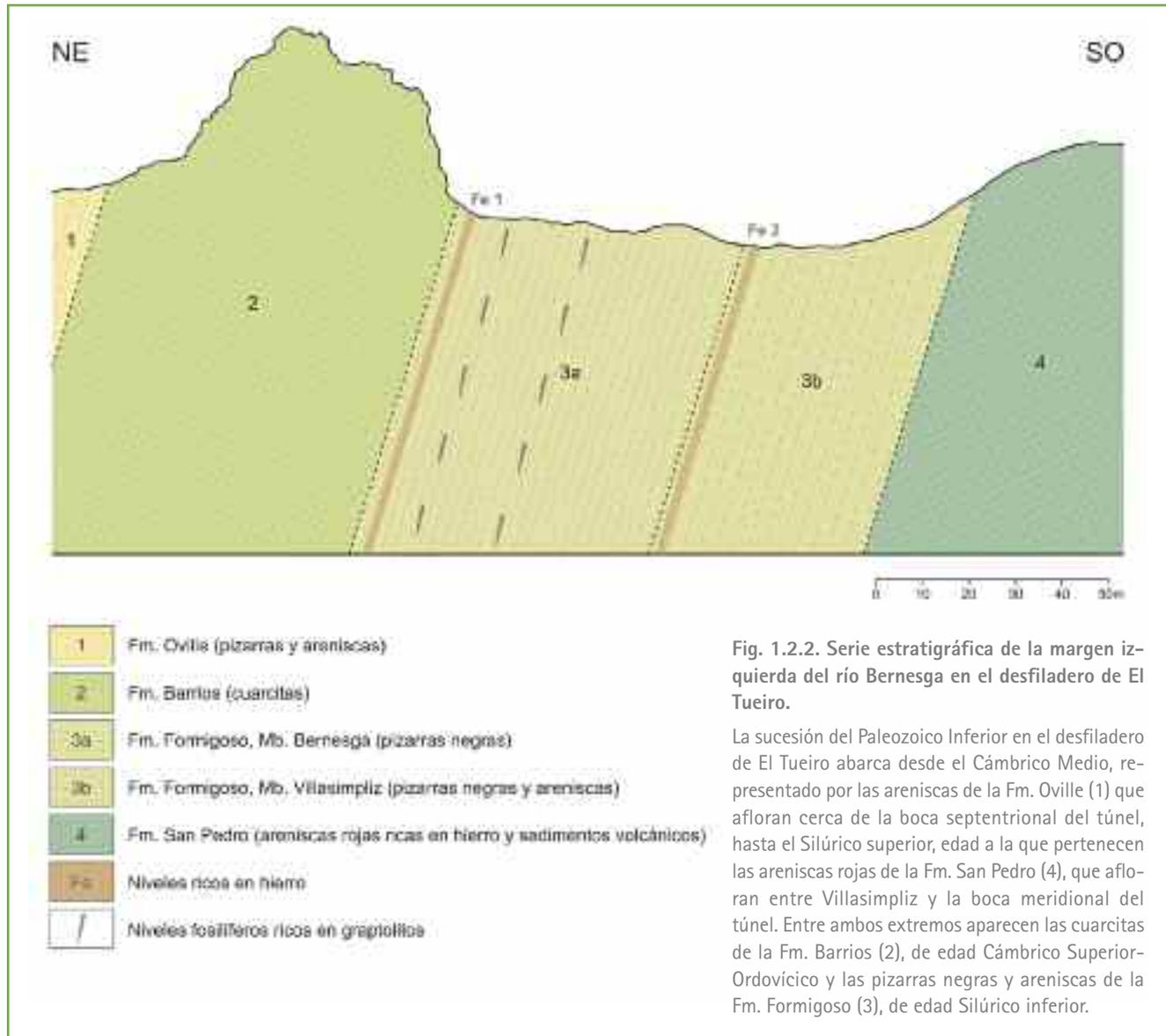


Fig. 1.2.2. Serie estratigráfica de la margen izquierda del río Bernesga en el desfiladero de El Tueiro.

La sucesión del Paleozoico Inferior en el desfiladero de El Tueiro abarca desde el Cámbrico Medio, representado por las areniscas de la Fm. Oville (1) que afloran cerca de la boca septentrional del túnel, hasta el Silúrico superior, edad a la que pertenecen las areniscas rojas de la Fm. San Pedro (4), que afloran entre Villasimpliz y la boca meridional del túnel. Entre ambos extremos aparecen las cuarcitas de la Fm. Barrios (2), de edad Cámbrico Superior-Ordovícico y las pizarras negras y areniscas de la Fm. Formigoso (3), de edad Silúrico inferior.

Hay que destacar que la **sección** silúrica del desfiladero de El Tueiro presenta varios problemas que dificultan su estudio y su prospección paleontológica: su pendiente es demasiado fuerte y el sustrato es muy poco estable, dada la poca resistencia de las pizarras; además, no existe un paso seguro sobre el río que permita alcanzar la otra orilla sin riesgos, especialmente en épocas de crecida.

Sin embargo, a menos de 50 m del cementerio de Villasimpliz existe una escombrera derivada de la ampliación del mismo y constituida, casi de forma exclusiva, por materiales pizarrosos de la Formación Formigoso (Fig. 1.2.3). Los fósiles que contienen los bloques de la escombrera son, evidentemente, los mismos que cabría esperar en la sección anteriormente expuesta,

salvo que el acceso es mucho más cómodo y la peligrosidad mucho más reducida. Además, esta escombrera se encuentra junto a un tramo en desuso de la carretera N-630, lo que posibilita estacionar uno o varios vehículos e incluso recorrer a pie toda la sucesión del Paleozoico Inferior.

Los fósiles contenidos en las pizarras de esta formación corresponden a invertebrados marinos de tipo **bentónico**, **nectónico** y **planctónico**. Aquellos organismos cuyos esqueletos estuvieron constituidos por carbonato de calcio aparecen fosilizados como **molde**s, es decir, sus caparazones han sido disueltos y en la roca aparecen huecos que reproducen la morfología original de los mismos. Otros organismos poseían un esqueleto constituido por sustancias proteicas, como la



Fig. 1.2.3. Vista de la escombrera próxima al cementerio de Villasimpliz.

Si se desea conocer la fauna del Silúrico inferior, esta escombrera constituye un lugar idóneo, especialmente si se considera el alto riesgo que supone transitar por el afloramiento situado en la orilla opuesta del río Bernesga (dada su fuerte pendiente y la inestabilidad del sustrato).

quitina, que han sufrido un proceso de fosilización muy diferente: la **carbonización**. Este proceso consiste en una acumulación de carbono que forma películas negras y brillantes que reproducen la superficie del organismo. La carbonización está favorecida por la escasez de oxígeno en el medio y las **condiciones reductoras** del mismo. En estas condiciones algunos constituyentes de las proteínas del esqueleto, como el hidrógeno, el oxígeno y el nitrógeno, forman gases volátiles durante la descomposición del organismo que son expulsados al medio, mientras que otros elementos, como el carbono y el azufre permanecen en el lugar, acumulándose en los sedimentos.

Otro proceso de fosilización, mucho menos frecuente que el anterior, pero visible de forma esporádica en los fósiles de Villasimpliz, es la **piritización**: el azufre acumulado en presencia de hierro puede formar **pirita**, que se deposita sobre la superficie del fósil, confiriéndole cierto tono dorado.

Entre los organismos de las pizarras de la Formación Formigoso que han aparecido en el desfiladero de El Tueiro, cabe destacar los siguientes:

- Graptolitos: su nombre deriva de los términos griegos "grapho" (=escrito) y "lithos" (=roca), ya que sus fósiles muestran habitualmente el aspecto de trazos sobre la roca (figuras 1.2.4. y 1.2.5.). Se trata de organismos coloniales de pequeño tamaño cuyo parentesco con el resto de grupos animales aún resulta algo confuso. Los graptolitos poseían un esqueleto proteico, por lo que sus fósiles aparecen carbonizados en este yacimiento. Dicho esqueleto se denomina rabdosoma y está constituido por varios tubos (tecas) unidos a un eje común, formando una o varias series. En cada teca vivía un organismo (zooide) que muy raramente aparece conservado. Los graptolitos vivieron durante el Paleozoico,

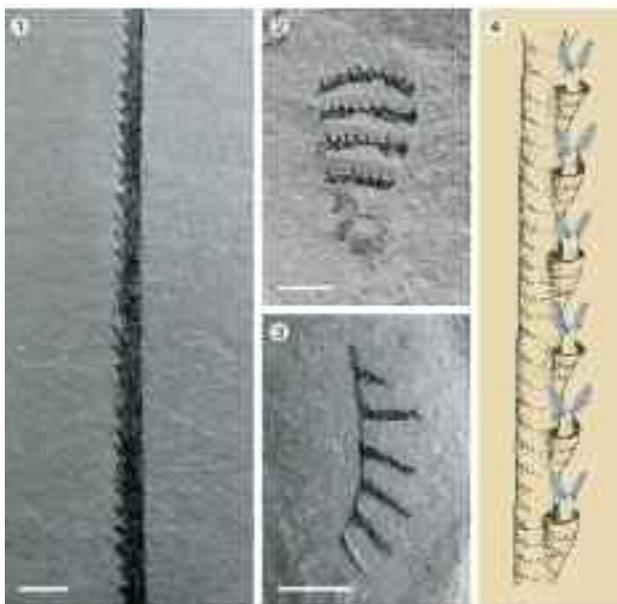


Fig. 1.2.4. Graptolitos de la Fm. Formigoso en Villasimpliz.

Los graptolitos son los organismos más abundantes en las pizarras de la Fm. Formigoso. Sus esqueletos, originalmente compuestos por quitina, han sufrido un proceso de carbonización favorecido por la escasez de oxígeno en el lugar donde fueron encontrados. Por este motivo, sus fósiles aparecen como películas carbonosas de color negro.

En la imagen se observan varios graptolitos procedentes de la escombrera situada en las inmediaciones del cementerio de Villasimpliz: 1) *Pristiograptus pristinus*, 2) *Spirograptus guerichi*, 3) *Rastrites linnæi* y 4) esquema idealizado de la estructura de una colonia de graptolitos, diferenciando el esqueleto o rabdosoma (en color negro) de las partes blandas (en azul). Nótese que cada uno de los "dientes" del esqueleto corresponde en realidad a un diminuto tubo (teca) en el que habita un individuo (zooide).

Todas las barras de escala miden 2 mm.

siendo abundantes durante los periodos Ordovícico y Silúrico y extinguiéndose a finales del Devónico. Sus **po-blaciones** sufrían explosiones demográficas muy importantes lo cual, unido al hecho de que se trataba de organismos planctónicos que vivían a la deriva y que colonizaban áreas muy extensas en poco tiempo, los convierte en estupendos "fósiles guía", es decir, aquellos que permiten conocer la edad de una roca de forma muy precisa.

- Trilobites: Se trata de un grupo de artrópodos ya extinto que abundó en los mares de la Era Paleozoica, desde el Periodo Cámbrico hasta el Carbonífero (Fig. 1.2.6.). Su cuerpo está dividido transversalmente en tres lóbulos (de ahí su nombre), distinguiéndose uno central y dos laterales. Longitudinalmente se diferencian tres áreas: el céfalon (cabeza), el tórax y el pigidio (cola). Existe

una gran variedad de tamaños, formas y modos de vida dentro de este grupo, aunque a principios del Silúrico predominaban las formas poco especializadas (lisas y con pocas estructuras ornamentales), ya que fueron las únicas que superaron la crisis climática de finales del Ordovícico.

Los trilobites, al igual que los artrópodos actuales, realizaban mudas para crecer, por lo que la mayor parte de los fósiles que aparecen en este yacimiento corresponden a **exuvias** desarticuladas y no a organismos completos.

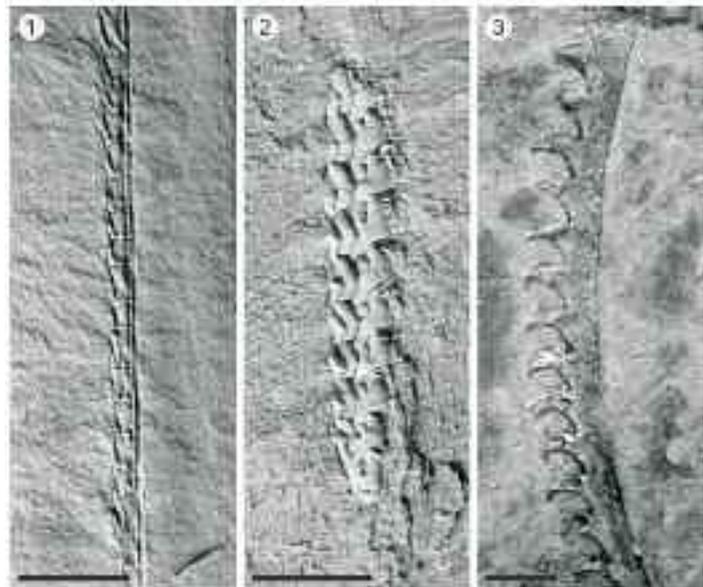
- Moluscos: en las Pizarras de Formigoso también son frecuentes los fósiles de moluscos, como los gasterópodos, en general de pequeño tamaño y con una concha espiral; los **bivalvos**, con valvas lisas o provistas de costillas;

Fig. 1.2.5. Más fósiles de graptolitos de la Fm. Formigoso en Villasimpliz.

Con una preparación adecuada en laboratorio, los graptolitos revelan detalles de su estructura que normalmente quedan enmascarados por las tonalidades oscuras y brillos que exhiben sus fósiles.

En la imagen se observan varios graptolitos procedentes de Villasimpliz: 1) *Pristiograptus pristinus*, con tecas pequeñas y rectas distribuidas en una única serie; 2) *Metaclimacograptus asejradi*, con tecas sigmoides distribuidas en dos series; 3) *Torquigraptus planus*, con tecas grandes y ganchudas distribuidas en una serie.

Todas las barras de escala miden 2 mm.



y los cefalópodos, cuyo esqueleto tiene forma cónica y presenta numerosos septos o tabiques que delimitaban diversas cámaras de flotación, gracias a las cuales el animal regulaba su flotabilidad variando la cantidad de fluidos en el interior de las mismas.

- Otros: en esta formación pueden encontrarse de forma esporádica otros grupos de organismos (Fig. 1.2.7.). Los conuláridos son unos animales ya extintos, posiblemente emparentados con los corales, que poseían un esqueleto quitinoso de forma cónica o piramidal. Los braquiópodos, presentes en la actualidad pero mucho más abundantes en el Paleozoico, son animales cuyas partes blandas están contenidas en el interior de dos valvas. Muestran un parecido morfológico razonable con los bivalvos, pero mientras estos presentan un plano de simetría que pasa entre las dos valvas, el plano de

simetría de los braquiópodos corta las valvas por la mitad; además, presentan unas estructuras ciliadas (lofóforos) que exteriorizan al abrir las valvas y que les permiten captar el alimento.

Como tantos otros enclaves donde las formas geológicas despiertan la imaginación del ser humano, los desfiladeros por los que discurre el río Bernesga poseen también su parte mitológica dentro de la cultura popular del Alto Bernesga. Es el caso del desfiladero de La Gotera, situado a dos kilómetros escasos de la hoz de El Tueiro, cuya leyenda de “El Dragón de La Gotera” está recogida en el libro de Díez ALONSO (1982):

“(…) cuenta de la existencia de un culebro o cuélebre en la garganta de La Gotera, que plantaba su barriga en el río y exigía una oveja diaria para alimentarse. Si no se la daban soltaba el agua remansada e inundaba los pagos.

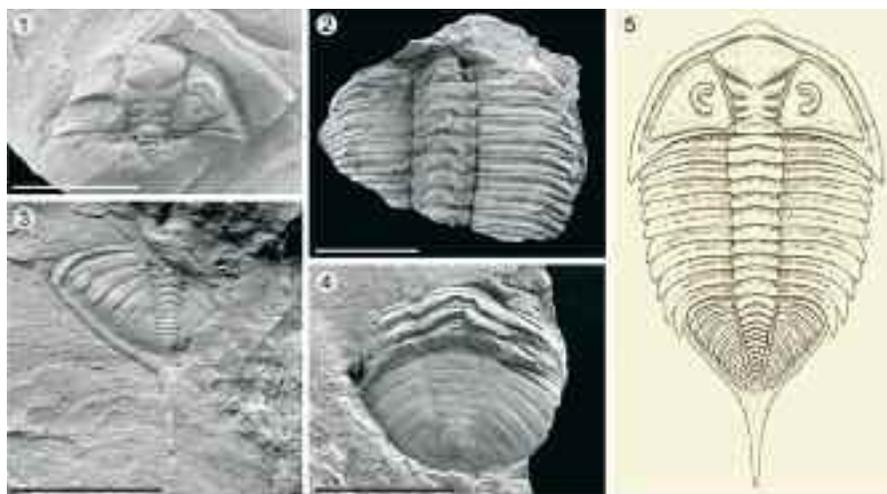


Fig. 1.2.6. Trilobites de la Fm. Formigoso en Villasimpliz.

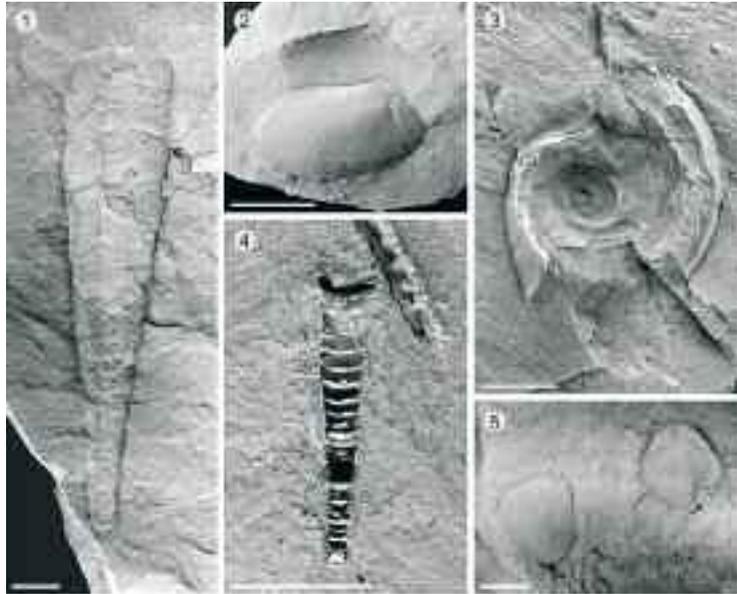
Tras la severa crisis climática de finales del Periodo Ordovícico, la mayor parte de los organismos que habitaban los fondos marinos sufrió una drástica reducción de su diversidad y su abundancia. Este es el caso de los trilobites, mucho más escasos en el Silúrico que en otros periodos. Sin embargo, es posible hallar restos de estos organismos en las pizarras de la Fm. Formigoso. Las muestras de la imagen proceden de Villasimpliz: 1) céfalon, 2) tórax y 3) pigidio, tres partes de *Dalmanites longicaudatus*; 4) pigidio de *Platycoryphe* sp.; 5) esquema del aspecto de *Dalmanites longicaudatus*.

Todas las barras de escala miden 10 mm.

Fig. 1.2.7. Otros organismos presentes en las Pizarras de Formigoso.

Ejemplos de varios invertebrados bentónicos presentes en las pizarras silúricas de la Fm. Formigoso: 1) molde interno de un conulárido; 2) bivalvo del género *Nuculites*, mostrando las valvas derecha (debajo, en primer plano) e izquierda (detrás de la anterior, en segundo plano); 3) gasterópodo del género *Sinuities*; 4) esqueleto de un cefalópodo en el que se distinguen varias cámaras de flotación delimitadas por tabiques; 5) moldes internos de dos braquiópodos.

Todas las barras de escala miden 5 mm.



Un vecino de La Vid, a quien le correspondía el turno de alimentar al culebro, que no tenía ovejas se le exigió entregar a su hija, pero la moza se encomendó a San Lorenzo, que guareaba en Tánger. (...) El héroe amasó una torta con tierra carbonosa de sus pagos, y cobre de La Profunda de Cármenes, y unto de carro, y se la dio al culebro que se indigestó, y pudo matarlo con su lanza. (...)

Con las costillas del culebro construyó San Lorenzo el arazón de la ermita. Por ello dice la tradición que la primitiva ermita tenía como unos arcos de monasterio. (...)"

Aunque las pizarras de la Formación Formigoso están representadas en numerosas áreas de la Cordillera Cantábrica, es frecuente que sus afloramientos estén enmascarados por una importante cubierta vegetal y por canchales derivados de la fragmentación de la cuarcita de la Formación Barrios, con la que

siempre guarda una estrecha proximidad estratigráfica. El afloramiento del desfiladero de El Tueiro presenta una pendiente elevada, lo que dificulta el enraizamiento de plantas y la estabilización de bloques pétreos sueltos; gracias a ello es posible observar toda la serie estratigráfica con comodidad desde cualquier punto del tramo asfaltado. Además, se trata de un afloramiento especialmente fosilífero que, si bien presenta una superficie inestable y unos accesos complicados, cuenta con una escombrera asociada en la que es posible encontrar material paleontológico abundante y bien conservado. Este material fósil ha proporcionado un importante conocimiento de las faunas típicas de los mares silúricos y de sus tipos de fosilización.

Otros lugares de interés

Afloramiento de la Formación Formigoso al sur de Villamanín

Se trata de un afloramiento con rocas de la misma edad que las presentes en el desfiladero de El Tueiro.

Está ubicado al norte de la Sierra de La Tuña o del Gato, en la margen izquierda del arroyo Formigoso. Siguiendo la pista ascendente que sale de Villamanín hacia el sur, después de 2 km se llega a una curva pronunciada en la que nace un nuevo camino que avanza a través de un robledal. Los afloramientos se encuentran a medio kilómetro de distancia siguiendo esta pista a la derecha de la misma, y se reconocen fácilmente por estar desprovistos de vegetación.

A pesar de encontrarse muy meteorizado en superficie (lo que hace que el sustrato sea inestable), es relativamente sencillo transitar por las zonas más bajas. Su contenido paleontológico es menor que en los afloramientos de Villasimpliz, pero es posible encontrar buenos ejemplares de graptolitos.



Fig. 1.2.8. Afloramiento de la Fm. Formigoso al sur de Villamanín. Ortofoto que muestra la ubicación del lugar de interés.



Fig. 1.2.9. Afloramientos de la Fm. Formigoso en el arroyo Formigoso, al pie de la Sierra del Gato.



Fig. 1.2.10. Detalle de uno de los afloramientos al sur de Villamanín.

Nótese el alto grado de disgregación de las pizarras en la superficie.



Fig. 1.2.11. Cabecera del valle del arroyo.

Casares vista desde la Collada Gistreo.

Afloramiento de la Formación Formigoso en la cabecera del arroyo Casares

En este punto se hace patente la escasa resistencia a la erosión de las pizarras de la Formación Formigoso, especialmente si se las compara con otras rocas próximas.

La alta erosionabilidad de las pizarras ha propiciado que el río Casares labre su propio valle sobre estas rocas, mientras que las cuarcitas de la Formación Barrios (Cámbrico-Ordovícico) y las calizas del Periodo Carbonífero (formaciones Barcaliente y Valdeteja), ambas muy resistentes, constituyen grandes relieves hacia el norte (izquierda de la imagen) y el sur, respectivamente.

Afloramientos de la Formación San Pedro en Millaró de la Tercia

A lo largo de los caminos que parten hacia el norte desde Millaró de la Tercia, encontramos diversos afloramientos de la Formación San Pedro, perteneciente al Silúrico superior. A diferencia de los afloramientos de la Formación San Pedro de Villasimpliz, los de Millaró de la Tercia presentan excelentes exposiciones a lo largo de los caminos que, desde esta localidad, se dirigen hacia el norte.

Esta formación está compuesta por areniscas de color rojo más o menos intenso como consecuencia del alto contenido en hierro que presentan. El hierro procede de la intensa actividad volcánica que tuvo lugar a lo largo del Periodo Silúrico. No en vano, algunos niveles de esta formación presentan inclusiones de morfología irregular, tamaño variable y color blanco o blanco-verdoso, que no son más que sedimentos volcánicos de tamaño macroscópico que se depositaron durante algún episodio de actividad volcánica intensa.



Fig. 1.2.12. Área principal con afloramientos de rocas de la Fm. San Pedro en el entorno de Millaró de la Tercia. En la ortofoto se aprecia también dicha localidad y parte de la cantera situada junto a la misma.



Fig. 1.2.13. Detalle de un afloramiento de la Fm. San Pedro en las inmediaciones de Millaró de la Tercia.

En estos afloramientos también son abundantes los **icnofósiles**. Es muy sencillo hallar estructuras en relieve de morfología rectilínea, sinuosa, nodular, etc. Se trata de galerías, túneles ohuellas, etc., que diversos organismos generaron a lo largo de su vida al desarrollar actividades vitales cotidianas como desplazarse, buscar alimento, cobijarse...



Fig. 1.2.14. Varios icnofósiles en una muestra de la Fm. San Pedro. En este caso corresponden a las huellas dejadas por algún organismo sobre el fondo marino cuando estaban depositándose los sedimentos que dieron lugar a las Areniscas de San Pedro.



Fig. 1.2.15. Detalle de los sedimentos volcánicos incluidos en las areniscas de la Fm. San Pedro en Millaró de la Tercia. Barra de escala = 10 mm.



capítulo 1

LA HISTORIA GEOLÓGICA DEL ALTO BERNESGA

1.3. Crisis en los mares devónicos



Durante el Devónico, nuestro planeta contó con una enorme extensión de mares poco profundos y de aguas cálidas. Los cambios climáticos y geológicos acontecidos en este periodo provocaron crisis y extinciones en sus habitantes. En la clásica sección próxima a La Vid de Gordón, reflejada en la imagen, ha quedado registrado uno de los momentos más dramáticos de este periodo.



Lugar de interés: sección de la Vid de Gordón

El afloramiento se ubica en las proximidades de La Vid de Gordón, siguiendo la carretera local CV-103-13 dirección Vegacervera.

La sección de La Vid de Gordón

La ladera que atraviesa la carretera a la salida de La Vid de Gordón en dirección a Vegacervera está formada por un conjunto de rocas denominado geológicamente Grupo La Vid. Se trata de rocas sedimentarias divididas en estratos, muy ricas en fósiles y que fueron depositadas en fondos marinos cambiantes durante los primeros años del Periodo Devónico (416-360 m.a.). Estas rocas se reconocen en numerosos lugares del norte de León, pero es en esta **sección** donde se encuentran más completas y ofrecen más información, de ahí que este lugar haya sido elegido como "sección tipo" o "**estratotipo**", es decir, como lugar de referencia para su estudio.

En su estratotipo, el Grupo La Vid tiene un espesor de unos 365 m y contiene rocas depositadas a lo largo de un lapso temporal de unos 10 m.a., entre hace 405 y 395 m.a., aproximadamente. Su estudio ha permitido diferenciar cuatro subconjuntos con rango de **formación**.

La más antigua, Formación Felmín, está constituida por unos 115 m de **calizas** y **margas** que contienen cristales de diversas sales y laminaciones realizadas por antiguas algas. Estas rocas constituyen el registro de la sedimentación producida en una antigua playa y bajo un clima tan seco que produjo la desecación de lagunas litorales y la precipitación de cristales de sal.

El segundo conjunto rocoso recibe el nombre de Formación La Pedrosa y está constituido por unos 90 m de calizas con estructuras típicas de tormenta e intercalaciones de margas. Destaca la presencia de niveles muy ricos en el **icnofósil** *Zoophycos*, unas marcas en forma de tubos realizadas por animales invertebrados al buscar alimento en el interior de los estratos. También destacan, en la parte superior de la formación, varias capas con abundantes **braquiópodos** de gran tamaño, conocidas como "nivel de monstruos" (Fig. 1.3.2.).

Fig. 1.3.1. Sección del Grupo La Vid, en las proximidades de La Vid de Gordón.

En la ortofoto se ha marcado la localización aproximada de dicha sección. El pueblo de La Vid de Gordón se muestra a la izquierda de la ortofoto.

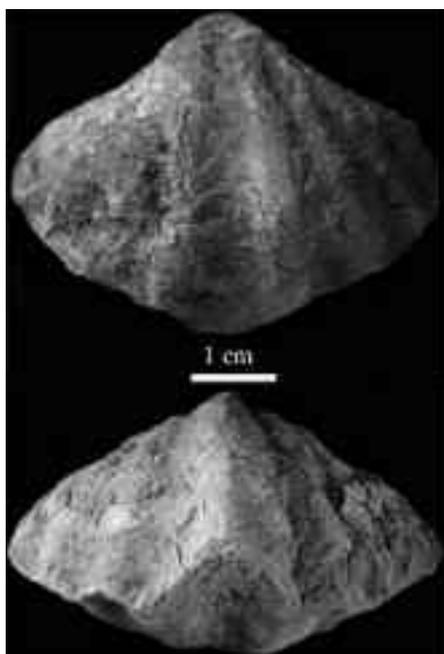


Fig. 1.3.2. Braquiópodo del "nivel de monstruos". Pertenece a la especie *Corylispirifer subsulcatus*.

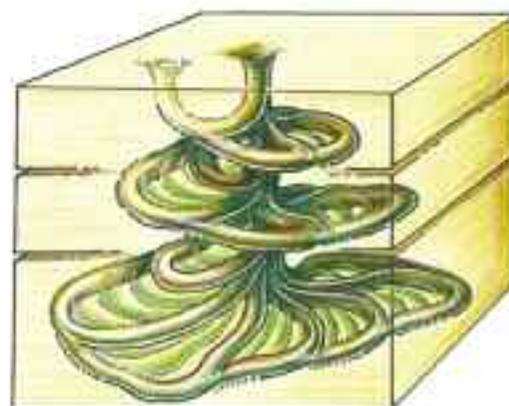


Fig. 1.3.3. Reconstrucción de la marca de alimentación denominada *Zoophycos*.

Autor: Antonio López Alcántara.

Pero quizá lo más interesante de esta formación es que en ella se registran dos cambios ambientales en la química de las aguas que llevaron a la desaparición o sustitución de los organismos que habitaban este mar, son los llamados **eventos UZE** (*Upper Zlichovian Event*) y DCE (*Daleje-Cancellata Event*). El evento UZE se reconoce por el cambio de rocas calizas claras a lutitas y margas muy oscuras, en ocasiones negras (Fig. 1.3.4.). Paralelamente, la fauna pasa de braquiópodos de gran tamaño a formas muy pequeñas, acompañadas de delicadas colonias de **coral**, que crecen en gran número. Este evento se interpreta como una súbita profundización del fondo marino, acompañada de una disminución del oxígeno en las aguas. El evento DCE es menos llamativo y no se observa a simple vista, pero es un acontecimiento importante que ha ayudado a los científicos a datar con gran precisión la edad de las rocas.

La tercera unidad, Formación Valporquero, está constituida por unos 100 m de **lutitas** marrones con intercalaciones de calizas y margas. Su fauna es similar a la que se encuentra en las capas tras el evento UZE pero aquí es mucho más escasa. Durante el depósito de esta **formación** el ambiente continuó siendo profundo y la vida solo proliferó en momentos y lugares muy concretos.

Por último, la Formación Coladilla comprende unos 60 m de calizas y margas de tonos rojizos, con algunas capas de lutitas. Esta formación se encuentra replegada y cubierta por vegetación, por lo que no se observa tan bien como las anteriores pero se sabe que representa un descenso del nivel del mar y el inicio del retorno a condiciones marinas más aptas para la vida.

*Su interés radica en que es la **sección de referencia para el estudio del Grupo La Vid**. Aporta numerosa información sobre los cambios ambientales y biológicos acontecidos durante gran parte del Devónico Inferior.*



Fig. 1.3.4. Evento del Zlichoviense superior o UZE.

La línea amarilla indica el momento en el que se produjo una profundización del fondo marino, denominada evento del Zlichoviense superior (o UZE). Esta profundización provocó cambios tanto en la sedimentación como en los seres vivos que habitaban dicho mar. Estas alteraciones han quedado registradas en las variaciones del tipo de roca y de la fauna fósil presente en las mismas.

Fig. 1.3.5. Pequeña colonia de coral.

Habitaba el fondo marino profundo y pertenece al género *Schlueterichonus*.



Fig. 1.3.6. Reconstrucción del coral fósil de la fotografía anterior.

Autor: Antonio López Alcántara.

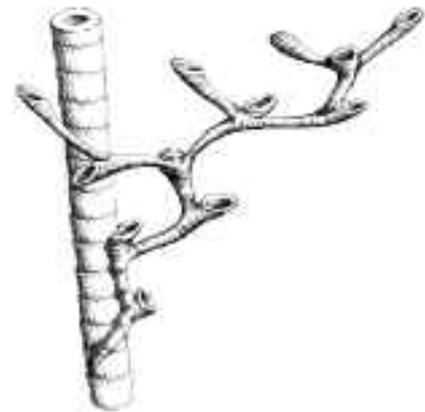


Fig. 1.3.7. Fósil de un coral perteneciente al género *Cladochonus*.

Fig. 1.3.8. Reconstrucción del coral fósil de la fotografía anterior.

Esta colonia se anclaba en los tallos de otros organismos, situándose así a cierta altura respecto al fondo marino, en un nivel con menos competidores y agua más limpia.

Autor: Antonio López Alcántara.





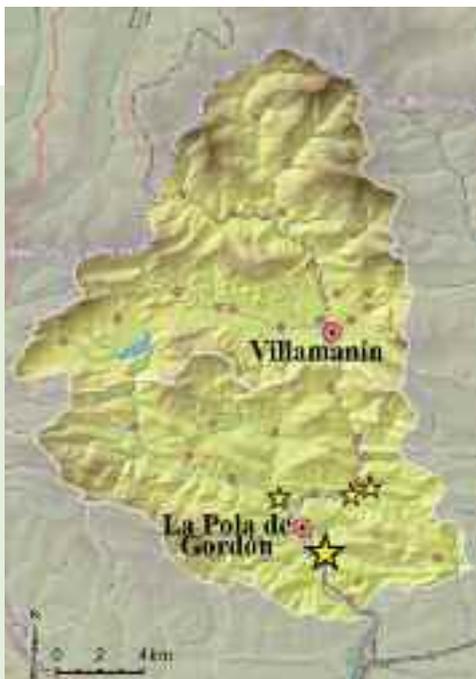
capítulo 1

LA HISTORIA GEOLÓGICA DEL ALTO BERNESGA

1.4. Vida y muerte en un arrecife devónico



Durante el Devónico, el territorio del Alto Bernesga formaba parte de un mar tropical en cuyos fondos crecían exuberantes arrecifes. Estos han quedado registrados en numerosas rocas de la Reserva de la Biosfera. A modo de ejemplo de cómo se genera y evoluciona un arrecife, se ha seleccionado el yacimiento de El Millar. Otros lugares con arrecifes fósiles son el arroyo del Puerto (en las proximidades de Santa Lucía), Vega de Gordón o Beberino.



Lugar principal: arrecife de El Millar

Este yacimiento está situado en el barrio de El Millar de La Pola de Gordón, siguiendo la carretera N-630, entre el p. k. 112 y el 113.

Otros lugares de interés:

- Sección del arroyo de El Puerto en Santa Lucía de Gordón
- Sección de Vega de Gordón
- Beberino

El arrecife de El Millar

En la carretera nacional N-630, al norte de El Millar, se encuentra una ladera parcialmente cubierta por un encinar en la que afloran rocas de gran interés. Se trata de la Formación Santa Lucía, constituida por estratos de calizas y margas originadas en un mar poco profundo a lo largo de unos 5 millones de años, entre los 400 y los 395 m.a. aproximadamente, en el Periodo Devónico.

Como todas las rocas sedimentarias, los materiales de esta formación se organizan en estratos depositados de forma sucesiva de más antiguos a más modernos. En este caso, los estratos originalmente horizontales se han verticalizado por procesos tectónicos. Su estudio geológico ha permitido determinar que las capas más antiguas son las situadas hacia el norte, mientras que la parte más joven de la formación es la más meridional.

Las capas más antiguas de la formación, situadas al norte de una pequeña finca vallada, son calizas alteradas de tal forma que han perdido la información geológica que portaban. El resto de los estratos muestra, de más antiguo a más moderno, rasgos geológicos que indican el desarrollo de un arrecife, desde sus estadios más iniciales hasta su muerte.

En su sentido más general, un arrecife es una estructura física que se eleva desde el fondo marino, pudiendo alcanzar la superficie del agua. En muchos casos, estas estructuras están generadas por la acción de seres vivos, por ejemplo en el caso de los bancos de ostras. Pero la mayoría de los arrecifes biológicos son estructuras generadas por la acumulación de esqueletos de corales y esponjas, y producidas principalmente en los ecosistemas tropicales. Este es el caso del arrecife fosilizado en El Millar, donde la sucesión de estratos y de fósiles nos muestra la evolución de un arrecife que existió hace 400 m.a.

El inicio del crecimiento arrecifal ha quedado registrado en las capas situadas aproximadamente sobre la caseta de la base de la ladera. En estos estratos, el tipo de rocas y fósiles nos

Fig. 1.4.1. Modelo 3D del valle del Bernesga.

En primer término y a la izquierda, se encuentra la localidad de Santa Lucía de Gordón, detrás de la cual aflora una cresta calcárea correspondiente a las calizas de la Fm. Santa Lucía. La hoz en estas rocas es el inicio de la sección del arroyo del Puerto.

La cresta calcárea situada en segundo término corresponde a las calizas de la Fm. Portilla. La carretera atraviesa dos niveles especialmente duros a la altura de Vega de Gordón.

Ambas corresponden a calizas formadas por apilamiento de esqueletos de organismos arrecifales. Su dureza se traduce en la formación de crestas y peñas. Arriba a la izquierda, se sitúa la mina de carbón de Santa Lucía.



Fig. 1.4.2. Sucesión de rocas de la Fm. Santa Lucía.

En la ortofoto se indica la localización de la formación donde se observa el desarrollo del arrecife.

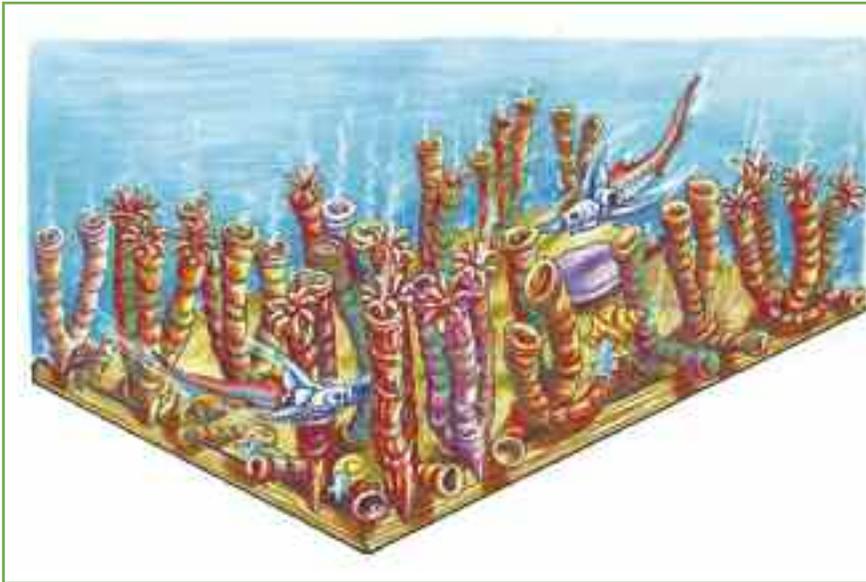


Fig. 1.4.3. Recreación artística de una pradera de corales de tipo "cystiphyloides".

Estos corales tomaban carbonato cálcico del agua para construir unos esqueletos con forma de tubos cilíndricos, posiblemente unidos solo en su base. Cada tubo estaba ocupado por un individuo de la colonia, o pólipo. Las praderas ocupaban los fondos a modo de parches, generando microambientes que albergaban una fauna diversa y abundante que incluía peces acorazados y gasterópodos como los que se observan en la figura. Al morir los pólipos, los esqueletos se acumulaban sobre el fondo marino generando promontorios.

Autor: Antonio López Alcántara.



Fig. 1.4.4. Biostromos de corales ramificados.

Los elementos cilíndricos de esta foto corresponden a secciones de ramas de corales. Estos organismos crecían desde el fondo marino a modo de grandes tubos cilíndricos en cuya parte superior habitaba el pólipo, un pequeño animal con tentáculos que atrapaba, para alimentarse, pequeños organismos acuáticos. Las praderas de estos corales sirvieron de refugio y hábitat a muchos otros seres vivos, cuyos esqueletos no siempre han fosilizado.

Fig. 1.4.5. Braquiópodos.

Las pequeñas bolitas de la fotografía corresponden a ejemplares de braquiópodos. Se trata de unos organismos invertebrados marinos, cuyo cuerpo está encerrado en dos valvas de diferente tamaño y forma (a diferencia de lo que ocurre en los bivalvos, como las almejas). Estos braquiópodos pertenecen al género *Uncinulus* y son buscados porque aportan datos sobre el ambiente en que vivieron y sirven para conocer la edad de las capas en las que se encuentran.



indica un fondo marino de barros que empieza a ser colonizado por **braquiópodos** y delicados **briozoos** ramificados. Unos metros más hacia el sur, nos encontramos unos estratos que contienen gran cantidad de corales con forma de ramas cilíndricas de entre 2 y 5 cm de diámetro. Estas capas, denominadas científicamente "biostromos de cystiphyloides" son el registro de una época en la que el fondo marino estaba ocupado por enormes praderas de corales, entre cuyas ramas se escondían o buscaban alimento seres tan diferentes como los gasterópodos o los peces acorazados.

La muerte de estos corales provocaba la acumulación de sus esqueletos, generando una especie de escalón que situaba el fondo marino más cerca de la superficie y, por tanto, en una zona con mayor movimiento del agua. Sobre los esqueletos muertos crecían organismos adaptados a estos ambientes más energéticos, como grandes corales de esqueletos masivos. El proceso de crecimiento, muerte y acumulación de esqueletos

se repetía una y otra vez, dando lugar a un relieve progresivamente más alto.

En los últimos estadios de crecimiento, cuando el arrecife alcanzó la superficie marina, el choque de las olas impedía el desarrollo de corales y los organismos dominantes eran grandes esponjas de un grupo denominado estromatoporoideos (ver Fig. 1.4.6.). Se trata de seres muy especiales, que producen una gran base de carbonato cálcico y aspecto laminado sobre la que se instala la parte "blanda" o carnosa de la esponja, la cual se sustenta con delicadas espículas de sílice. Hoy día, los estromatoporoideos son organismos escasos, habitantes de pequeñas cavidades oscuras en mares tropicales, pero en el pasado fueron los principales constructores de los grandes arrecifes.

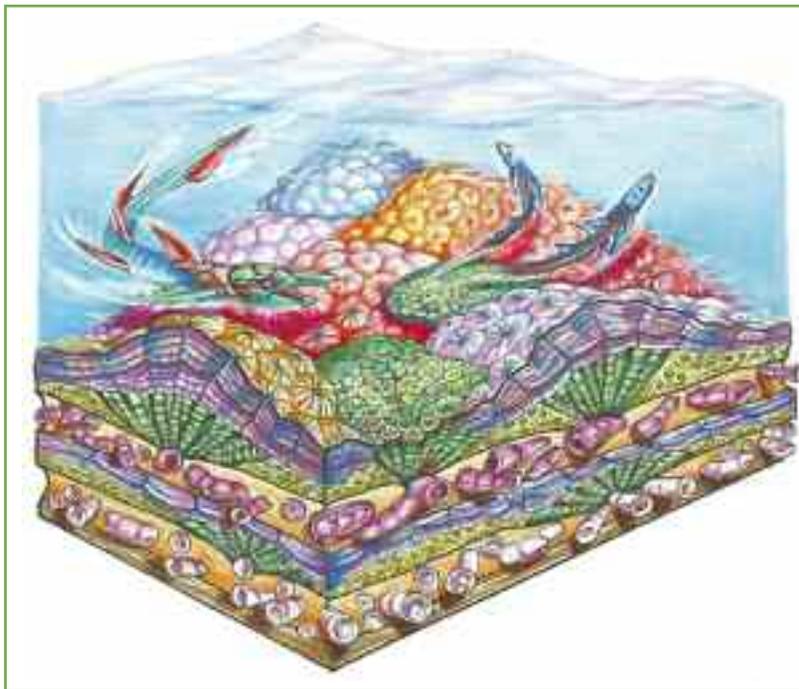


Fig. 1.4.6. Recreación artística del arrecife de El Millar en su momento de máximo crecimiento.

La acumulación de esqueletos sobre el fondo marino ha producido una zona elevada o promontorio sobre la que se instalan organismos coloniales adaptados a vivir en zonas batidas por las olas. Se trata principalmente de corales masivos (en verde) y esponjas del grupo de los estromatoporoides (ocres, rojos, azules, morados...), que compiten por el espacio al mismo tiempo que provocan el crecimiento en altura del arrecife. La columna de agua está ocupada por peces acorazados que se alimentan de pequeños peces espinosos (acantodios) los cuales se organizaban en bancos similares a los de las actuales sardinas.

Autor: Antonio López Alcántara.

No podemos saber con seguridad cuanto tiempo tardó en crecer y alcanzar la superficie este arrecife, pero se ha estimado un tiempo de 1,5 y 2 m.a. Finalmente, una elevación del nivel del mar produjo el ahogamiento de los organismos arrecifales y, por tanto, la finalización de su crecimiento.

En los fondos tranquilos y profundos que siguieron a este proceso, la vida continuó su imparable desarrollo y una miríada de seres vivos, pertenecientes a grupos muy diversos y con formas de vida muy diferentes, se instalaron en ellos. Este momento ha quedado registrado en las capas más modernas de la **sección** de El Millar, en cuyas superficies se apiñan los esqueletos fosilizados de numerosos organismos: **braquiópodos**, **briozoos**, trilobites, gasterópodos, **bivalvos**, **ostrácodos**... Estas superficies, que nos muestran un fondo marino de hace

400 m.a., constituyen uno de los elementos más importantes del Patrimonio Paleontológico del Alto Bernesga y, en general, de toda Europa.

Fig. 1.4.7. Estromatoporoides.

Su nombre está formado por tres palabras que indican que tiene forma de tapiz con agujeros, pero a simple vista se observan como apilamientos de láminas, eso sí, con pequeños orificios.

Este domo de caliza fue la base de una gran esponja. El tejido blando, muy posiblemente de colores intensos (morados, verdes....) se dispuso sobre la base, sustentado por pequeñas espículas de sílice.

El apilamiento de estromatoporoides generó la cresta arrecifal, es decir, la parte del arrecife contra la que golpeaba la ola.



Fig. 1.4.8. Otros corales ramificados.

Durante los momentos iniciales del crecimiento arrecifal, cuando el fondo marino aún está lejos del embate del oleaje, los habitantes más usuales del arrecife son los corales ramificados de diverso tipo. En la fotografía, los cilindros con orificios son fragmentos de antiguas ramas coralinas, hoy fosilizadas. Se trata de corales que crecían con forma de árbol, muy bifurcados. En cada pequeño orificio habitaba un pólipo, es decir, uno de los individuos generadores de la colonia.





Fig. 1.4.9. Fotografía de un fondo marino.

Las superficies de las capas más jóvenes de la sección de El Millar son como una fotografía que nos muestra el fondo de un mar tropical hace unos 400 m.a. En él se acumulan los esqueletos, en ocasiones fragmentados, de numerosos habitantes de estos mares. En la imagen: briozoos con forma de abanico, delicadas ramas de briozoos ramificados y grandes braquiópodos.



Fig. 1.4.10. Acumulación de braquiópodos.

Los braquiópodos del género *Euryspirifer* eran habitantes habituales de los fondos barrosos que siguieron a la muerte por ahogamiento del arrecife. Estos braquiópodos generaban valvas con protuberancias que aumentaban su superficie y repartían el peso del animal. De este modo podían vivir sobre el barro sin hundirse.

La sección que aflora en El Millar ha registrado el nacimiento, crecimiento y muerte de un arrecife tropical del Devónico. La cantidad, diversidad y estado de conservación de los fósiles permite obtener gran cantidad de información sobre los arrecifes del pasado.

Las superficies de las capas más modernas constituyen una auténtica fotografía que muestra un fondo marino de hace 400 m.a. Estas capas constituyen uno de los elementos más importantes del Patrimonio Paleontológico, no sólo del Alto Bernesga, sino de toda Europa.

Otros lugares de interés



Fig. 1.4.11. Paso a través de las paredes de caliza de origen arrecifal.



Fig. 1.4.12. Crestas de caliza arrecifal.
Las crestas destacan con respecto a las capas de rocas paralelas menos resistentes a la erosión.

Sección del arroyo de El Puerto en Santa Lucía de Gordón

En las proximidades de esta localidad aflora una **sección** en la que ha quedado registrado un arrecife del Devónico, correspondiente a la Formación Santa Lucía. Las altas peñas que flanquean la entrada de esta sección corresponden a rocas calizas formadas casi exclusivamente por esqueletos, completos o fragmentados, de organismos arrecifales. Los intensos procesos de recristalización que experimentan estos esqueletos aumentan la dureza de la roca, motivo por el cual destaca sobre los materiales que la rodean.

Sección de Vega de Gordón

El bellissimo paraje que sirve de entrada meridional a la localidad de Vega de Gordón tiene su origen en las calizas arrecifales de la Formación Portilla, de edad Devónico Medio-Superior.

Las rocas de esta **formación** registran dos episodios arrecifales, separados por una época en la que el ambiente marino fue más tranquilo. Las rocas arrecifales son más duras y resistentes a la erosión, por lo que las calizas de cada episodio arrecifal se muestran ahora como dos crestas, separadas por las rocas nacidas durante los tiempos de mayor tranquilidad.

Beberino

Como en el caso anterior, las crestas corresponden a rocas de origen arrecifal, más duras y resistentes a la erosión. La depresión entre ambas está ocupada por estratos más ricos en barro y más pobres en esqueletos de organismos, hecho que los hace más fácilmente erosionables por la lluvia, el hielo y otros agentes atmosféricos destructores de rocas.



Fig. 1.4.13. La luna asoma entre las crestas de la Fm. Portilla, en una sección próxima a la localidad de Beberino.

capítulo 1

LA HISTORIA GEOLÓGICA DEL ALTO BERNESGA

1.5. Los bosques del Carbonífero



En este Apartado se describen diversos vegetales fósiles procedentes de las explotaciones de carbón localizadas en el entorno de Santa Lucía de Gordón, como la cantera que muestra esta imagen cedida por Isabel Sánchez García. Además de una importante fuente de energía, este carbón proporciona información sobre los bosques que poblaron el Alto Bernesga durante el Carbonífero.



Lugar de interés: cantera de Santa Lucía de Gordón

La explotación de carbón a cielo abierto se localiza al E-SE de Santa Lucía de Gordón.

El carbón en Santa Lucía

Durante el siglo XX, gran parte del territorio del Alto Bernesga ha estado marcado por la extracción del carbón acumulado en sus rocas, una actividad que ha dejado su impronta en el paisaje y en sus gentes. El carbón arrancado a la tierra ha sido utilizado como fuente de calor en los hogares de miles de personas, en la siderurgia vasca y como generador de electricidad en centrales térmicas. Su importancia socioeconómica está fuera de toda duda y ha sido abordada en muy diversos estudios y publicaciones.

No obstante, en este libro queremos tratar la presencia del carbón desde otro punto de vista: como elemento natural de alto valor científico. En efecto, el estudio geológico del carbón proporciona mucha información sobre la paleogeografía, la paleoclimatología y los paleoambientes de nuestro planeta y, muy especialmente, sobre los habitantes de un ecosistema ya extinto: los bosques húmedos del Carbonífero. Es importante tener en cuenta que, durante este periodo, el actual norte de la Península Ibérica se situaba en una zona ecuatorial, con un clima marcadamente húmedo y cálido. El ambiente en ese momento y latitud se caracterizaba por la gran cantidad de oxígeno y dióxido de carbono producidos por la "revolución verde", es decir, por la reciente expansión de los vegetales terrestres. El conocimiento de este mundo perdido pasa por estudiar sus únicos registros: los fósiles contenidos en el carbón.

A modo de introducción geológica es importante señalar que los materiales con carbón del Alto Bernesga pertenecen a la denominada Cuenca Ciñera-Matallana, y concretamente a la margen occidental de la misma. Está formada por un conjunto de afloramientos **discordantes** dispuestos con dirección E-O a lo largo de unos 15 km de longitud, con espesores que alcanzan de 1000 a 1500 m. Tradicionalmente, estas rocas se han dividido en siete conjuntos denominados "paquetes" y que muchos autores consideran como **formaciones**, pero no todos ellos están representados en la zona del Alto Bernesga. De ellos el más conocido es el Paquete o

Fig. 1.5.1. Modelo tridimensional de la mina de carbón de Santa Lucía de Gordón.



Formación Pastora, que contiene las capas productivas de carbón en esta cuenca.

Aunque con marcadas diferencias en algunos casos, todas las formaciones comparten una composición y una génesis similares. Están constituidas por conglomerados (aunque en algunos paquetes no existen o tienen espesores muy reducidos), areniscas que pueden tener marcas de raíces o restos de vegetales flotados, lutitas negras habitualmente con fauna de bivalvos lacustres (Fig. 1.5.2.), suelos de vegetación y carboneros o capas de carbón. Los sedimentos que han dado origen a estas rocas se depositaron en el entorno de uno o varios grandes lagos, situados en las zonas centrales de una gran depresión rodeada de montañas. Los lagos centrales formaban una zona pantanosa que recibía aportes de agua y sedimentos a través de ríos. Estos nacían en las montañas circundantes y alcanzaban la parte central labrando extensas llanuras aluviales ocupadas por numerosos cursos de agua separados por acumulaciones de arenas y limos de mayor altura. El aspecto de estos lugares sería muy similar al de algunas llanuras de inundación actuales, por ejemplo las que se desarrollan en las proximidades del delta del río Mississippi.

En el fondo del lago se depositaban las lutitas negras, que incluyen fósiles de los pequeños bivalvos que habitaban este ambiente: *Leaia*, *Antraconauta* y *Carbonita* son los géneros

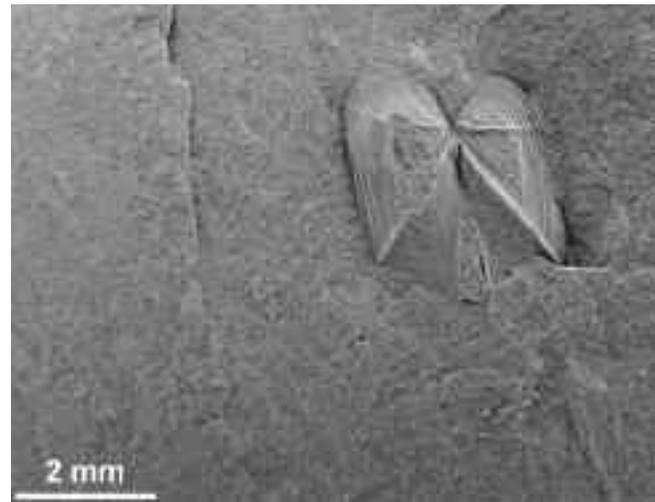


Fig. 1.5.2. Fotografía de detalle de un bivalvo fosilizado.

Este organismo fue un antiguo habitante de los lagos del Carbonífero del Alto Bernesga. Las valvas se han mantenido unidas, lo que indica un enterramiento muy rápido tras su muerte, acontecida en un ambiente tranquilo. Se aprecia con detalle tanto su ornamentación como las líneas de crecimiento de sus valvas.

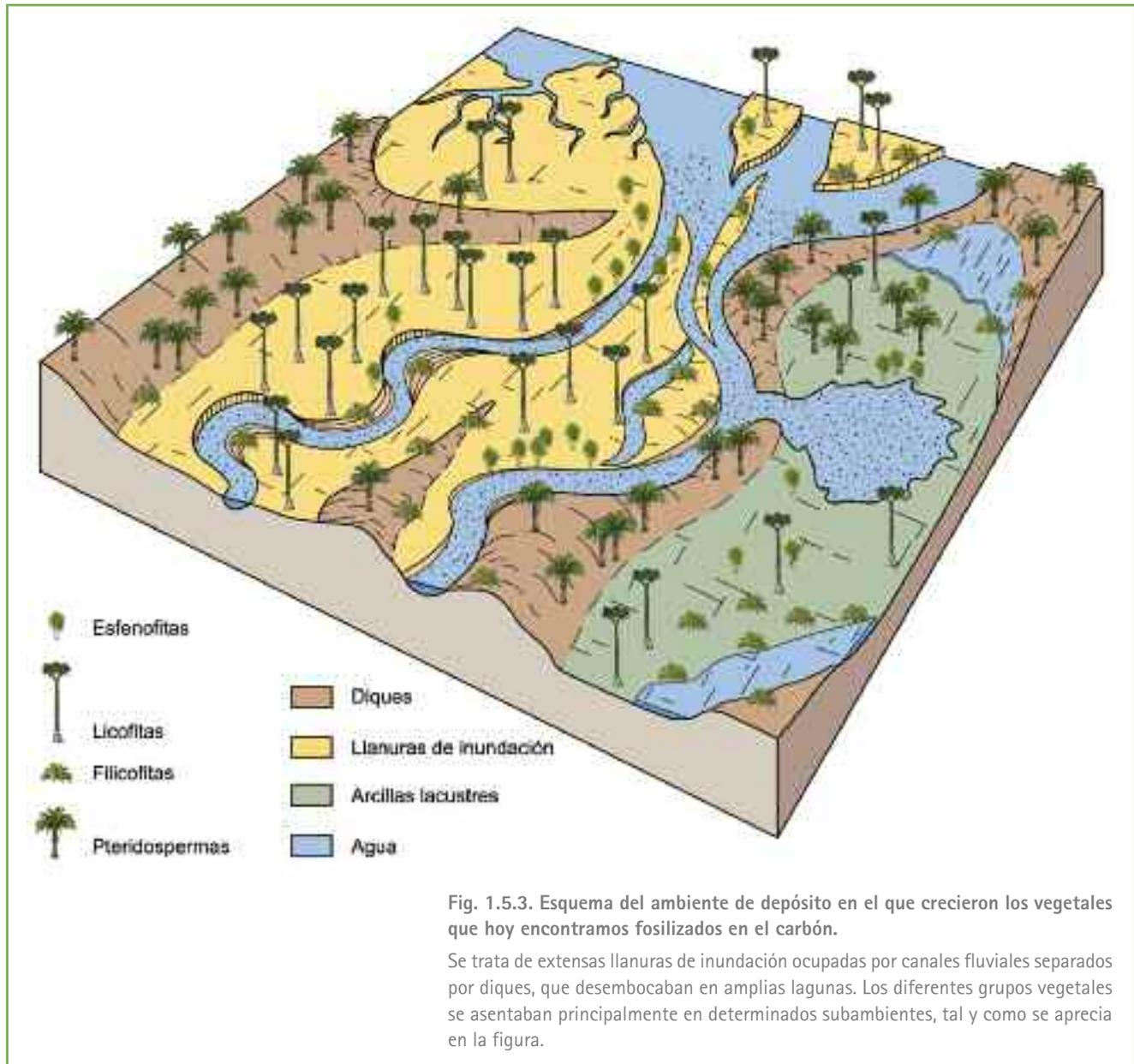




Fig. 1.5.4. Ejemplar de *Calamites*.

Fue encontrado en las escombreras de la mina de carbón ubicada en Santa Lucía y corresponde al relleno interno del tallo de un gran equiseto de edad carbonífera. Se reconoce por su estructura acanalada y segmentada.

más usuales. Las areniscas proceden de los sedimentos de tamaño arena transportados por los ríos en épocas de cierta avenida y que se depositaban formando estructuras altas a modo de diques naturales en la zona pantanosa. Estas arenas, frecuentemente mezcladas con limos, se colonizaban rápidamente por vegetación y por este motivo muchas de las actuales areniscas y lutitas muestran marcas de raíces. Habitualmente, el establecimiento de la vegetación generaba un potente suelo vegetal cuya fosilización daría lugar a los actuales carboneros y capas de carbón.

El estudio de los fósiles contenidos en estos materiales nos ha permitido conocer los diferentes grupos de vegetales así como la posición que ocupaban en las llanuras aluviales descritas (Fig.1.5.3.). La mayoría de los vegetales del Carbonífero

pertenecen, básicamente, a cuatro grupos: esfenofitas (equisetos en sentido amplio), licofitas (antepasadas de los licopodios), filicofitas (helechos) y pteridospermas (plantas extintas con aspecto de helecho pero con semillas y rasgos compartidos por coníferas).

El primer grupo de fósiles son las esfenofitas. Están actualmente representadas por los conocidos equisetos, llamados popularmente colas de caballo. Están formadas por un tallo acanalado, articulado y frecuentemente hueco, con tallos adventicios y hojas de tamaño pequeño dispuestos ambos en verticilos. En el Carbonífero fueron plantas muy abundantes y diversas que colonizaban las márgenes de los lagos y de las corrientes de agua. Los fósiles más comunes que han generado son los *Calamites*, correspondientes a rellenos del hueco central

del tallo; pero son también comunes los fósiles que incluyen verticilos de hojas de cierto tamaño como *Annularia* o *Astero-phyllites*.

El segundo grupo corresponde a las licofitas, que tienen como principal representante en la actualidad al género *Lycopodium*, una planta pequeña (apenas 30 cm de altura) y simple, formada por un tallo completamente rodeado por hojas sencillas. Sin embargo, en el Carbonífero las licofitas fueron árboles de gran porte (hasta 40 m de altura), que ocupaban las llanuras de inundación. Durante millones de años, estas plantas dominaron totalmente el ambiente pantanoso y generaron, tras su muerte y acumulación, las capas de carbón. Los árboles de licofitas estaban formados por tres partes que han generado tres tipos de fósiles muy diferentes. Las raíces con raicillas han dado lugar a los fósiles denominados *Stigmaria*. Los troncos estaban recubiertos de hojas que caían con el tiempo pero que dejaban una impronta especial; hay varios géneros correspondientes a troncos de licofitas, entre ellos los más usuales en el Alto Bernesga son *Sigillaria*, *Lepidodendron* y *Syringodendron*. Por último, la copa de estos árboles está formada por hojas finas y con forma de lanza que con frecuencia contenía los estróbilos u órganos reproductores del vegetal; estos fósiles son poco frecuentes y reciben nombres muy variados.

El tercer grupo de vegetales fósiles frecuente en el carbón son las filicofitas, conocidas habitualmente como helechos. Durante el Carbonífero los helechos funcionaron como plantas oportunistas, colonizando las zonas tras las inundaciones y ocupando algunas de las partes altas o diques naturales que separaban los cursos de agua. De ellas fosilizan habitualmente sus hojas (frondes), aunque los géneros son numerosos y es necesario observar varios rasgos para poder realizar una determinación aproximada. Puesto que los helechos se reproducen por esporas que se agrupan en estructuras circulares (soros), no es raro encontrar frondes fértiles de helechos con sus soros fosilizados.



Fig. 1.5.5. Ejemplar de *Annularia*.

Este fósil procede de las escombreras de la mina de carbón de Santa Lucía. Son las hojas de un antiguo equiseto, dispuestas en círculo en torno a una articulación del tallo.



Fig. 1.5.6. Fragmento de roca con restos vegetales.

Muestra procedente de las escombreras de la mina de carbón de Santa Lucía, en la que destaca un tallo bastante completo de equiseto, con hojas muy finas, que reciben el nombre de *Astero-phyllites*.



Fig. 1.5.7. Pieza procedente de las escombreras de las minas de Santa Lucía.

Este fragmento de roca contiene un tallo sin corteza de licopodio, junto a diversas hojas de helechos. En este caso los vegetales están comprimidos y carbonizados pero gran parte de la materia original se ha perdido y, por esto motivo, hay partes sin tonalidad negra.

El último grupo abundante en el carbón del Alto Bernesga son las pteridospermas, plantas extintas, de rasgos mixtos entre los helechos y las coníferas y que ocupaban las partes altas de los diques naturales. De ellas han fosilizado principalmente las hojas o frondes, que tienen un aspecto similar al de cualquier helecho, aunque a diferencia de estos se reproducían por semillas. Solo los especialistas son capaces de diferenciar las fósiles de filicofitas y de pteridospermas y conocer su género requiere observar rasgos a menudo microscópicos.

Como es lógico, las zonas ocupadas por la vegetación estaban habitadas por diferentes tipos de animales. Entre ellos

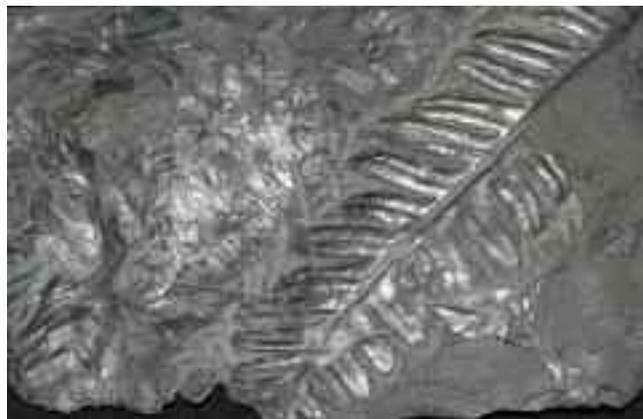


Fig. 1.5.8. Ejemplar de helecho procedente de las escombreras de la mina de carbón de Santa Lucía.

Todo el material oscuro y brillante que se encuentra en esta pieza procede de la descomposición interrumpida de la materia vegetal.



Fig. 1.5.9. Detalle del extremo de una hoja de helecho procedente de las escombreras de la mina de Santa Lucía.

Se observa la conservación de los delicados nervios del helecho.



Fig. 1.5.11. Entre los materiales que se recuperan a partir de escombreras son frecuentes las piezas de cierto tamaño (la de la fotografía tiene 15 cm de longitud) y que contienen diversos grupos de flora. Estas piezas reflejan las acumulaciones de vegetales, caídos y flotados, que se producen habitualmente en el entorno de los lagos y en llanuras de inundación.

Fig. 1.5.10. No todos los ejemplares de flora fósil ligados al carbón se encuentran carbonizados.

Este ejemplar contiene restos de hojas y tallos, principalmente de helechos, que no están carbonizados. En este caso se han conservado como compresiones e impresiones de la materia vegetal enterrada en limos ocreos.

destacan los artrópodos (cucarachas, libélulas, escorpiones, arañas...), en ocasiones de gran tamaño, y los tetrápodos (primeros animales con cuatro patas, de vida usualmente anfibia). No es fácil hallar fósiles de estos organismos en los restos de carbón pero una búsqueda detallada permitiría sin duda dar con algunos de ellos.

capítulo 1

LA HISTORIA GEOLÓGICA DEL ALTO BERNESGA

1.6. Las cicatrices del planeta



Aunque las personas con mentalidad occidental tendemos a ver la Tierra como la parte "inerte" de nuestro mundo, habitamos un planeta que es capaz de sostener vida precisamente porque tiene energía. Dicha energía se manifiesta en la dinámica terrestre, que emite señales claras de su existencia como los volcanes, los terremotos o las aguas termales, e imprime en las rocas marcas indicativas de su actuación en el pasado. En este Apartado se muestran varios lugares del Alto Bernesga donde pueden observarse elementos geológicos indicativos de la dinámica del planeta durante diversos momentos de nuestra geohistoria.



Lugares de interés:

1. Cantera de Millaró
2. Cantera de Las Baleas
3. Arroyo de Casares
4. Arroyo de Ventosilla
5. Sección próxima a La Vid de Gordón
6. Valle de La Tercia
7. Villamanín
8. Valle del Bernesga entre Huergas de Gordón y La Pola de Gordón
9. Bajada del Puerto de Aralla
10. Peña Rabera

Las rocas que sirven de sustrato al Alto Bernesga son de tipo sedimentario. Esto quiere decir que su origen se encuentra en el depósito de sedimentos, bien físicos como las arenas o bien químicos como barros calcáreos. En la superficie de nuestro planeta, los sedimentos suelen depositarse en lugares topográficamente deprimidos (lagos, lechos de ríos, deltas, mares...) que reciben el nombre geológico de cuencas de sedimentación. Puesto que los sedimentos se depositan en el fondo plano de estas cuencas, por ejemplo, en el fondo de un lago, el depósito resultante es horizontal. Además, nuestro lago recibirá sin duda más material detrítico durante el deshielo primaveral que en el verano y, por este motivo, la sedimentación en su fondo no es continua. Este modelo de depósito se traduce en que los sedimentos se organizan en capas apiladas que, al transformarse el sedimento en roca, definen los denominados estratos.

Por tanto, una región formada por rocas sedimentarias tendría que dejar ver en sus taludes una pila de estratos horizontales ordenados de más antiguo (abajo) a más moderno (arriba). Pero si observamos los taludes o las rocas desnudas del Alto Bernesga, nos damos cuenta de que, en la gran mayoría de los casos, estos estratos no están horizontales sino inclinados en diferentes ángulos o, incluso, totalmente verticales: pensemos, por ejemplo, en los túneles que atraviesa la carretera N-630 en su recorrido por el Alto Bernesga y que no son otra cosa que construcciones realizadas para atravesar conjuntos de estratos verticales.

Otro aspecto de las rocas sedimentarias de muchos continentes, y las del Alto Bernesga no son una excepción, es que contienen fósiles de organismos que habitaron fondos marinos. En este caso lo intrigante es que estas rocas pueden estar localizadas a muchos kilómetros de distancia del mar y, en bastantes ocasiones, a centenares de metros por encima de su nivel actual.

Ambas anomalías (la presencia de estratos verticalizados y de rocas marinas en el interior de continentes) se explican por



Fig. 1.6.1. Imagen de la cantera en activo de Millaró.

En ella se aprecian las rocas sedimentarias organizadas en estratos y la disposición vertical de los mismos.

la dinámica de nuestro planeta. En efecto, lo que hace de la Tierra un planeta habitable es el hecho de que, a pesar de haber transcurrido más de 4500 m.a. desde su nacimiento, la Tierra aún conserva parte de su enorme calor original, es decir mantiene una energía capaz de provocar cambios planetarios. A nivel geológico, este calor se manifiesta en elementos como los volcanes o las fuentes con aguas termales pero, sobre todo, en un acontecimiento tan lento que los seres humanos no podemos observar su desarrollo sino solo sus consecuencias: la tectónica de placas.

Cuando contemplamos fotos de nuestro planeta en el universo vemos una superficie azul, ocre, verde y blanca que nos parece uniforme. Sin embargo, esta superficie está dividida en grandes fragmentos denominados placas. Hay placas formadas

por continentes y otras constituidas por fondos oceánicos, pero la mayoría contienen partes de ambos tipos. El calor de la Tierra provoca el movimiento de estas placas y de los continentes y océanos que las integran. Este movimiento es lentísimo, del orden de unos pocos centímetros al año y, por tanto, solamente aparatos sofisticados son capaces de medirlo. A efectos prácticos, el resultado de estos movimientos es que, por ejemplo, un continente situado en un momento geológico en el polo sur puede, unos 200 m.a. más tarde, localizarse en el ecuador. Durante este viaje las rocas y los seres vivos de este continente van a verse envueltos en diferentes ambientes: clima gélido en un principio, alternancia de estaciones mientras se sitúan en la zona templada, temperaturas tropicales y ecuatoriales al final del viaje... Estos cambios dejan su impronta en los sedimentos,

las rocas y los organismos de este continente, y lo hacen a través de una serie de signos que se conservan en las rocas sedimentarias y que los geólogos son capaces de descifrar.

Pero quizá el fenómeno más notable de la tectónica de placas sea su poder para cambiar por completo la faz del planeta, mediante la apertura de océanos y la formación de cordilleras. De hecho, el nombre tectónica alude a esta capacidad ya que viene de una palabra griega, *tekton*, que significa "el que construye". Básicamente, el fenómeno de formación de cordilleras acontece cuando dos placas constituidas por océanos y

continentes, se acercan. Al hacerlo se cierra el mar que separa los continentes y estos chocan, provocando el levantamiento de los materiales que quedan atrapados, los cuales forman cadenas montañosas. Estos fenómenos de choque continental tienen una duración de millones de años y reciben el nombre de orogenias (del griego *oro*, montaña y *genia*, formación) por su resultado más visible. Las orogenias son las responsables de la verticalización de los estratos y, también, de la transformación de fondos marinos en las rocas que forman parte de nuestros continentes.

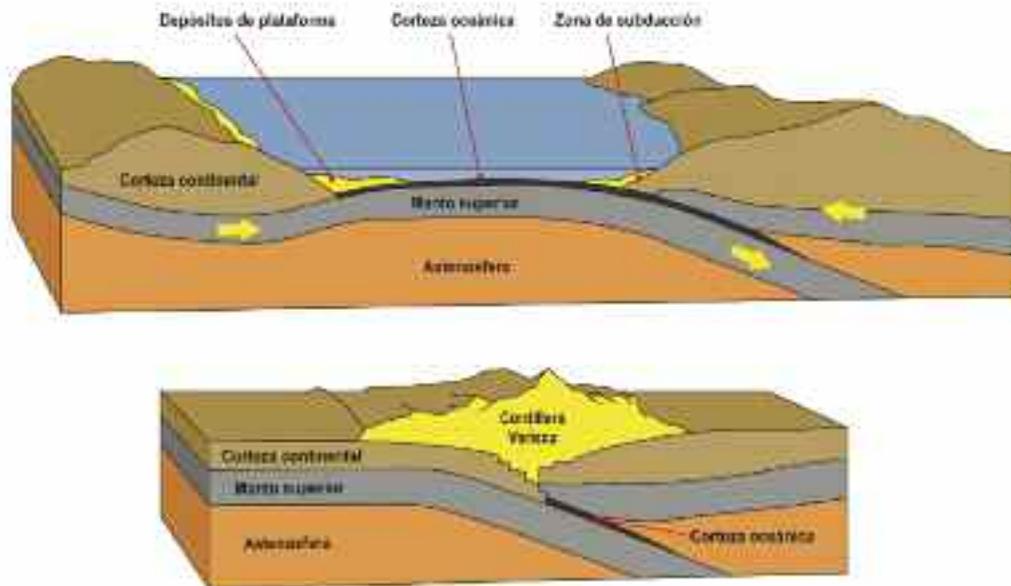


Fig. 1.6.2. Cierre de un océano y formación de una cordillera (orogenia) ejemplificado en el caso de la Orogenia Varisca.

El acercamiento de dos placas portadoras de continentes acaba en el choque de las mismas. La fuerza compresiva rompe y apila las rocas y sedimentos de plataforma generando una cordillera.

En la historia del Alto Bernesga ha habido dos orogenias principales. La Orogenia Varisca (en el pasado llamada Hercínica), que aconteció a finales de la Era Paleozoica, hace entre 370 y 300 m.a. aproximadamente; y la denominada Orogenia Alpina, que comenzó hace unos 50 m.a. a inicios de la Era Cenozoica y cuya actividad aún persiste en muchos lugares del planeta aunque en la Península Ibérica cesó hace unos 10 m.a.

La Orogenia Varisca se produjo por la colisión de dos grandes masas continentales, Laurasia y Gondwana, situadas respectivamente al norte y al sur de un océano amplio pero poco profundo denominado Iapetus. Las rocas del Alto Bernesga nacieron en este océano, por acumulación de sedimentos detríticos y químicos a lo largo de casi todo el Paleozoico. Pero a finales de esta era, el continuo acercamiento de las placas produjo el cierre de Iapetus y la colisión entre las masas continentales. En esencia se trató de un episodio de compresión de los materiales que quedaron atrapados, generando una enorme cordillera de más de 8000 km de longitud y 1000 km de anchura. Esta Cordillera Varisca no coincide con la actual, ya que fue erosionada unos millones de años más tarde de tal forma que al inicio del Mesozoico, hace unos 250 m.a., solo quedaban sus gigantescas raíces, ya sin la parte sobresaliente de las mismas.

Posteriormente, a inicios de la Era Cenozoica (hace unos 65 m.a.) se produjo el acercamiento de la microplaca Iberia a la placa Euroasiática. La colisión entre ambas produjo la Orogenia Alpina, con el levantamiento de la parte norte correspondiente a las antiguas raíces variscas, formándose así la actual Montaña Leonesa. La parte sur quedaría deprimida en relación a la norte y funcionaría con una cuenca de sedimentación rellena con los sedimentos procedentes de la erosión de las montañas; es lo que hoy forma los páramos meridionales de León.

La existencia de ambas orogenias está testimoniada por varios rasgos. Los más evidentes son aquellos que suponen algún tipo de rotura o cambio en la disposición de las rocas, los cuales

suelen agruparse en cuatro categorías: fracturas, fallas, cabalgamientos y pliegues. De ellos mostraremos ejemplos concretos observables en el Alto Bernesga.

Otro testimonio importante de las orogenias son las alteraciones en la composición de rocas previas, que suelen estar asociadas a la formación de yacimientos minerales. Estas alteraciones son posteriores a los procesos de diagénesis o de formación de las rocas sedimentarias. Se producen por el ascenso de los fluidos calientes (hidrotermales) que transportan diferentes elementos y compuestos químicos en un medio acuoso a altas temperaturas y/o presiones. Los diversos yacimientos minerales se generan tras el enfriamiento y solidificación de las rocas afectadas. Este fenómeno está básicamente ligado a las altas condiciones de presión y temperatura que se desarrollan durante las orogenias. En este Apartado expondremos algunos ejemplos de dolomitización de las calizas, un fenómeno usual en varias zonas del Alto Bernesga. Por lo que respecta a las mineralizaciones, y debido a su gran interés, serán tratadas de forma específica en el Apartado 3.1.

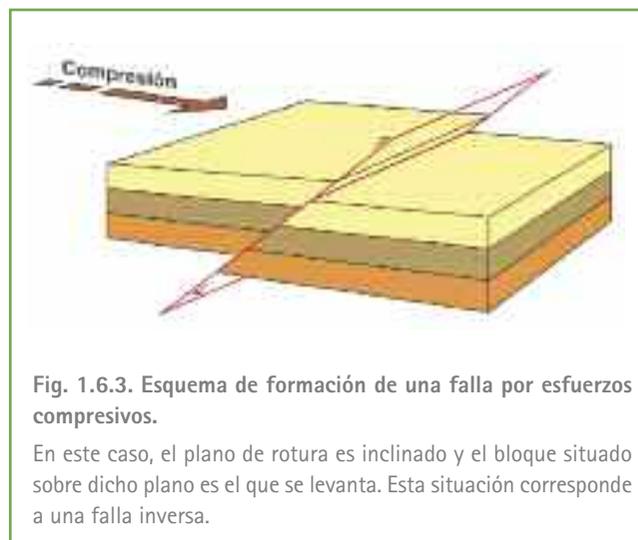


Fig. 1.6.3. Esquema de formación de una falla por esfuerzos compresivos.

En este caso, el plano de rotura es inclinado y el bloque situado sobre dicho plano es el que se levanta. Esta situación corresponde a una falla inversa.



Fig. 1.6.4. Vista general de la cabecera del arroyo de Ventosilla, al norte de Rodiezmo.

En la parte central se observa un banco de calizas perteneciente a la Fm. San Emiliano. Este banco aparece dividido en tres bloques desplazados entre sí por dos fallas de corto recorrido.



Fig. 1.6.5. Pequeña fractura en una roca caliza.

Posteriormente se ha rellenado por precipitación en su interior del mineral calcita. Otras fracturas menores aparecen por doquier en esta roca.

Fracturas y fallas

En las proximidades de la superficie terrestre, y bajo condiciones de temperatura y presión normales, las rocas se comportan de una forma frágil. Esto significa que al ser sometidas a esfuerzos tectónicos que superan su resistencia, las rocas se rompen. Se habla entonces de fracturas o **diaclasas**. Suelen ser de pequeño tamaño y a menudo son rellenadas por minerales precipitados a partir de fluidos que circulan por ellas (Fig.1.6.5.)

La rotura se produce en una superficie denominada plano de rotura. Cuando dicha fractura va acompañada de un movimiento relativo de las partes situadas a ambos lados del plano de rotura, se produce una falla.

Durante las orogenias Varisca y Alpina, el sustrato geológico del Alto Bernesga fue sometido a esfuerzos compresivos que rompieron las rocas generando numerosas fallas. Por este motivo, son elementos geológicos muy habituales en las rocas del Alto Bernesga, donde encontramos fallas de tamaños diversos: desde muy pequeñas a fallas de dimensiones que solo podríamos apreciar a vista de pájaro, e incluso mayores.

Fig. 1.6.6. Falla a muy pequeña escala.

Las manchas blancas en la roca corresponden a secciones de un grupo de corales solitarios fosilizados, de unos 2 cm de diámetro. Su color blanco se debe a que están rellenos de calcita y destacan por estar inmersos en calizas negras del Carbonífero (Fm. Barcaliente).

El coral del centro de la imagen se encuentra dividido en dos partes por una fractura, estando la parte izquierda desplazada hacia abajo y la parte derecha movida hacia arriba.

Estos fósiles se encuentran en la cantera de Las Baleas, situada entre La Pola de Gordón y Vega de Gordón.



Cabalgamientos

Son un tipo especial de falla producida por esfuerzos compresivos. En ellos, el plano de fractura es muy tendido y el bloque situado sobre este plano se mueve, desplazándose en ocasiones muchos kilómetros (Fig. 1.6.8.). El resultado es un gran acortamiento de la corteza terrestre afectada, la superposición de bloques, la repetición de **formaciones** y el hecho de que rocas antiguas se sitúen sobre otras más modernas.

Los cabalgamientos del Alto Bernesga son el resultado de los esfuerzos compresivos ocasionados por la Orogenia Varisca a finales del Carbonífero. La intensa compresión producida por el choque entre placas tectónicas produjo la rotura de la corteza en múltiples fragmentos (llamados escamas) que cabalgaron unos sobre otros, generando un apilamiento de capas de gran envergadura. Por este motivo, los cabalgamientos aparecen formando conjuntos, de manera que varios bloques se superponen unos sobre otros, engrosando la corteza terrestre de forma importante y repitiendo capas y formaciones varias veces a lo largo de un itinerario.



Fig. 1.6.7. Detalle de la ladera occidental en el valle del arroyo de Casares.

Las rocas más ocres y estratificadas que se observan bajo el crestón derecho están rotas y desplazadas por una falla.

Aunque no son sencillos de apreciar por el ojo no experto, son uno de los rasgos geológicos más característicos de esta región.



Fig. 1.6.8. Esquema de un cabalgamiento.

Son fallas de plano muy tendido en las que el bloque superior se desplaza sobre el inferior, a veces alcanzando una gran distancia.



Fig. 1.6.9. Ladera meridional situada en las inmediaciones de La Vid de Gordón, en la carretera hacia Vegacervera.

En la parte media-superior de la ladera, las capas dibujan una curvatura indicativa de un cabalgamiento.



Fig. 1.6.10. Vista de la ladera meridional del valle de La Tercia desde Casares de Arbas.

La línea amarilla indica la base de un gran cabalgamiento que abarca toda esta ladera y continúa en Villamanín, al otro lado del valle del Bernesga.



Fig. 1.6.11. Detalle del cabalgamiento del valle de La Tercia, concretamente de su parte frontal.

Esta deformación aparece en un afloramiento visible gracias a las obras de la carretera de la presa de Casares. A la derecha, estratos ocres correspondientes a las dolomías y calizas de la Fm. Láncara. Estos estratos, de edad Cámbrico, se han desplazado desde su ubicación original superponiéndose a las lutitas de la Fm. San Emiliano (rocas oscuras, a la izquierda de la fotografía) de edad Carbonífero.

La superposición de capas más antiguas sobre otras más modernas es uno de los rasgos de los cabalgamientos.



Fig. 1.6.12. Detalle de la fuente de Villamanín.

Esta fuente natural surge en el frente de cabalgamiento por el contacto entre las calizas y dolomías de la Fm. Láncara (rocas permeables que recogen agua) y las lutitas de la Fm. San Emiliano (impermeables). El contacto entre ambos conjuntos rocosos se produce por el cabalgamiento de la Fm. Láncara sobre la Fm. San Emiliano.

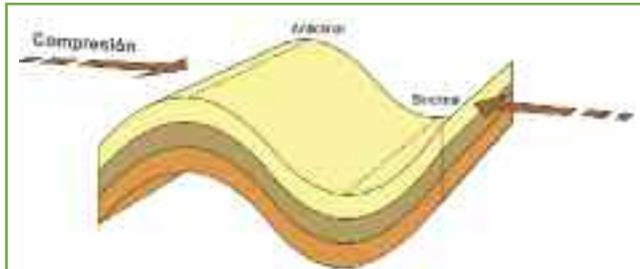


Fig. 1.6.13. Los pliegues resultan de esfuerzos compresivos sobre rocas con comportamiento plástico.

El resultado es la inclinación de estratos originalmente horizontales.



Fig. 1.6.14. Cantera de Las Baleas, cerca de La Pola de Gordón.

Los pliegues son especialmente abundantes en rocas poco resistentes como las calizas finamente estratificadas de la Fm. Barcaliente.



Fig. 1.6.15. Trenes de pliegues en calizas.

Se localizan en la ladera occidental del valle central del Bernesga, entre Hurgas de Gordón y La Pola de Gordón.

Pliegues

Bajo determinadas condiciones de presión y temperatura, y especialmente en el caso de rocas poco resistentes y organizadas en estratos finos, los esfuerzos compresivos no producen la rotura de las rocas sino su plegamiento.

Cuando los pliegues son a escala pequeña o media, los vemos como ondulaciones en las capas. En el caso de pliegues de gran tamaño, su existencia se advierte porque los estratos, originalmente horizontales, tienen diferentes grados de inclinación o se disponen de forma vertical.



Fig. 1.6.16. Pliegues.

Al inicio de la bajada desde el puerto de Aralla en dirección a Geras pueden observarse numerosos pliegues, algunos de gran tamaño como estos que afloran en la ladera septentrional.



Fig. 1.6.17. Peña Rabera.

Con 1472 m, es un promontorio de calizas plegadas, hecho que le confiere un aspecto característico. La fotografía ha sido tomada desde Buiza.

Dolomitizaciones

Una característica muy singular en el Alto Bernesga es la existencia de fuertes procesos de **dolomitización** que afectan a las formaciones calcáreas del Carbonífero. Su presencia se pone de manifiesto por varios rasgos, siendo el más habitual un oscurecimiento de las **calizas** en la zona afectada por la dolomitización. Las calizas, usualmente de tono gris claro, adquieren tonalidades de un gris más oscuro con ciertos matices pardo-rojizos.

Las calizas son rocas formadas básicamente por calcita, un mineral constituido por carbonato cálcico (CaCO_3), mientras que las **dolomías** están formadas por dolomita, mineral compuesto por carbonato cálcico-magnésico [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$]. El Ca y el Mg son dos elementos muy similares en tamaño y comportamiento, motivo por el cual uno de ellos puede sustituir al otro dentro de los minerales. En el proceso de dolomitización, parte del Ca de la caliza es sustituido por Mg, transformándose así en dolomía. El aporte de magnesio puede tener diferentes

orígenes, pero en el caso de las dolomitizaciones del Alto Bernesga es probable que se deba a fluidos **hidrotermales** procedentes de cierta profundidad. Cuando el fluido cálido entra en contacto con la caliza se produce el intercambio de iones indicado y, con él, la transformación de caliza en dolomía.

Dentro del Alto Bernesga, las dolomitizaciones son muy frecuentes. Algunos lugares especiales donde pueden observarse hermosos ejemplos de este fenómeno se encuentran en el valle de la Tercia y también en la nueva cantera próxima a Millaró.



Fig. 1.6.18. Dolomitizaciones en las calizas próximas a Casares de Arbas, en la Sierra de las Cangas.

Las zonas dolomitizadas se reconocen por el color gris oscuro dentro de las calizas de tonalidad gris clara de la Fm. Valdeteja. A la derecha en El Zorao y a la izquierda en Peña Muezca.



Fig. 1.6.19. Cantera de Millaró.

A la izquierda, vista del frente de explotación de la cantera donde se observa, a modo de bandas más oscuras, las zonas dolomitizadas. A la derecha, detalle de una de estas dolomitizaciones, donde se aprecia un filoncillo blanco de dolomita cebrada integrado en las calizas de la Fm. Barcaliente.

El interés científico de estas "cicatrices del planeta" radica en que su estudio aporta datos sobre la evolución de Europa y Norteamérica a finales de la Era Paleozoica, al mismo tiempo que nos permite conocer en detalle los mecanismos de cierre de océanos y génesis de montañas.

Su interés didáctico es indudable ya que estos elementos son el resultado de un proceso al que sólo nos podemos acercar observando, reconociendo e interpretando elementos como las fallas, los pliegues o los cabalgamientos.

Así mismo son estructuras que, aunque proceden de procesos complejos y difíciles de comprender, resultan en sí mismas fácilmente reconocibles por lo que pueden ser utilizadas como recurso en actividades turísticas de acercamiento al medio natural.



■
capítulo 2

LA CONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE DEL ALTO BERNESGA





Foto: Bloque errático de cuarcita abandonado por el hielo sobre las calizas de la Fm. Valdeteja, al sur de Viadangos de Arbas

Autores del Capítulo 2:

Jose María Redondo Vega
Javier Santos González

Apartado 2.4.: Fotografías y estudio biológico, Rodrigo Castaño de Luis

Los procesos geológicos que hemos visto en el Capítulo anterior explican la configuración de los grandes rasgos del relieve que, en una región montañosa como el Alto Bernesga, se traduce en la distribución espacial de los volúmenes montañosos, los valles y las depresiones. Son, por ello, los responsables de la construcción del armazón estructural que, desde el comienzo de su génesis, se caracteriza por su diversidad, tanto litológica como tectónica. Esa diversidad, unida a la presencia de elevados desniveles y pendientes (condición natural de la montaña), dan lugar a un espacio con elevado potencial morfogenético, es decir, un armazón estructural muy favorable al desarrollo de procesos geomorfológicos que esculpen y modelan las estructuras geológicas.

El estudio del relieve del Alto Bernesga y de su evolución, se hace desde el ámbito de la Geomorfología que, como rama fundamental de la Geografía Física, nos permite abordar el análisis de unas formas del relieve en las que aparecen entreverados factores naturales diversos: geológicos, climáticos, hidrográficos, biogeográficos, topográficos y antrópicos, entre otros. Pero son los agentes de modelado como el agua, el viento y el hielo los que al actuar sobre las grandes estructuras geológicas y las rocas que las componen, explican la génesis de las formas de relieve a escala más detallada.

En este Capítulo, vamos a abordar el análisis de diversas formas de relieve derivadas de un amplio abanico de procesos geomorfológicos.

En primer lugar, se estudian los procesos de preparación del material. Casi siempre dependen de la acción de algunos meteoros y elementos del clima (precipitaciones, viento, temperaturas, etc.) sobre las estructuras geológicas y el suelo. Genéricamente los denominamos meteorización. Estos procesos pueden englobarse en dos grandes categorías: por un lado aquellos que consisten básicamente en acciones mecánicas, como la fragmentación, sin que se transformen los principales caracteres de la roca y que aprovechan líneas de debilidad que contienen las estructuras.



Las Tres Marías en Cubillas de Arbas

Por otro lado, las acciones químicas, que genéricamente llamamos alteraciones, en las que sí se producen cambios en la composición inicial de las rocas y la aparición de nuevos minerales o combinaciones de estos. Todos ellos son los encargados de fragmentar y desgastar la roca, de prepararla para que otros mecanismos y procesos geomorfológicos sean capaces de movilizar las partículas y fragmentos, desencadenando así la morfogénesis.

En un segundo Apartado se abordan las formas de relieve derivadas de la erosión diferencial, es decir, de la distinta respuesta al desgaste (llamada competencia) de los materiales en la morfogénesis. Cuando sobre un mismo territorio aparecen rocas de diferente resistencia, la meteorización y la erosión actúan de forma más efectiva sobre las más blandas, por lo que progresivamente se van creando zonas más deprimidas, mientras que las más resistentes se mantienen topográficamente más elevadas. Según sea la estructura geológica, la morfogénesis resultante será distinta aunque el principio geomorfológico de la erosión

diferencial sea el mismo. Así en el valle del río Geras, y debido a la existencia de estratos verticales de calizas flanqueando afloramientos de rocas menos resistentes, se crea un relieve de estrechos surcos pizarrosos limitados por las crestas calcáreas. Por otro lado, en el valle de Hurgas o en La Tercia, la misma erosión diferencial actuando sobre terrenos de lutitas deleznablez enmarcadas por materiales más resistentes, ha elaborado valles y depresiones muy amplias; esto es debido a que en estas últimas áreas los materiales más resistentes están situados a mayor distancia y a que no existe una ruptura de pendiente tan neta entre ambos tipos de roca.

Posteriormente veremos uno de los procesos más singulares en Geomorfología, como es la disolución de las rocas calcáreas. El agua es el principal disolvente natural y por eso está presente en todos los procesos de alteración química de las rocas. En el caso de las calizas, su componente fundamental, el carbonato de calcio, es muy poco soluble pero se transforma en bicarbonato soluble en presencia de un ácido débil (ácido carbónico, formado a partir agua y del anhídrido carbónico ambiental). Esa reacción química fundamental desencadena la karstificación o proceso general de disolución de las calizas. Las formas de relieve generadas en la karstificación son muy diversas y, sobre todo, peculiares. Además, se localizan en dos ámbitos geográficos. Uno de ellos es sobre la superficie de los relieves, donde da lugar a formas de disolución de diferente tamaño pero cuya principal característica es que presentan un drenaje de las aguas hacia el interior del macizo, independiente casi siempre de la red fluvial. El otro ámbito es el subterráneo, en donde la disolución consigue abrir amplios huecos en los macizos calizos generando las cavidades subterráneas o cuevas; en este se da otra peculiaridad de la karstificación: la génesis de formaciones o espeleotemas por precipitación del componente calcáreo que transportan las aguas subterráneas cuando las condiciones ambientales son propicias.

Se estudian también varios ejemplos de la acción de los procesos fríos en los que, debido a las bajas temperaturas

medias, las aguas están en estado sólido gran parte del año y el hielo es el principal agente modelador del relieve. Se origina así un tipo de modelado particular, guiado por el clima, que en Geomorfología se denomina glaciar. En el Alto Bernesga la acción de los glaciares que ocuparon las zonas más elevadas, al menos durante la última glaciación que terminó definitivamente hace unos 10000 años, ha dejado abundantes huellas. Tanto el transporte como la acumulación de materiales de este eficaz agente de modelado son especialmente visibles en los valles que bajan desde la divisoria con Asturias hasta Casares de Arbas y Viadangos. Por último se muestran ejemplos de la acción del hielo no glaciar, es decir, de los procesos periglaciares, tanto en el pasado, cuando existían suelos helados de forma permanente, como en la actualidad, momento en el que el hielo está presente en los meses invernales creando formas de pequeña escala en las zonas culminantes de las montañas.

Tanto las formas de relieve de origen glaciar, como la mayoría de las de origen periglaciar, no son funcionales en la actualidad al haber cambiado las características del clima. Por eso se consideran formas "heredadas" y su estudio permite constatar no solo las condiciones paleoclimáticas de este territorio, sino el hecho evidente de la continuidad de los procesos en Geomorfología y la continua superposición de sus formas resultantes, su construcción y destrucción, como si fueran palimpsestos naturales.

capítulo 2

LA CONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE DEL ALTO BERNESGA

2.1. Los meteoros y las rocas



Para observar la alteración que el clima ocasiona en las rocas del Alto Bernesga, se han seleccionado varios enclaves situados en Buiza y Poladura de la Tercia. El emplazamiento principal se encuentra en Las Forcadas de San Antón, constituido por crestas de cuarzoarenitas. Los otros lugares de interés describen ejemplos de la alteración esférica que sufren las grauvacas, de la disolución de las calizas y de los anillos que forman ciertos fluidos en las areniscas. La repetición en el tiempo y en el espacio de estos fenómenos de alteración forma parte de los procesos que conducen a la erosión del sustrato.



Lugar principal: Las Forcadas de San Antón

Los afloramientos se hallan en el entorno de Las Forcadas de San Antón y de Peña Prieta, al norte de Buiza.

Otros lugares de interés:

- Alteración de grauvacas en el valle de El Coito
- Disolución de calizas en el valle de El Coito
- Anillos de alteración de las areniscas en el arroyo de Alcedo

Una gran parte de las rocas que ahora vemos en la superficie terrestre se han formado a cierta profundidad en el interior de la Tierra, donde la temperatura, la presión y el movimiento de fluidos calientes permiten la organización de los minerales y su consolidación en forma de las rocas que conocemos. Además, cada roca es especialmente estable en los ambientes físicos (presión, temperatura) y químicos (fluidos) en los que se ha originado. Cuando estas rocas llegan a la superficie de la Tierra, donde el ambiente físico-químico es muy diferente a aquel en el que se formaron, son rocas inestables, fácilmente atacables por los diversos agentes que actúan en esta superficie: agua, hielo, viento, seres vivos... A escala planetaria, la acción erosiva genera la eliminación de los materiales más superficiales, dejando al descubierto las rocas que, hasta entonces, estaban en el interior. Cuando una roca llega a la superficie se dice que aflora y es en estos momentos cuando empieza a ser desgastada hasta, a veces, su total desaparición.

Las rocas están afectadas por procesos erosivos que las desgastan, liberando partículas que son susceptibles, posteriormente, de ser puestas en movimiento por agentes como el agua, el viento o los **glaciares**. Las acciones que provocan ese desgaste de las rocas se denominan, en el lenguaje geomorfológico, "procesos externos de preparación del material". En un sentido más amplio se conocen con el término de meteorización.

Conviene distinguir la meteorización de la erosión, ya que mientras la primera supone el desgaste de las rocas in situ, la segunda implica el transporte del material obtenido de dicho desgaste hacia otras zonas.

Es importante darse cuenta de que la meteorización se concentra en los puntos débiles del sustrato rocoso. Estos puntos pueden ser zonas de debilidad mecánica (**diaclasas**, planos de estratificación) o tener una determinada composición química que hace que esa parte de la roca sea más proclive a reaccionar en presencia de agua (alteración química). Tanto el proceso de desgaste como el resultado final depende

de factores ambientales (clima), estructurales (tipos de rocas y disposición) y biológicos.

Estos procesos se pueden clasificar en:

- Fragmentaciones o clastias: tienen un carácter mecánico y suponen la rotura de las rocas en fragmentos de menor tamaño. Los agentes responsables de la ruptura son varios: cambios bruscos de temperatura (**termoclastia**), la acción del hielo-deshielo (**crioclastia**), ciclos de humectación-secado (hidroclastia) o la creación de cristales de sal por evaporación del agua y posterior agrandamiento de los cristales por la progresiva captación de agua (haloclastia). Todas ellas afectan solo a la parte superficial de las rocas y necesitan que esta contenga discontinuidades para que sean efectivas.
- Descomposiciones o alteraciones: se trata de procesos que afectan a la estructura molecular y a la composición mineralógica de la roca. Implican reacciones químicas que modifican la naturaleza del sustrato. Si estos cambios generan nuevos minerales se habla de alteraciones, mientras que si sólo cambia la composición pero no se forman minerales diferentes se denominan disoluciones. Externamente las descomposiciones y alteraciones se reconocen porque la roca ha cambiado de color o presenta costras de minerales.
- Acciones biológicas u orgánicas: comprende las transformaciones que sufren las rocas por acción de los seres vivos. Y pueden ser mecánicas (una raíz rompiendo la roca, por ejemplo) o químicas (la disolución de pequeñas zonas de roca por los líquenes que crecen sobre ella).

El Alto Bernesga se caracteriza por su elevada diversidad litológica, es decir, por la gran variedad de rocas que existen en dicho territorio. Este hecho ha condicionado notablemente la evolución del relieve. En general, las rocas más resistentes a la meteorización y a la erosión integran los cordales más

elevados y, cuando son atravesadas por los cursos fluviales, forman estrechas **hoces**. Por el contrario, en los materiales que se desgastan con más facilidad (en Geomorfología se dice que son **deleznales**) se han desarrollado formas de relieve más suaves, con valles amplios y en los que raramente son visibles afloramientos rocosos.

Las Forcadas de San Antón

Un ejemplo de la evolución del relieve ante la acción de los procesos erosivos es visible al norte de la localidad de Buiza, en el entorno de Las Forcadas de San Antón y el alto de Peña Prieta (1621 m). En esa zona aparece una serie de afloramientos rocosos que se yerguen hasta una veintena de metros sobre el terreno, a modo de farallones y torres, y que crean un llamativo relieve.



Fig. 2.1.1. Localización de Las Forcadas de San Antón, al norte de la localidad de Buiza.

Destacan las crestas de cuarzoarenitas, que poseen un gran interés geomorfológico.



Fig. 2.1.2. Uno de los afloramientos de cuarzoarenitas más destacados, al oeste de Las Forcadas de San Antón.

Es visible la estratificación subvertical que explica la forma de torres que presentan muchos de ellos. Al fondo se aprecian algunos canchales generados por la erosión de materiales similares.

Si observamos el entorno detalladamente, se puede ver que estas crestas están formadas por **cuarzoarenitas** de la Formación Barrios, rocas más compactas y resistentes que las **lutitas** y **areniscas** que se encuentran en las inmediaciones y que apenas son visibles por la densa colonización vegetal.

Aunque en la distancia estos afloramientos rocosos parecen muy compactos y masivos, cuando nos aproximamos hasta ellos podemos ver que en realidad se encuentran intensamente fracturados y desgastados y que son frecuentes los bloques caídos y acumulados en su base. Tanto las fracturas como los bloques son consecuencia de la acción de los procesos erosivos que, lentamente, van desgastando los macizos rocosos.

Así, en los afloramientos rocosos es visible la acción de la **termoclastia** y de la **crioclastia**. Ambos procesos operan conjuntamente con la alteración química y son los principales responsables de la erosión de las rocas en sus etapas iniciales, descomponiendo rocas masivas en pequeños fragmentos que luego pueden ser movilizados por otros agentes, como el agua o los **glaciares**.

En ellos se observan numerosas grietas desarrolladas a partir de las discontinuidades que presentan las rocas y que gracias



Fig. 2.1.3. Afloramiento intensamente fracturado y en parte derrumbado.

En él se reconocen las fracturas que dieron origen a los bloques ya parcialmente desgajados. Al pie se pueden ver otros ya separados del afloramiento original.



Fig. 2.1.4. Detalle de fracturas en las cuarzoarenitas por donde la roca se va debilitando.

Es en esas fracturas donde la erosión actúa de forma más efectiva, provocando el progresivo desgaste y fragmentación del roquedo.

a la acción de las heladas se van abriendo progresivamente, debido a la presión que ejerce el hielo cuando el agua que penetra en ellas se congela. A esto se une la acción de los cambios de temperatura, en ocasiones muy rápidos, especialmente en los días soleados de invierno, que provocan también un lento desgaste de la roca.

Estos procesos, de forma lenta pero continua, provocan la fragmentación del roquedo, como es bien visible en numerosos afloramientos de la zona, dónde podemos apreciar desde incipientes fracturas a grandes grietas, bloques a punto de desprenderse y otros ya caídos pero en los que aún se reconoce el emplazamiento original que ocupaban.

Constituye un lugar de gran interés didáctico, puesto que son perfectamente visibles los procesos erosivos a los que están siendo sometidas las rocas. Además, el lugar constituye un entorno emblemático dentro del camino de San Salvador, que une León y Oviedo.

Otros lugares de interés

Alteración esferoidal de las grauvacas en el valle de El Coito

En el valle de El Coito, al norte de Poladura de la Tercia, en el talud del camino de acceso al mismo, podemos observar unas **areniscas** de tipo grauvaca que han sufrido un proceso de alteración esferoidal. Este tipo de descomposición de la roca se caracteriza por el desarrollo de capas concéntricas, a modo de capas de cebolla, de materiales alterados químicamente. Esa mayor alteración en determinados lugares de la roca se produce debido a la existencia de zonas de debilidad por las que la alteración es más efectiva.

El resultado es una progresiva descamación de la roca. Además, las grauvacas aparecen intensamente afectadas por la **crioclastia**, que ha provocado que una vez que quedaron en condiciones subaéreas estén siendo erosionadas de forma rápida.



Fig. 2.1.5. Vista de la alteración de las grauvacas del valle de El Coito.

Se puede apreciar la alteración progresiva siguiendo capas esferoidales y la intensa meteorización que han sufrido debido a la acción de la crioclastia y la termoclastia, una vez que quedaron en condiciones subaéreas.

Disolución de las calizas en el valle de El Coito

Unos 500 m al norte de Poladura de la Tercia, en el valle de El Coito, se encuentra una roca singular. Se trata de un afloramiento de **caliza** con forma semicircular que se apoya sobre una base muy estrecha y menos resistente. Este relieve exento aparece apoyado sobre un plano de **diaclasa**, inclinado a contrapendiente de la ladera lo que incrementa su aspecto inestable.

Su origen está en la disolución diferencial de las calizas grises masivas de la Formación Valdeteja que, al ser atravesadas por el arroyo, forman un notable estrechamiento que contrasta con el amplio valle labrado sobre los materiales más **deleznales** de la Formación San Emiliano, predominantemente lutítica. Se trata en realidad de un resto de las calizas masivas que ha resistido mejor la disolución debido, probablemente, a que de forma puntual presenta una composición ligeramente distinta, con mayor cantidad de magnesio o, lo que es lo mismo, más dolomítica.



Fig. 2.1.6. Vista del afloramiento de calizas masivas que ha resistido mejor los procesos de disolución, quedando en resalte sobre el terreno adyacente.

Cantos rodados de arenisca con anillos de Liesegang en el arroyo de Alcedo

La alteración química de las rocas puede generar unas curiosas estructuras denominadas *Anillos de Liesegang*. Están producidas principalmente por fluidos ricos en hierro procedentes de otras rocas del entorno. La penetración en la roca de dichos fluidos produce una reorganización de sus componentes geoquímicos y de la textura que tenía inicialmente. El resultado de esos cambios se traduce en la aparición de un bandeoado concéntrico con niveles de acumulación de hierro. Como consecuencia de esta nueva reorganización de los componentes de la roca y de su textura, se crean unas condiciones favorables a la [erosión diferencial](#) a pequeña escala, ya que los niveles de acumulación del hierro resisten mejor la erosión que los que están libres de él.

Un ejemplo de este tipo de alteración puede observarse en algunos cantos rodados de areniscas en el arroyo de Alcedo, cerca del despoblado del mismo nombre.



Fig. 2.1.7. Canto rodado de arenisca en el lecho del arroyo de Alcedo.

Se observan los anillos concéntricos que indican la progresiva penetración de la alteración desde la superficie hasta el mismo centro del canto.

capítulo 2

LA CONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE DEL ALTO BERNESGA

2.2. Las formas de erosión diferencial



La elaboración de las formas del relieve terrestre es un proceso muy lento, casi siempre imperceptible a escala del tiempo humano, que requiere de múltiples agentes, factores y elementos naturales para producirse. Pero hay alguno de ellos, como es la disposición espacial concreta que adquiere la estructura geológica sobre un espacio, que se conforma como fundamental para explicar procesos elementales del modelado. Este es el caso de la alternancia de roquedos blandos y duros que siempre dan lugar, con el paso del tiempo, a un relieve contrastado de surcos y depresiones en materiales blandos, y crestas y relieves enhiestos en los duros. Es el resultado del trabajo de la erosión diferencial. En este Apartado estudiaremos primero uno de sus mejores ejemplos de toda la Cordillera Cantábrica en León: el valle del río Casares. Después, otros dos ejemplos que, aunque de morfología diferente, responden a procesos similares, como son el valle de Huergas de Gordón y el del arroyo Formigoso.



Lugar principal: valle de Geras

Valle por el que discurre el río Casares y en el que se ubica el pueblo de Geras, entre otros.

Otros lugares de interés:

- Valle de Llombera-Huergas
- Valle del arroyo Formigoso

El relieve de erosión diferencial del valle de Geras-Beberino

Uno de los lugares más atractivos y agrestes del territorio del Alto Bernesga es el valle del río Casares. Adentrarse y recorrer este estrecho valle supone encontrarse con la belleza y percibir como se combinan en el paisaje sus formas, colores, líneas y texturas con una natural armonía.

La singularidad de este valle y las percepciones que nos invaden al atravesarlo proceden en gran medida de la estructura geológica subyacente al mismo. Y esta estructura no es sino el resultado de los procesos geomorfológicos, de la erosión, al actuar sobre materiales rocosos de distinto comportamiento.

Como se ha comentado en el Capítulo 1 de este libro, las rocas del Alto Bernesga son, en su gran mayoría, rocas sedimentarias. Como tales están organizadas en estratos originalmente horizontales pero que hoy se encuentran en una posición mayoritariamente subvertical debido a las deformaciones tectónicas. Por otro lado, y debido a los cambios en el ambiente de depósito de los sedimentos que dieron origen a las actuales rocas, el sustrato de esta región muestra una diversidad de rocas que alternan y se repiten en diferentes lugares del territorio.

Las diferencias entre las rocas son de varios tipos (genético, de composición y de tamaño de grano) pero se evidencian en su aspecto y en su resistencia a ser destruidas por los agentes que, en la superficie terrestre, actúan provocando la meteorización y erosión del sustrato rocoso.

Teniendo en cuenta su respuesta a la erosión, se diferencian dos grandes tipos de rocas. Por un lado se encuentran los materiales blandos, que oponen muy poca resistencia a la destrucción, tanto por su naturaleza (están formados por numerosos granos de pequeño tamaño) como por el hecho de que están habitualmente afectados por fallas y **diaclasas**. Se denominan **deleznales**, y en el territorio del Alto Bernesga destacan las **lutitas**, y las alternancias de lutitas con **areniscas**,

especialmente aquellas que se organizan en capas delgadas. Por otro lado se encuentran las rocas duras o difícilmente erosionables. En el Alto Bernesga están representadas por las **calizas** y las areniscas con alto contenido en cuarzo (**cuarcitas**). A pesar de su resistencia a la destrucción, estas rocas acaban siendo meteorizadas y erosionadas, especialmente cuando están atravesadas por redes de fallas y diaclasas, o cuando sus estratos son muy delgados. En estas zonas de debilidad es donde los agentes externos como el agua, el hielo o los seres vivos pueden comenzar su ataque destructivo.

Cuando en un territorio se produce una alternancia de ambos tipos de rocas, blandas y duras, la erosión actúa más rápidamente sobre las rocas deleznables y por este motivo la franja que ocupan suele aparecer topográficamente deprimida. Esta depresión se acentúa cuando las rocas deleznables se encuentran en bandas flanqueadas por rocas más duras. En estos casos se produce la denominada **erosión diferencial**, siendo el valle del río Casares uno de los ejemplos más relevantes de este fenómeno.

Esquema morfoestructural del valle de Geras

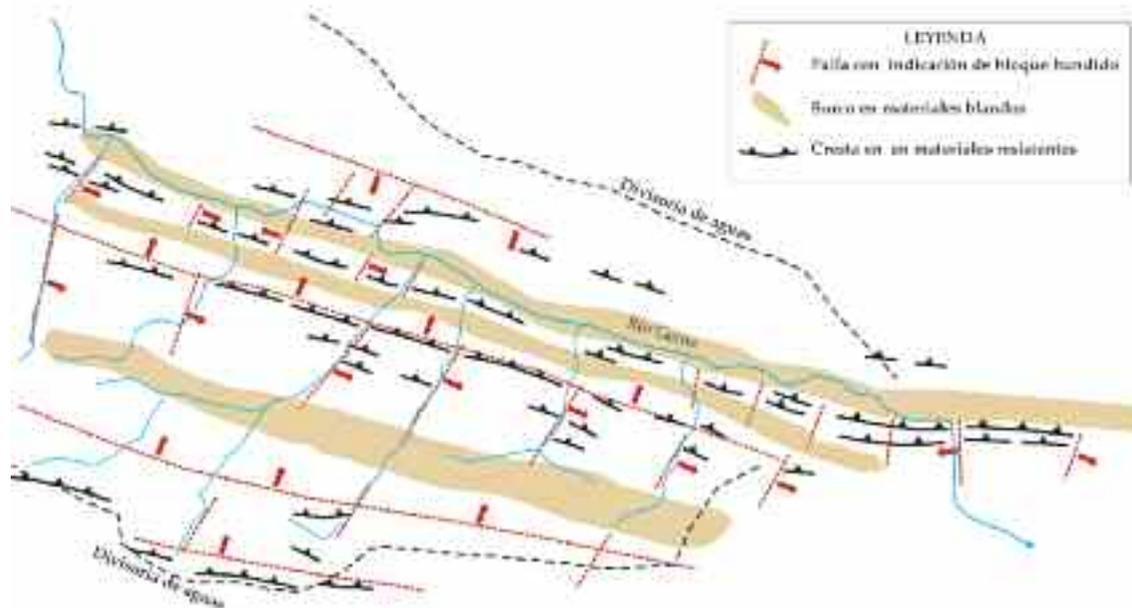


Fig. 2.2.1. Esquema morfoestructural del valle de Geras.

Se muestran las formas del relieve como consecuencia de las diferentes resistencias a la erosión que presentan las rocas.

Este valle es el resultado de la actuación preferente del río Casares, que ha excavado su cauce sobre un sustrato previo. Dicho sustrato está formado por varias bandas de rocas paralelas, con dirección ONO-ESE y constituidas por estratos subverticales. Desde un punto de vista litológico, alternan las calizas (pertenecientes a las formaciones Santa Lucía, en la margen izquierda, y Portilla, en la margen derecha) con conjuntos de rocas más deleznable (principalmente las lutitas de la Formación Hurgas). Esta disposición de las rocas explica el trazado del valle.

En efecto, el río Casares discurre más o menos paralelo a los afloramientos de las series calcáreas paleozoicas. Así, desde unos 900 m aguas abajo del pueblo de Geras hasta cerca de Beberino, el curso fluvial sigue la dirección ONO-ESE debido precisamente a que sus aguas se ajustan a un surco labrado sobre las lutitas de la Formación Hurgas.

Por otro lado, en su margen izquierda, el valle aparece dominado por las calizas de la Formación Santa Lucía, que ocupan el tercio inferior de la ladera. En estas calizas, los arroyos estacionales han excavado cauces cortos, estrechos y muy pendientes. Debido a que estos cauces recogen aguas de la propia ladera, su dirección es perpendicular a la de los afloramientos rocosos y, por tanto, aproximadamente también al valle principal, es decir, muestran una dirección NNE-SSO.

En la margen derecha, se mantiene la misma disposición morfoestructural pero con algunas variaciones. En este caso los afloramientos calcáreos pertenecen también a la Formación Santa Lucía pero sólo delimitan el valle hasta la altura del núcleo de Cabornera. A partir de este punto la banda calcárea es sustituida por crestas calizas de la Formación Portilla que se emplazan delimitando el fondo del valle hasta las inmediaciones de Beberino.

Además, y a diferencia de lo que ocurre en la vertiente izquierda, la de la derecha está drenada por arroyos permanentes, que descienden desde los cordales del macizo de Amargones. El fuerte desnivel que salvan estos arroyos hace que su lecho



Fig. 2.2.2. Vertiente meridional de la hoz del arroyo de Valdecuevas en las calizas de la Fm. Portilla.

La profunda disección de los arroyos que drenan la vertiente septentrional del macizo de Amargones está guiada por los elevados desniveles que salvan, siempre comprendidos entre 600 y 700 m, para distancias que apenas superan los 3 km. Además de la elevada pendiente de los cauces, la disolución de la roca y, sobre todo, el ajuste de su trazado a fallas y fracturas han favorecido la incisión lineal de las capas subverticales de calizas, dispuestas en dirección perpendicular a los principales ejes fluviales de la red secundaria. El resultado son estrechas hoces calcáreas de flancos verticales. Dichas hoces son el paso del arroyo afluente a través de la cresta de calizas, la cual ha quedado exenta como consecuencia de la erosión diferencial. Generalmente estas hoces son cortas ya que el espesor del afloramiento suele ser pequeño.



se caracterice por presentar una sucesión de pozos, rápidos y cascadas. Sin embargo, lo más llamativo de esta vertiente es que en ella se reproduce una estructura originada por la **erosión diferencial**. Así, la distinta resistencia de los materiales que atraviesan crea una alternancia entre sectores de valles amplios, que aparecen cuando los arroyos atraviesan rocas más blandas (usualmente lutitas o alternancias de estas con areniscas), y tramos con estrechas y angostas **hoces** cuando se encuentran con los competentes materiales calizos. Estas hoces, de corto recorrido pero gran verticalidad, son uno de los rasgos más atractivos del paisaje de este valle.

En toda esta vertiente del valle llama la atención el hecho de que unos ríos de escaso caudal y cuenca (aunque salven elevadas pendientes) hayan podido atravesar con relativa facilidad, sin más ayuda que la disolución, los competentes materiales calizos y que, además, lo hagan siguiendo una

Fig. 2.2.3. Vista general de los bloques fallados de la margen derecha del valle del río Casares.

Ocupan una posición intermedia entre los cordales culminantes del macizo de Amargones y el surco principal por el que discurre el río Casares. Se aprecian netamente cinco bloques montañosos constituidos por calizas tableadas de la Fm. Barcaliente (flecha roja) de disposición subvertical y orientadas de ONO a ESE. Los bloques se disponen escalonados en esa dirección y culminan (de izquierda a derecha) a 1532 m, 1460 m, 1447 m, 1396 m, y 1352 m lo que indicaría la presencia de fallas perpendiculares a la dirección de las capas. Esas líneas de debilidad han dirigido los ejes fluviales afluentes de la margen derecha del río Casares y permitido la incisión lineal de las compactas rocas calcáreas mediante la apertura de angostas hoces. Los bloques dominan hacia el sur un corredor o surco pizarroso que se interpone deprimido entre estos y los relieves culminantes del macizo. La profunda disección de esos arroyos ha dejado el corredor reducido a una sucesión de collados (señalados en amarillo en la imagen, de izquierda a derecha a 1461 m, 1359 m, 1346 m y 1312 m respectivamente).

dirección hacia NNE que es contraria a la del escurrimiento regional. La explicación a estas "anomalías" está en el hecho de que los afloramientos de rocas competentes que atraviesan están netamente desnivelados hacia el ESE, lo que habla de la existencia de fracturas y fallas que los escalonan. Por eso creemos que los arroyos han logrado perforar estas calizas utilizando una red previa de fracturas y fallas, lo que determina la peculiar dirección de estos arroyos dentro del macizo montañoso.

Los rasgos descritos indican que este valle tiene un marcado carácter estructural, en el sentido de que su trazado ha sido definido por las estructuras geológicas previas: el cauce principal ha sido labrado en los materiales más blandos y los afluentes han atravesado las rocas más competentes aprovechando redes de fracturas.

La alternancia y repetición de materiales resistentes y blandos frente a la erosión, que es consecuencia de la estructura paleozoica del Alto Bernesga, es un hecho conocido. Del mismo modo que lo es la acción de la erosión diferencial que ha ido dejando en resalte los principales cordales montañosos que forman las calizas o las cuarcitas, al tiempo que rebajaba notablemente los afloramientos en los que predominan los materiales blandos y en los que se han tallado la mayoría de los valles y depresiones de disposición O-E de esta Cordillera. Sin embargo, en pocos lugares de esta se reconocen tan netamente los signos de la erosión diferencial como en el valle del río Casares y que se traduce morfológicamente en la sucesión de crestas de materiales resistentes (calizas en nuestro caso) y surcos en las pizarras.

Otros lugares de interés

Cuando la estructura geológica ha favorecido afloramientos más vastos de rocas **deleznales**, los surcos se transforman en amplias depresiones, a veces verdaderas cuencas intramontañosas. Es el caso de la que desde el valle de Casares se prolonga hacia el este por Rodiezmo y Villamanín. Esta amplia depresión está excavada en la Formación San Emiliano, predominantemente pizarrosa, y su posición y configuración morfoestructural la sitúa entre bloques montañosos de facies resistentes, predominantemente silíceas al sur y calizas al norte. Sus grandes dimensiones, y su proximidad a la zona axial de la Cordillera, hacen de la continuada y dilatada acción de la **erosión diferencial** su principal característica tanto genética como visual. Además del tramo inferior del valle del río Casares entre la localidad de Geras y la de Beberino, existen otros ejemplos en el Alto Bernesga en los que la erosión diferencial ha explotado las rocas friables dejando en resalte las más resistentes.

Valle de Llombera-Huergas

El valle que, de este a oeste, se extiende entre Llombera y Huergas de Gordón es un estrecho surco, de unos 6 km de longitud, que aparece tallado en las **lutitas** de la Formación Huergas, y confinado al norte por las crestas calcáreas de la Formación Santa Lucía, mientras que por el sur son las **calizas** y **areniscas** de las formaciones Portilla y Nocedo, respectivamente, las que lo cierran.



Fig. 2.2.4. Vista general del Valle de Huergas de Gordón desde el oeste.

El valle ha sido excavado por la erosión diferencial en las pizarras de la formación homónima que afloran entre las calizas de la Fm. Santa Lucía (izquierda de la imagen) que lo delimitan por el norte (el cordal Alto el Viso-Peña Chafariza, a más de 1400 m de altitud). Al sur está delimitado por las areniscas de la Fm. Nocedo (en este caso culminan a sólo 1260 m).

Valle del arroyo Formigoso

Este valle aparece confinado al norte y al sur por las **cuarcitas** de la Formación Barrios. Es relativamente amplio a pesar de que apenas sobrepasa los 3 km de longitud. Dos volúmenes montañosos, constituidos principalmente por cuarcitas de la Formación Barrios, que forman su culminación, y de areniscas de la Formación Oville, se han emplazado cerrando el valle al norte y al sur y han dejado constreñidas entre ambos las pizarras de la Formación Formigoso.

Gracias a esta particular configuración morfoestructural, la **erosión diferencial** ha trabajado con relativa facilidad vaciando y labrando un profundo surco encajado, carácter que se acrecienta en su tramo final, cerca de su desembocadura en el río Bernesga, cuando el valle gira al suroeste aprovechando una falla perpendicular a la dirección principal de las estructuras.



Fig. 2.2.5. Vista parcial del tramo intermedio del valle del arroyo Formigoso.

En el centro de la imagen se observan las lutitas pizarrosas (P) de la formación homónima que han sido fácilmente excavadas por dicho arroyo. Por encima de estas, y formando la divisoria de aguas meridional del valle, se localizan las cuarcitas de la Fm. Barrios cuya erosión ha generado extensos canchales de bloques angulosos (C). Estos depósitos gravitatorios están densamente colonizados por la vegetación, lo que indica su inactividad en la actualidad.

capítulo 2

LA CONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE DEL ALTO BERNESGA

2.3. El poljé de Pico Feliciano



En la vertiente septentrional del macizo de Amargones se localiza el poljé de Pico Feliciano. El macizo constituye el primer contrafuerte montañoso de la Cordillera Cantábrica, cuando nos adentramos en ella desde la Meseta, extendiéndose entre los valles de los ríos Luna y Bernesga.



Lugar principal: poljé de Pico Feliciano

El poljé se localiza al pie de la vertiente meridional del Pico Feliciano (1822 m), unos 3,5 km al sur de la localidad de Geras, en torno al límite entre el término municipal de La Pola de Gordón y el de Carrocera.

Otros lugares de interés:

- El karst de Cubillas de Arbas

Desde el punto de vista estructural, el **poljé** de Pico Feliciano se asienta sobre el flanco septentrional del Sinclinal de Alba, en un sector de materiales de edad Devónico Medio, concretamente las formaciones Santa Lucía, Huergas y Portilla. Los estratos de estas rocas sedimentarias están dispuestos subverticalmente y orientados de ONO-ESE. Como resultado de la Orogenia Varisca los materiales devónicos no solo aparecen deformados sino fracturados en la dirección mencionada y, en ocasiones, repetidos como consecuencia de los cabalgamientos.

Ese sector de rocas paleozoicas presenta una fuerte tectonización, lo que implica una alta densidad de discontinuidades de tipo mecánico. Si a esto unimos los numerosos contactos y planos de estratificación de las rocas sedimentarias, el resultado es una estructura muy favorable para la penetración del agua y para la progresión de la **karstificación**.

Si observamos en detalle la zona del poljé, vemos que este se asienta preferentemente sobre las **calizas** de la Formación Santa Lucía, que a escala regional se caracterizan por presentar casi siempre una intensa karstificación. En ellas se forma una depresión cerrada y alargada (algo más de 1 km de largo por 250 m de ancho) en dirección ONO-ESE. El poljé aparece claramente confinado hacia el sur por el cordal de roquedos silíceos del Amargones (1897 m) mientras que por el norte es la crestería de las calizas de la Formación Santa Lucía la que lo cierra, aunque a una cota menor (Pico Feliciano, 1822 m). Entre ambas unidades, una cresta intermedia de calizas devónicas, fallada y hundida, da paso al sector central del poljé.

El fondo del **poljé** se sitúa a unos 1650 m. Hacia el noroeste y hacia el sureste tiene continuidad en dos grandes **uvalas** con fondos a 1679 y 1658 m, respectivamente, en donde se ubican sus sumideros. En realidad, aunque la absorción del agua desde la superficie sea independiente en el poljé y las dos uvalas, creemos que se trata de una misma unidad morfoestructural, en la que la parte central de la misma aparece más desgastada y hundida (poljé) que los extremos (uvalas). Por eso, la cresta intermedia de calizas de la Formación Santa Lucía se reduce a pequeños asomos rocosos residuales a modo de **hums** kársticos.

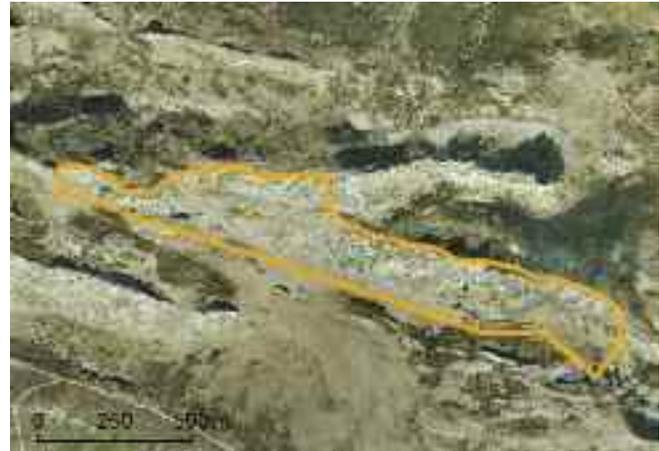


Fig. 2.3.1. Área que ocupa el polje de Pico Feliciano dentro del macizo de Amargones.

Esquema geomorfológico del polje de Pico Feliciano

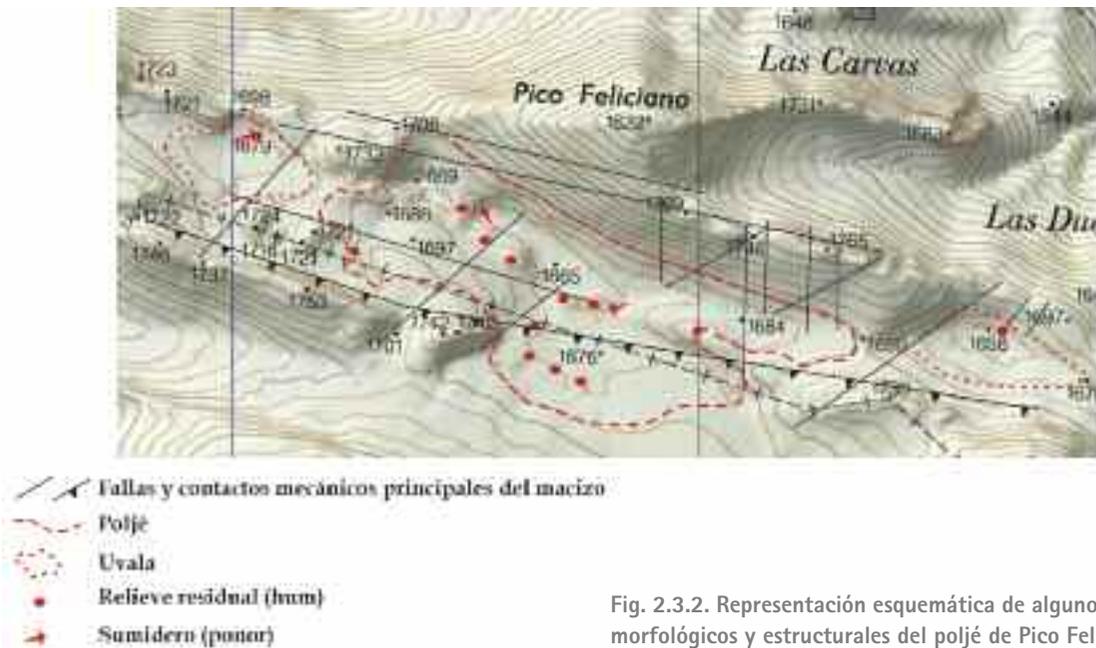


Fig. 2.3.2. Representación esquemática de algunos elementos morfológicos y estructurales del polje de Pico Feliciano.



Fig. 2.3.3. Las uvalas son depresiones cerradas de origen kárstico que se forman por la unión de dos o más dolinas.

La profundización de las depresiones circulares iniciales produce al mismo tiempo un ensanchamiento lateral de las mismas, de tal modo que dos dolinas contiguas con el tiempo llegan a contactar, destruyéndose por disolución los tabiques rocosos que las separaban en un principio. El resultado es una forma más amplia, profunda e irregular: una uvala.

A pesar de la relativa abundancia de roquedos calcáreos en la Zona Cantábrica, los afloramientos de la caliza no presentan espesores suficientes para desarrollar grandes sistemas kársticos, salvo que las potencias originales aparezcan duplicadas por apilamientos tectónicos. Además de poco potentes, las calizas suelen tener una continuidad lateral escasa y estar dislocadas por fallas transversales, lo que unido a la interposición de rocas no solubles entre los paquetes calcáreos da como resultado unos macizos calcáreos poco aptos para la disolución kárstica.

Por eso, cuando ocasionalmente la **karstificación** ha conseguido avanzar lo suficiente, las formas mayores de disolución (**dolinas**, **uvalas**, **poljés**) aparecen con una mayor rotundidad en los paisajes, sobre todo si esas formas de disolución están en contacto con otros roquedos no calcáreos. La presencia de

depresiones cerradas con drenaje subterráneo, en las que predominan las formas planas pero a elevadas cotas (casi siempre cerca de la culminación de los cordales montañosos), imprime una cierta singularidad a estos paisajes kársticos, sobre todo si los comparamos con los fondos de valle estrechos y las inclinadas pendientes de las laderas que los enmarcan.

Fig. 2.3.4. Las dolinas son depresiones circulares cerradas producidas por la disolución progresiva de la roca calcárea.

Casi siempre se desarrollan a partir del cruce de dos o más discontinuidades mayores del macizo; por ello, a veces aparecen alineadas siguiendo una determinada dirección. En el fondo de estas depresiones suelen acumularse restos no solubles, arcillas, que presentan las rocas calcáreas. Estos residuos del proceso de disolución se denominan arcillas de decalcificación, conocidas como *terra rossa* (tierra roja).



Fig. 2.3.5. En el poljé de Pico Feliciano se localizan al menos tres sumideros, situados en el centro y en sus extremos oeste y este, por los que el agua se infiltra hacia el interior del macizo.

En los campos de lapiaz del entorno de los poljés, la karstificación favorece la absorción del agua de escorrentía de manera difusa. En los poljés, sin embargo, una de sus características principales es que siempre presentan uno o varios sumideros, denominados ponor, por los que el agua se infiltra hacia el interior del sistema subterráneo y lo hace de manera concentrada y localizada (flecha roja). Estos sumideros suelen estar abiertos e impiden que en épocas de fuertes deshielos, frecuentes en los karst de montaña al final de la estación fría, se produzcan encharcamientos de las depresiones cerradas.





Fig. 2.3.6. Relieve de resistencia residual, hum, situado en el fondo del poljé de Pico Feliciano.

Debido a factores como la cantidad de discontinuidades de la caliza (planos y juntas de estratificación, densidad de diclasas), no todas las zonas del poljé se disuelven a la misma velocidad. Los cambios en la composición de la caliza también determinan que unos sectores del macizo calcáreo se disuelvan con más facilidad que otros. Por eso en el fondo de los poljés aparecen frecuentemente restos del macizo calcáreo, a la manera de islotes. Son relieves de resistencia residual que se denominan hum. Casi siempre son los restos de las paredes de las primitivas dolinas y/o uvalas a partir de cuya unión se ha formado el poljé.

Otra característica de los paisajes kársticos de la Cordillera Cantábrica en general y del Alto Bernesga en particular es la componente cultural que casi siempre encierran. Las zonas karstificadas se caracterizan por tener una elevada capacidad drenante, lo que se traduce en déficit de agua a nivel del suelo casi permanente. Por eso, a pesar de que ocupan sectores de alta montaña con elevados volúmenes de precipitación anual, en la Cordillera Cantábrica las zonas karstificadas son las que antes muestran los signos de la aridez estival, siendo esta más intensa y extensa que en las áreas adyacentes no calcáreas.

Allí donde la disolución ha conseguido acumular potentes restos de arcillas como residuo de la disolución, caso de los poljés, esos restos actúan como almacenes temporales de

humedad retardando el agostamiento de la vegetación que sustenta el suelo. De ahí el interés que siempre han tenido estos espacios como soporte de los pastizales de altura. Además, la presencia de manantiales y surgencias kársticas hace posible ese aprovechamiento. Por ello y desde siempre, han sido utilizados durante el estío por la cabaña ganadera, ovina principalmente (Fig. 2.3.8.).



Fig. 2.3.7. La disolución de los macizos calcáreos no solo progresa a partir de discontinuidades mayores (contactos mecánicos, juntas de estratificación, planos de diaclasa) y de su conjunción. También el agua, al impregnar y escurrir por la superficie de los asomos calizos, realiza una disolución de carácter superficial casi siempre controlada por la presencia de microfisuras, apenas perceptibles a simple vista. Se forman así microlapiaces consistentes en el desarrollo de pequeños surcos y crestas, o de alvéolos y resaltes, de escala milimétrica. La consecuencia es el desgaste paulatino de las superficies expuestas a la meteorización y su carácter áspero e hispido.



Fig. 2.3.8. Pastizales asociados a los paisajes kársticos.

Estos terrenos se ubican, sobre todo, en aquellos lugares donde la karstificación ha progresado lo suficiente como para dar lugar a un suelo a partir de las arcillas de decalcificación generadas en el proceso de disolución de las calizas. Por eso, los poljés, las uvalas y las grandes dolinas han sido, tradicionalmente, lugares privilegiados para el asentamiento de la ganadería extensiva de ganado ovino. Estos pastizales de altura se aprovechan durante el estío debido a la persistencia de la nieve, a veces durante 7 u 8 meses. Desaparecido prácticamente aquel uso, hoy soportan reducidos rebaños de ganado vacuno o caballar incapaces de controlar la extensión del matorral de escobas que tiende a sustituir los antiguos pastizales.

Las dimensiones amplias de esta depresión kárstica cerrada, inusuales en el Macizo Cantábrico, indican una exposición prolongada de los roquedos paleozoicos a la karstificación. Ello permite la observación de ejemplos notables de formas de disolución mayores, que en otras zonas karstificadas no se desarrollan o lo hacen solo de forma embrionaria. El hecho diferencial de su posición elevada en el relieve, cerca de la línea de cumbres, y el aprovechamiento ganadero secular, son factores que enriquecen el interés geomorfológico de este enclave.

Otros lugares de interés

La frecuencia de afloramientos calcáreos ha favorecido y extendido la acción de la disolución, por lo que la **karstificación** es un fenómeno relativamente frecuente en estas montañas aunque, casi siempre, la dimensión del fenómeno varía de unos puntos a otros debido a factores locales. Quizá el mejor ejemplo, por la singularidad de las formas generadas por la disolución, es el **karst** situado en el cordal de Las Tres Marías, al norte de Cubillas de Arbas.

El karst de Cubillas de Arbas

El afloramiento calcáreo sobre el que se desarrolla el karst (se muestra en la Fig. 2.3.9.), consiste en una banda continua que se extiende a lo largo de casi 6 km, entre el valle del río Caldas (cuenca del río Luna) al oeste y el valle del arroyo de Casares (cuenca del río Bernesga). El afloramiento tiene una anchura media en torno a 700 m, aunque en la parte central (La Cuesta) se duplica esa magnitud. Se trata de un relieve enérgico en el que destacan los agudos picos del cordal que se extiende desde Las Tres Marías, 1957 m, a Peña Esquina, 1951 m, cota a partir de la cual, hacia el sureste, se localizan los principales relieves karstificados.

El karst ocupa la parte central del cordal mencionado extendiéndose sobre su superficie en dos sectores: uno más reducido al noreste, sobre las **calizas** tableadas carboníferas de la Formación Barcaliente y otro, de dimensión algo mayor al suroeste, formado sobre las calizas masivas carboníferas de la Formación Valdeteja. Los dos sectores están separados por la cota intermedia del Pico de la Brazosa, de 1937 m.

La elevada altitud (entre 1745 y 1800 m por término medio) a la que se sitúan las superficies kársticas y su posición cercana a la divisoria principal de la Cordillera Cantábrica, les aseguran una abundante aportación de precipitaciones, muchas de ellas en forma de nieve, por el efecto de pantalla orográfica que ejercen estos dos cordales montañosos (la Sierra del Cueto Negro-Valgrande que forma la divisoria principal hacia el norte culmina sensiblemente por debajo de los cordales calcáreos de Las Tres Marías).

La toponimia de la zona (Los Pozos, Alto de los Joyos) refleja ya unos caracteres topográficos desiguales e irregulares típicos de las zonas karstificadas. Aunque no es un **karst** extenso, ya que en total apenas sobrepasa el kilómetro

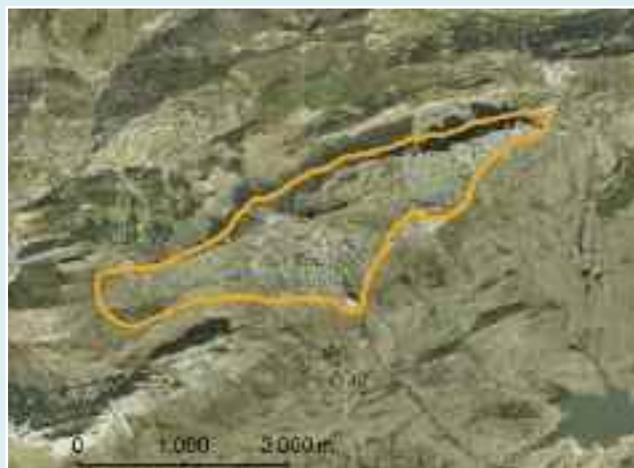


Fig. 2.3.9. Superficie que ocupa el karst de Cubillas de Arbas.

Esquema geomorfológico del Karst de Cubillas de Arbas

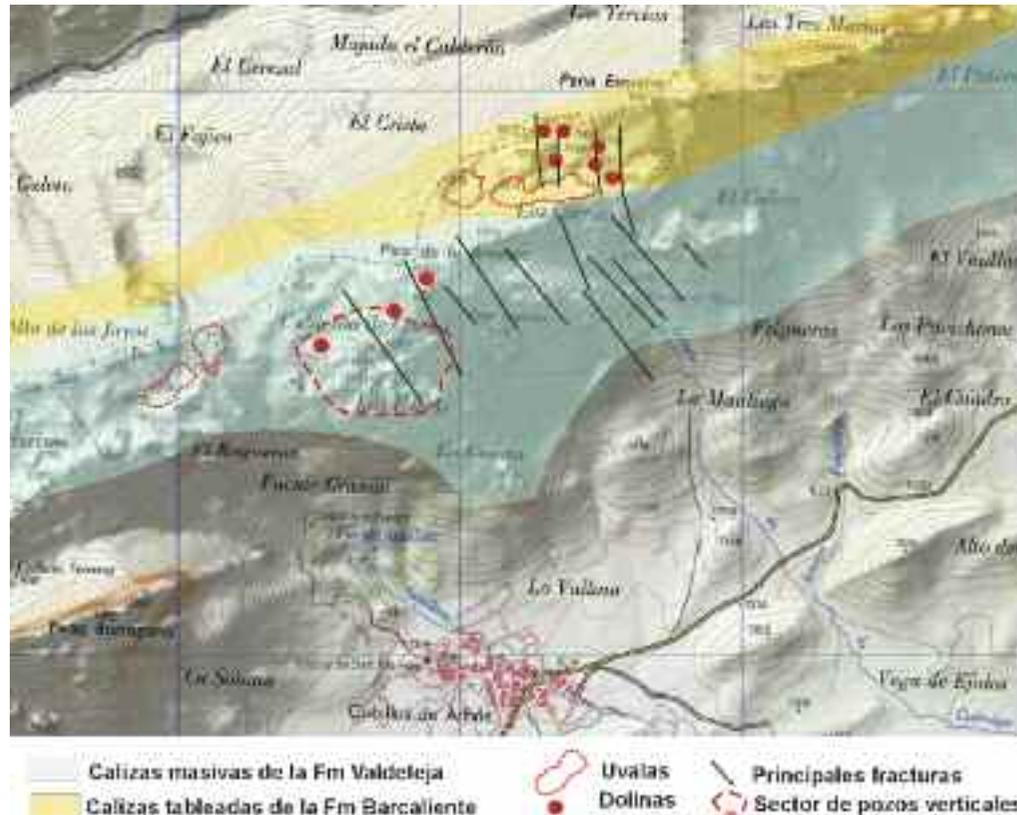


Fig. 2.3.10. Representación esquemática de las dos unidades lito-estructurales y de los elementos más relevantes del karst de Cubillas de Arbas.

cuadrado, sí tiene ciertas peculiaridades que lo singularizan de los demás. En particular un sector situado al norte de Cubillas de Arbas, conocido como Las Fastas, de apenas unas seis hectáreas de superficie y que se caracteriza por la profunda disolución de la masa calcárea. En este enclave, la **karstificación** se desarrolla siguiendo pautas geométricas que han generado un enérgico relieve con profundas grietas, hendiduras y simas, separadas por relieves residuales subverticales.

La acción conjunta de la disolución de la caliza y la **gelifracción**, junto a la inestabilidad del macizo a medida que profundiza la disolución, ha creado unas condiciones favorables a la caída de bloques, a veces de gran tamaño. Se han generado, de esta

forma, grandes acumulaciones de bloques de caliza que se apilan sin ningún orden a pie de los escarpes calcáreos. Este caos de bloques es una de las señas de identidad de este sector del karst.

En la parte noreste del karst son más frecuentes las **dolinas** y algunas depresiones cerradas de mayor dimensión (**uvalas**), que se desarrollan sobre las facies tableadas de las calizas de la Formación Barcaliente. En el sector de Los Pozos se localiza un conjunto de dolinas separadas por numerosos relieves de resistencia (**hum**), que son fragmentos de antiguas crestas calizas falladas.



Fig. 2.3.11. Detalle del aspecto ruiforme (caos de bloques) que presentan algunos sectores culminantes del karst de Cubillas de Arbas.

La disolución aprovecha las discontinuidades verticales de las calizas masivas de la Fm. Valdeteja. El resultado es la creación de unas formas altamente inestables que, asistidas por fenómenos de gelifracción, dan lugar a continuas caídas y desprendimientos. En ocasiones estos llegan a taponar los pozos y hendiduras verticales previas, fosilizándolos e impidiendo el progreso de la disolución. El resultado es este tipo de relieve "ruiforme" tan característico.



Fig. 2.3.12. Dolina con forma de embudo en el sector noreste del karst de Cubillas de Arbas.

La disolución del macizo calcáreo ha progresado de manera eficaz gracias a la multiplicación de las discontinuidades que presenta esta formación geológica y a su disposición vertical. Por eso, las dolinas que alcanzan cierto desarrollo son de morfología y sección embudiforme, es decir, más profundas que anchas.



Fig. 2.3.13. Detalle de las cavidades verticales y pozos que caracterizan el karst de Cubillas de Arbas sobre las calizas masivas.

La red de diaclasas que afecta a estas calizas masivas de la Fm. Valdeteja es una trama toscamente ortogonal en la que unas fisuras son subparalelas a la estratificación de las calizas y otras perpendiculares. Pero la disolución ha progresado en profundidad sobre todo a partir de discontinuidades mayores (fallas, fracturas y juntas de estratificación de disposición vertical). Por este motivo se ha generado un relieve de pozos estrechos y profundos (flechas rojas) y simas, separados por escarpes verticales a veces de varias decenas de metros.



ALTO
BERNESGA

RESERVA DE BIOSFERA

capítulo 2

LA CONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE DEL ALTO BERNESGA

2.4. El mundo subterráneo



Ya vimos anteriormente que, como consecuencia del íntimo contacto del agua con las rocas calcáreas se produce la disolución de estas, proceso al que llamamos genéricamente karstificación.

Al circular subterráneamente por los macizos calcáreos, el agua lleva a cabo la misma disolución de la caliza que en la superficie, ensanchando progresivamente los conductos por los que circula. Se producen así las cavidades subterráneas o cuevas. Las aguas corrientes subterráneas cuando tienen caudal suficiente se comportan y utilizan los mismos mecanismos geomorfológicos que los ríos y arroyos para modelar el relieve ya que, básicamente, erosionan, transportan y sedimentan materiales. Una diferencia, no obstante, se da en las cuevas, y es que cuando el agua circula lentamente con caudales mínimos por el interior del macizo, además de disolver la roca puede volver a construir el relieve a través de la precipitación del carbonato de calcio que lleva disuelto. Se producen de esta manera las formaciones de las cavernas o espeleotemas, que son unos de los elementos más singulares del mundo subterráneo.



Lugar principal: cueva de La Cardosa

La entrada a la cueva se sitúa al sur de Peña Castillo, al este de Los Barrios de Gordón. Se halla a 1120 m de cota, unos 40 m sobre el fondo de valle actual.

Otros lugares de interés:

- Sima de Las Grajas
- Sima de Huergas
- Cueva del Laberinto

La cueva de La Cardosa

La cavidad se desarrolla en un bloque de calizas sobre un afloramiento de la Formación Santa Lucía. Presenta forma de rombo en planta y está delimitado por dos fallas de dirección E-O y otras dos NO-SE. El bloque forma un relieve exento, Peña Castillo, de 1191 m, que domina el fondo de valle del arroyo de Los Barrios, unos 100 m por el sur. La morfología aislada no solo se debe a su individualización tectónica y, por ello, a los contactos mecánicos que lo confinan, sino a su mayor resistencia a la erosión en relación a las facies lutíticas del Grupo La Vid, que lo rodean por todos sus lados.

Los estratos de caliza están dispuestos verticalmente y orientados de oeste a este. No obstante un conjunto de fracturas y fallas de dirección perpendicular y transversal han orientado las capas hacia el noreste, manteniendo su disposición vertical.

El desarrollo de las cavidades subterráneas, es decir, la espeleogénesis, es debido a procesos de erosión mecánica y, sobre todo, de disolución, y está casi siempre gobernado por la estructura geológica. En primer lugar, porque para su génesis es necesario que exista roca caliza como condición indispensable. Y en segundo lugar, porque la circulación de las aguas subterráneas precisa, para funcionar adecuadamente, de la ayuda de todas aquellas condiciones y discontinuidades que presente la estructura geológica (fallas, fracturas, juntas y planos de estratificación). Por eso, en Geomorfología se estudia el modelado kárstico (y la espeleogénesis que es una parte fundamental del mismo) dentro de la categoría de Geomorfología estructural. Esta categoría incluye otros tipos de modelado en los que la estructura geológica influye de forma decisiva en el resultado final.

Así, y de acuerdo con lo anterior, la cavidad de La Cardosa se desarrolla en un afloramiento de calizas en el que, al lado de bancos de esta roca, aparecen capas y estratos de reducida potencia y muy fracturados por una densa red de diaclasas. Esas condiciones estructurales del macizo han favorecido su penetración por el agua y su disolución, es decir, la espeleogénesis.



Fig. 2.4.1. Detalle del relleno de sedimentos de la sala interior de la cueva.

Se trata de cantos y gravas alóctonos, de arenisca y cuarcita, bien rodados. Rellenan todos los conductos de la cavidad, aunque solo puntualmente son visibles por estar fosilizados por pisos estalagmíticos, prolongación de las coladas parietales o restos de arcillas de decalcificación.



Fig. 2.4.2. Sección del conducto de acceso principal.

Se trata de un antiguo tubo a presión desfondado y relleno parcialmente por sedimentos alóctonos. Las paredes aparecen tapizadas por *golpes de gubia* consecuencia de la circulación de agua en régimen anegado y de su erosión debido al transporte de cantos rodados y gravas de arenisca.

Del mismo modo que influyen las condiciones estructurales del macizo en la configuración de la entrada a la cavidad (abierta en el cruce de un plano de diaclasa perpendicular a la dirección de las capas), lo hacen en la dirección que sigue el conducto principal de acceso (con dirección aproximada de N 55° E que es el rumbo de la estructura en esa parte del macizo), o en la sección fusiforme de eje vertical que adquieren muchos tramos de los conductos cuando se adaptan a una junta de estratificación vertical, es decir, a la estructura geológica.

Por otro lado, la disposición rectilínea de los tres conductos que constituyen el nivel superior de la cavidad traducen sobre un plano los patrones estructurales del macizo calcáreo, es decir, indican la dirección de las capas. En el primer y en el tercer tramo la dirección es de 55 a 60°, mientras que en el tramo intermedio la dirección cambia bruscamente a 180° y sigue una



Fig. 2.4.3. Sección del conducto más interior.

Se trata de un antiguo tubo a presión (parte inferior de la imagen) ampliado hacia la bóveda a partir de un plano de estratificación. Son visibles, a la derecha de la imagen, los *golpes de gubia* labrados por la corriente de alta energía que originó el conducto inicialmente.

fractura N-S similar a las que son visibles en el exterior del macizo. La entrada de esta cueva es, en esencia, el acceso a un antiguo conducto a presión desfondado que adquirió la sección típica de ojo de cerradura, más alto que ancho. A la derecha de la entrada existe otro conducto de dirección perpendicular al de la entrada, pero totalmente fosilizado por sedimentos y arcillas de decalcificación.

La cueva de La Cardosa es de reducidas dimensiones, como corresponde a un afloramiento de calizas pequeño y aislado entre rocas no solubles. Tiene dos niveles claramente diferenciados. El superior está formado por un conducto, descendente desde la entrada, casi siempre angosto y que sólo se ensancha en unas *salas* de reducidas dimensiones cuando aquel cambia de dirección, es decir, cuando se cruzan dos discontinuidades del macizo y ha progresado más la disolución.

El primer tramo es un antiguo tubo a presión rectilíneo, de dirección 55° y sección circular. Las paredes y bóvedas presentan marcas netas de erosión mecánica, *golpes de gubia*, debido a la circulación de agua con alta energía y arrastrando sedimentos groseros (gravas y cantos). El conducto está parcialmente fosilizado por sedimentos alóctonos, es decir, procedentes de fuera del sistema kárstico subterráneo. Localmente presenta reconstrucciones litoquímicas con *espeleotemas* (coladas y pisos estalagmíticos) aunque, en general, se caracteriza por el elevado nivel de decalcificación de las formaciones (Fig. 2.4.4.).

Tras un recorrido aproximado de 40 m, el conducto se ensancha y da paso a una sala de la que parte una pequeña galería en dirección 180° y de unos 20 m de longitud. Este conducto intermedio repite caracteres similares con el anterior: sentido descendente, marcas de erosión en las paredes, relleno parcial de sedimentos alóctonos; aunque las dimensiones de la sección son algo mayores y, a veces, fusiformes de eje vertical. Pero se diferencia en que es una parte más húmeda y los espeleotemas son más numerosos y frescos, no siendo tan evidentes los rasgos de decalcificación como en el conducto de entrada.

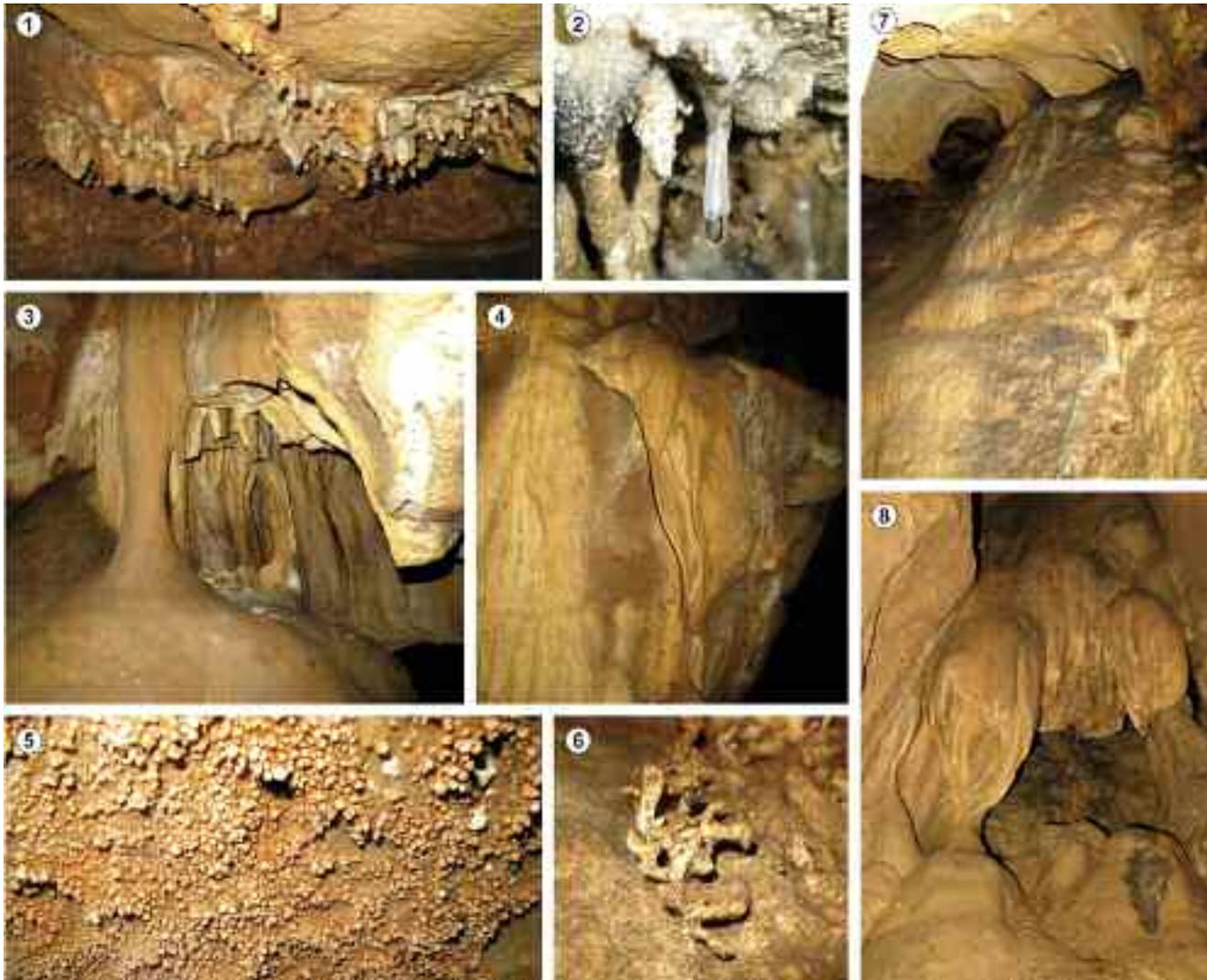


Fig. 2.4.4. Espeleotemas de la cueva La Cardosa.

1) Grupo de pequeñas estalactitas y macarrones, conocidos como *soda Strauss*; 2) detalle de un *soda straw*; 3) columna; 4) banderas, 5) formaciones coracoides; 6) excéntrica (helictita); 7) colada masiva y 8) colada organiforme.

Al final de esta angosta galería, el conducto principal vuelve a cambiar de dirección, en este caso 60°, retomando casi la que tenía el conducto inicial. Este tramo final del nivel superior de la cueva es también descendente, con numerosas formaciones en las paredes: pequeños macarrones, banderas, excéntricas, coraloides y, sobre todo coladas que desde las paredes se prolongan hasta el piso del conducto, fosilizándolo, y llegando a obstruirlo por completo. Tras unos 30 m, en una de esas obstrucciones estalagmíticas (en cuyo flanco hay un pequeño lago) termina la parte accesible del nivel superior de la cavidad.

Unos metros antes del final, en el piso estalagmítico, se abre un paso angosto a través del cual, tras una sima vertical de unos 10 m, se accede al nivel inferior de la cavidad. Se trata de una sala de unos 150 m² de superficie, de sección acampanada y con un pequeño curso de aguas de carácter estacional. Dada la abundancia de agua y los numerosos espeleotemas, este nivel inferior puede considerarse como funcional en la actualidad.

Las características anteriormente descritas y la posición de sus principales elementos permiten hacer una reconstrucción relativa de la **espeleogénesis** de la cavidad. La sección circular o elíptica de los conductos muestra unas condiciones iniciales de la espeleogénesis en régimen anegado, con el agua circulando a presión. Las huellas de erosión en las paredes de los conductos indican una circulación de aguas desde la entrada actual hacia el interior del macizo y en sentido descendente, que arrastraba bloques, cantos y gravas desde las zonas no **karstificadas**.

Posteriormente los conductos son ampliados por su base (por la propia erosión de agua circulante y por disolución progresiva del conducto) con lo que se pasa de una circulación a presión a unas condiciones de presión normal: los conductos aún llevan agua pero sólo por su fondo, y la capacidad de arrastre de los sedimentos alóctonos se reduce al máximo con lo que estos son abandonados en el lecho de los conductos fosilizándolos parcialmente. La circulación a presión pasa al nivel inferior de la cavidad ahora en proceso de formación.

La presencia de aire en las galerías y conductos del nivel superior favorece la puesta en marcha de un proceso de reconstrucción lito-química con la aparición de toda clase de **espeleotemas**, proceso que se incrementa al pasar todo el caudal circulante al nivel inferior de la cavidad. El crecimiento de las coladas y de los pisos estalagmíticos sella y fosiliza los sedimentos alóctonos que había arrastrado el agua anteriormente. El progresivo abandono del agua hacia los niveles profundos de la cavidad, desencadena, sobre todo en el conducto de entrada, una fase de decalcificación de los espeleotemas y de las huellas de erosión anteriores que no habían sido tapadas por estas.

Por último, es interesante hacer mención de cómo el medio natural se integra en la cultura de la zona. En este caso, la tradición oral del Alto Bernesga recoge una leyenda sobre la cueva La Cardosa. Según el texto de DIEZ ALONSO (1982):

“Dicen que dentro hay un molino encantado, siempre dando vueltas el rodezno, y encantada su molinera por un pecado de amores. En las noches de invierno, cuando los mozos van a cazar raposas se oye la tarabica del motín y suspirar de amores a la molinera, cantando su pena de infidelidad. La cueva tiene su boca muy pequeña, pero bajando por ella se llega a una plataforma donde caben treinta personas; y allí se aprecia muy bien toda la cueva del motín y más adentro se oye el molín de la cueva. La leyenda se enriquece con el legendario tesoro de un pavo de oro macizo con sus polluelos, que obedece a los mitos de Los Hornos del Griego, que hay por muchos lugares de la piel leonesa (...).”

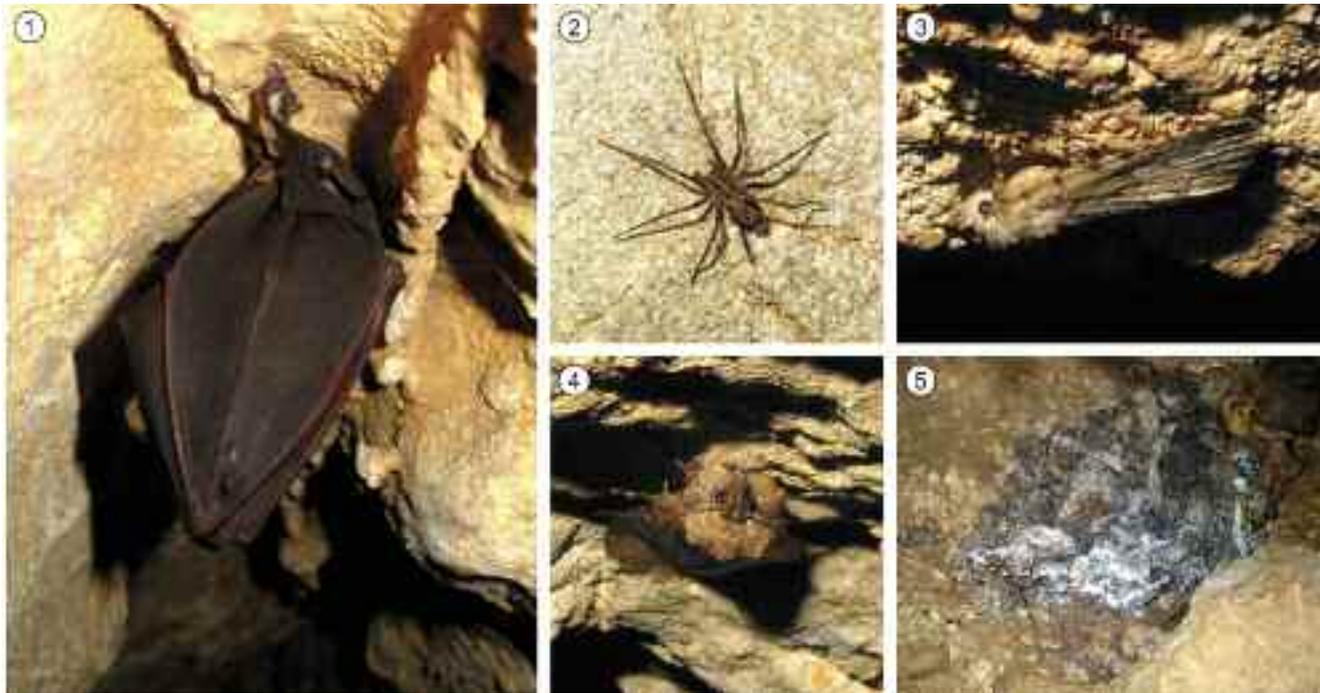


Fig. 2.4.5. Troglobios.

Las cavidades subterráneas de origen kárstico constituyen un ecosistema singular sumamente delicado en el que es posible hallar "animales troglobios", es decir, aquellos que viven de forma constante o periódica en el interior de las cuevas. Durante el invierno el número de especies que ocupan el interior de las cavidades aumenta, ya que son lugares idóneos para albergar el letargo de aquellos animales que lo precisan.

En la imagen se observan: 1) murciélago grande de herradura (*Rhinolophus ferrumequinum*), 2) araña cavernícola (*Tegenaria inermis*), 3) y 4) mariposa cavernícola (*Triphosa dubitata*).

Por otra parte, en las cuevas también es frecuente encontrar cadáveres de animales, bien porque murieron en ellas tras ser incapaces de encontrar la salida, o bien porque han sido transportados hasta allí por otros organismos depredadores o carroñeros. En la imagen 5 pueden apreciarse los restos esqueléticos de un zorro común (*Vulpes vulpes*).

Aunque la cueva de La Cardosa no tiene las dimensiones ni el desnivel de otras de la zona, reúne otras condiciones que sí la hacen atractiva, como son su accesibilidad, su proximidad al núcleo de Los Barrios de Gordón, la existencia aún de espeleotemas (a pesar del evidente expolio sufrido), y su configuración en dos niveles que permite la reconstrucción de su espeleogénesis.

Otros lugares de interés

La abundancia de afloramientos calizos de la zona ha favorecido un desarrollo notable de procesos espeleogenéticos en el Alto Bernesga, siendo una de las primeras zonas en llamar la atención de los grupos de espeleología de León desde los años 70 del pasado siglo. Entre las cavidades más frecuentadas con carácter deportivo (además de La Cardosa, a la que los espeleólogos denominaban "Campana") están las siguientes:

Sima de Las Grajas

Situada en las crestas de la Formación Portilla al norte de Beberino. La entrada, orientada al NNO, es reducida (apenas 1 m de sección; TORRES VEGA, Y COL., 1983). Tiene un desnivel total de 76 m descompuesto en varias rampas y dos pozos verticales de 20 y 22 m, además de una galería horizontal de 56 m. Fue explorada ya en los años 60 del siglo pasado.

Sima de Huergas

Se localiza cerca de la cima de la cresta de calizas de la Formación Santa Lucía situada al norte de la carretera entre Huergas y Llombera, a la altura del p. k. 2,2 y a unos 350 m de desnivel ladera arriba (TORRES VEGA Y COL., 1983). Se trata de la sima de mayor desnivel (123 m) de la zona. La cavidad se compone de un pozo vertical de 71 m, al fondo del cual se abren dos amplias galerías hacia el noroeste y hacia el sureste; en esta última, se localiza la entrada a otro pozo ciego de 40 m. Las galerías del piso inferior presentan abundancia de espeleotemas y signos claros de decalcificación de muchos de ellos.

Cueva del Laberinto

Con una longitud total de 1750 m y un desnivel de 69 m, es la cueva de mayores dimensiones de todo el Alto Bernesga. Se localiza en Santa Lucía de Gordón, detrás del antiguo campo de tiro, en la carretera que sube a la mina (TORRES VEGA Y COL., 1983). La cavidad tiene una entrada amplia de 10 m de sección, situada al pie de una pared vertical de las calizas de la Formación Santa Lucía. La galería principal sigue la dirección NO-SE y tras 400 m de desarrollo desemboca en un sector con varios niveles (hasta 4). Este sector, en el que se entrecruzan conductos en todas direcciones, es del que toma el nombre la cueva. El más inferior contiene un pequeño curso de aguas que se sifona en un lago, es la parte más profunda de la cueva y donde se alcanza el mayor desnivel respecto a la entrada.



capítulo 2

LA CONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE DEL ALTO BERNESGA

2.5. Las huellas del hielo



Cuando en nuestras montañas, como consecuencia de la bajada de las temperaturas, la nieve acumulada durante los inviernos no se funde completamente en el verano y se acumula año tras año, termina por transformarse en hielo. Los hielos comienzan a ocupar espacios, antes libres de ellos, iniciándose un periodo glacial. Desde el punto de vista geomorfológico el hielo, al escurrir por los relieves, lleva a cabo una labor erosiva y sedimentaria específica. Es el modelado glacial. La mayoría de las veces, las formas así creadas solamente son visibles cuando se invierte la tendencia del clima y las condiciones ambientales se hacen cada vez más cálidas: el hielo glacial termina por desaparecer y con él su labor de modelador de los relieves.



Lugar principal: valle de Viadangos

Este valle, recorrido por el río Viadangos a lo largo de 6 km, se extiende desde la pequeña hoz de calizas que domina por el oeste la peña El Castiello. Al sur queda el núcleo de Viadangos de Arbas hasta las proximidades del Cueto Negro (1856 m) ya en la raya con Asturias.

Otros lugares de interés:

- Morrenas de Casares de Arbas

Una de las características fundamentales del clima de un espacio geográfico es su mutabilidad, sobre todo si consideramos periodos de tiempo lo suficientemente largos. Así sabemos que, a lo largo del Pleistoceno, desde hace 2,6 m.a. hasta 12000 años aproximadamente muchos espacios han soportado hasta cuatro grandes cambios durante los cuales el clima era mucho más frío que en la actualidad y una gran parte del agua de esos territorios estaba en estado sólido. Son las **glaciaciones** pleistocenas.

Cuando el hielo se asienta sobre el relieve y se desplaza por el mismo lleva a cabo un trabajo geomorfológico similar al de otros agentes erosivos (el agua, el viento...), aunque con unas características propias que sólo el hielo produce: es lo que en Geomorfología se denomina **modelado glaciar**. Las formas resultantes de ese tipo de modelado, una vez que desaparece el hielo, son formas heredadas, no funcionales, que nos indican las condiciones climáticas bajo las cuales se generaron. El último de esos periodos fríos que dejó huellas en la Cordillera Cantábrica tuvo su momento álgido entre 40000 y 30000 años antes del presente.

El valle de Viadangos

El valle de Viadangos de Arbas es un enclave de la Montaña Central que conserva un amplio catálogo de formas de origen glaciar, tanto erosivas como sedimentarias, debido a su ocupación por el hielo durante la última glaciación.

Este espacio tiene dos sectores claramente diferenciados. El sector más septentrional es un valle de dirección O-E con un carácter estructural marcado, pues el eje del valle sigue un cabalgamiento de las **calizas** de la Formación Láncara sobre las **areniscas** de la Formación Herrería que afloran en la mayor parte de la ladera de la margen izquierda; la margen derecha, por el contrario, la constituyen las **pizarras** de la Formación Oville y, en la parte superior, las **cuarcitas** de la Formación Barrios que forman un crestón casi continuo que delimita el valle

Fig. 2.5.1. Morrenas.

La morrena lateral izquierda se desarrolla en dirección NO-SE entre los 1490 y los 1460 m, a lo largo de unos 350 m; su terminación, en forma de talud inclinado, se extiende hasta un collado a 1367 m situado al norte del pueblo. La posición de su culminación respecto al fondo del valle indica un espesor de hielo de algo más de 150 m. Por detrás y hacia el este, se sitúa el lomo morrénico correspondiente a la fase de máximo, por lo que en este caso se trata de la morrena lateral de la fase de post-máximo. En el extremo meridional la morrena fosiliza una cresta de calizas karstificadas, y presenta su superficie con hundimientos circulares a partir de dolinas subyacentes.



por el sur. Todos los contactos siguen la dirección mencionada. Sobre ese armazón estructural, el hielo del **glaciar** labró una **artesa** casi perfecta en la que incluso se reconocen pequeños rellanos a media ladera (en la margen izquierda) a modo de **hombreras glaciares**. La posición de estas, y la constatación de **transfluencias** de hielo a través de los dos collados que comunican con la cabecera del valle de Casares (Collada Gistreo a 1628 m y Cabachonal a 1661 m), indican un espesor del hielo durante la fase del máximo glaciar de 160 m.

El sector meridional del valle tiene una extensión similar al anterior, unos 3 km, y comienza cuando aquel cambia de dirección hacia el sureste para dirigirse al núcleo de Viadangos. Se trata de un valle mucho más amplio pero, sobre todo, mucho más irregular. Aquí el río Viadangos va cortando perpendicularmente las series paleozoicas, casi siempre estrechos afloramientos, en los que se suceden los materiales resistentes (cuarcitas, areniscas y calizas) con afloramientos de rocas más

friables (pizarras). En los primeros, el valle se estrecha, conservando señas de identidad glaciar como el perfil transversal en artesa (sobre las cuarcitas) o **umbrales** y **rocas aborregadas** sobre las facies areniscosas y calcáreas. En los segundos, el valle se amplía considerablemente, facilitando las rocas blandas la labor de vaciado por parte del glaciar y la acumulación en los flancos de numerosos cordones morrénicos, sobre todo en el sector del pueblo de Viadangos donde afloran extensamente las pizarras de la Formación San Emiliano.

Los restos morrénicos encontrados, así como la presencia de **bloques erráticos** (Fig. 2.5.2.) de cuarcita y arenisca que, procedentes del norte, el glaciar emplazó en el sector meridional, nos han permitido hacer la siguiente evolución de su dinámica, como muestra la Fig. 2.5.7. Durante el máximo avance de los hielos el frente se situaría aguas abajo de la **hoz** que corta la cresta de calizas de la Formación Valdeteja, al sur del pueblo de Viadangos. Esta cresta fue rebasada hacia el valle principal



Fig. 2.5.2. Bloque errático de cuarcita depositado sobre calizas carboníferas en la collada de Peña Turrón.

Las lenguas de hielo tienen una elevada competencia para transportar fragmentos de roca de gran tamaño. Cuando el hielo desaparece, esos bloques quedan depositados lejos de su área de origen, siendo fácilmente identificables cuando quedan apoyados sobre otros tipos de roca sobre las que destaca netamente. Son los bloques erráticos. Su posición en las laderas o sobre los collados permite la reconstrucción de la extensión, dinámica y espesor de las lenguas de hielo constituyendo signos evidentes de las condiciones paleoclimáticas glaciares.

de la Tercia, como lo prueban los restos hallados en la ladera y proximidades de la carretera que va hacia Casares. Asimismo, en las proximidades de la estación del gasoducto de Enagás, seis grandes bloques erráticos se apoyan en una cresta secundaria de las calizas de la Formación San Emiliano; desde este punto hasta la cabecera del valle la lengua tuvo una longitud de 6,8 km. Otra transfluencia de hielo del flujo principal sobrepasó, por un collado, la cresta de calizas intermedia del valle, depositando dos **arcos morrénicos** en la vertiente sur del collado, cerca de la divisoria con el valle de Casares. Además, las dos transfluencias mencionadas, próximas a la cabecera del valle, sobrealimentaron de hielo el pequeño glaciar del valle de Casares.

A la fase de máximo le suceden, probablemente, varias pequeñas pulsaciones, aunque la más importante (que llamamos de estabilización post-máximo) coincide con una posición del frente de la lengua de hielo entre la cresta intermedia de calizas y Viadangos de Arbas. Las dos transfluencias meridionales ya han cesado, quedando desconectados del glaciar una serie

de bloques erráticos y cordones morrénicos. Estos depósitos indicadores del máximo avance del hielo, están situados de la siguiente manera: dos en la margen izquierda del valle, inmediatamente al norte del pueblo; otros situados al pie de la cresta meridional, La Muezca, y cerca del collado con Casares. En esta fase la lengua está construyendo la importante morrena lateral izquierda, más las dos de la margen derecha: la que se apoya transversalmente sobre la cresta de calizas y la que cierra el valle lateral y crea la **laguna yuxtaglaciar**. En los tres casos su cota es similar, en torno a 1480 m, lo que nos hace suponer que corresponden a una misma fase de estabilidad de la lengua.



Fig. 2.5.3. Los glaciares que se canalizan por los valles de mayor dimensión suponen la obstrucción del drenaje de los valles laterales afluentes.

El hielo y/o las morrenas laterales forman barreras contra las que se represan las aguas de escorrentía de los valles afluentes. Se forman así las lagunas yuxtaglaciarias. En el caso que nos ocupa, desaparecido el glaciar, la morrena lateral ha bloqueado el escurrimiento del agua hacia el valle principal. Se forma así un poljé kárstico, con drenaje subterráneo a través de dos sumideros, sobre la antigua laguna yuxtaglaciaria, según el esquema adjunto.



Fig. 2.5.4. Los glaciares de valle (tipo alpino), tienden a erosionar, profundizando y ensanchando el valle fluvial preglaciar sobre el que circulan.

Se genera así un valle en forma de artesa, valle en U, (línea de puntos roja), con fondos de valle planos y vertientes muy inclinadas, a veces subverticales. Desaparecido el hielo, los procesos de vertiente tienden a corregir esos rasgos glaciares nítidos. Así el valor angular de la base de las vertientes se reduce debido a la acumulación de depósitos gravitatorios (flechas amarillas). Por otro lado, los aluviones fluvio-glaciares se acumulan en el fondo del valle ocultando la superficie de la antigua artesa glaciar.

Por último, se produce un rápido retroceso del hielo hasta quedar confinado en los pequeños heleros en la cabecera del valle, que generan cordones morrénicos de reducidas dimensiones en los límites del circo glaciar apenas perceptibles. La glaciación ha terminado. La rapidez en la desaparición del glaciar de Viadangos se manifiesta por la ausencia total de depósitos entre las morrenas mencionadas del entorno del pueblo y la cabecera del valle.



Fig. 2.5.5. El paso del hielo a través de rocas coherentes da lugar a resaltes rocosos pulidos por la abrasión del glaciar, y en las que este deja marcas lineales unidireccionales. Estas (estrias y acanaladuras) nos indican la dirección del flujo de hielo. Estos resaltes rocosos se denominan umbrales glaciares. Cuando las discontinuidades de la roca (planos de diaclasa, juntas de estratificación) se disponen perpendiculares al flujo, este desaloja con facilidad fragmentos de roca que integra en el hielo. Cuando el umbral es de rocas calcáreas, la rápida disolución de estas hace que la superficie originalmente pulida por el glaciar (y las estrias y acanaladuras) se destruya rápidamente, aunque se conserva durante más tiempo la forma redondeada.



Fig. 2.5.6. Canto estriado.

Los fragmentos de roca que arrastra un glaciar de forma intra y subglaciar, sufren un intenso pulido y desgaste, proporcionales a la distancia recorrida desde su incorporación al glaciar. Cuando la diversidad litológica de los materiales transportados es grande, aparecen los cantos estriados. Consisten en fragmentos de roca de diverso tamaño, que presentan marcas lineales y/o curvas en forma de arañazos, estrías o pequeñas acanaladuras. Son producidas por la fricción durante el transporte glaciar con otros fragmentos de roca de mayor dureza. Todas esas marcas no son unidireccionales debido a los continuos cambios de posición del canto durante el transporte.

En toda la Cordillera Cantábrica son relativamente frecuentes los restos dejados por los hielos pleistocenos, tanto las formas erosivas como sedimentarias, pero este valle destaca porque, a pesar de sus reducidas dimensiones, en él se concentran un número muy elevado de huellas glaciares. Además, el hallazgo de numerosos bloques erráticos y la posición de los restos morrénicos facilitan la interpretación de la dinámica que experimentaron los hielos en la zona. Por otro lado, el interés de estos restos se ve potenciado porque, en el caso de las morrenas del valle de Casares, estas se conservan prácticamente intactas, apenas modificadas en sus dimensiones y forma por la erosión post-glaciar, lo contrario de lo que es habitual en el resto de la Cordillera. De ahí el notable interés que tienen estos restos ya que permiten reconstruir, no solo la extensión que alcanzó el Último Máximo Glaciar (UMG), sino las sucesivas fases de estabilización de los hielos en su dinámica de retroceso.

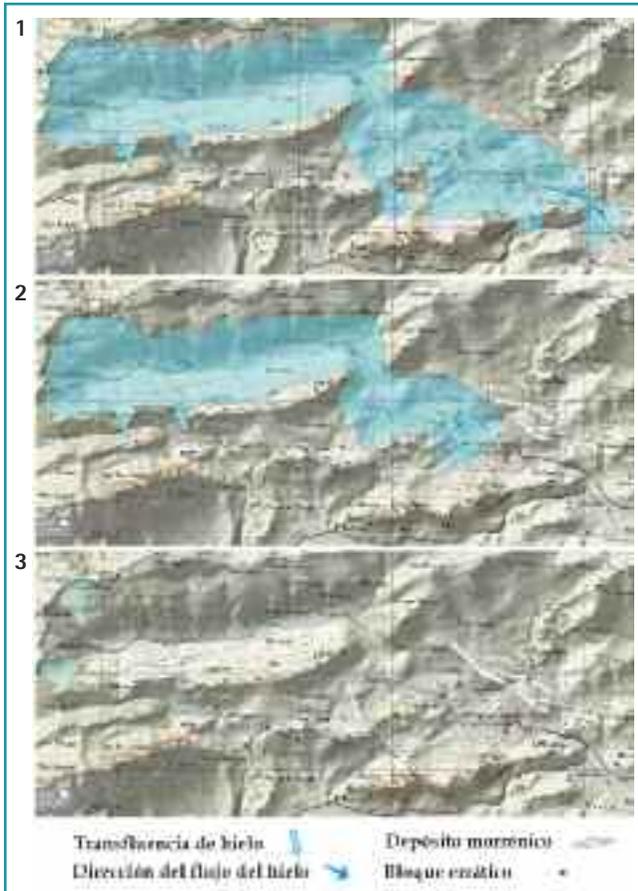


Fig. 2.5.7. Extensión del glaciar de Viadangos de Arbas, flujos de hielo y depósitos morrénicos asociados.

Esta representación esquemática muestra tres de las fases de ocupación por el hielo en esta zona durante la última glaciación: 1) fase de máximo avance, 2) fase de estabilización post-máximo y 3) retirada del hielo. La posición de máximo avance y la de estabilización post-máximo se han fijado de acuerdo a las cotas a las que se sitúan los restos sedimentarios glaciares. Se deduce que la fase de retirada del hielo tuvo que ser muy rápida, dada la inexistencia de restos morrénicos escalonados en la cabecera del valle.

Otros lugares de interés

Además del valle de Viadangos de Arbas, existen otros restos de la dinámica glaciár entre los que destaca el conjunto de morrenas glaciáres situado al norte del pueblo de Casares de Arbas que, gracias a su buen estado de conservación, forma uno de los mejores ejemplos de toda la Cordillera Cantábrica.

Morrenas glaciáres al norte de Casares de Arbas

Se localizan flanqueando el arroyo homónimo, inmediatamente al norte del núcleo de Casares de Arbas. Son dos morrenas laterales de disposición paralela que en su extremo inferior descienden hasta los 1325 m. Esta cota marcaría la extensión del hielo glaciár en el valle. La morrena oriental presenta una forma sinuosa, pues recorridos los primeros 250 m se desvía hacia el noreste adquiriendo la típica disposición arqueada y fronto-lateral respecto al flujo de hielo que la depositó. La morrena occidental arranca al pie del escarpe meridional de las Tres Marías, a 1515 m, y sigue una dirección N-S hasta el pueblo de Casares de Arbas. Presenta una intensa transformación de su superficie por las antiguas terrazas de cultivo en casi toda su extensión.

Los sedimentos glaciáres que forman las morrenas laterales son proclives a sufrir procesos de erosión lineal, cárcavas o deslizamientos que ayudan a la progresiva desaparición de los mismos con el paso del tiempo. Los factores que favorecen esos procesos son diversos: falta de cohesión del sedimento, abundante matriz arenosa, fuertes pendientes, aprovechamientos agrarios intensos y fuerte innivación anual entre otros. Cuando esos factores convergen espacialmente, las morrenas se comportan como una forma de relieve frágil y altamente inestable.



Fig. 2.5.8. Morrenas de Casares.

Por otro lado, las morrenas internas corresponden a situaciones de estabilización del frente glaciár en su dinámica de retroceso. En este valle se conservan tres de estas morrenas, como muestra la Fig. 2.5.10. Culminan a 1419 m, unos 20 m por debajo de las dos grandes morrenas laterales del UMG que las confinan.

Las vertientes de los valles ocupados por el hielo tienden a descomprimirse en cuanto este desaparece. Cuando la descompresión afecta a rocas compactas muy fracturadas por la tectónica es habitual que se produzcan desprendimientos de rocas,

a veces bloques de gran tamaño, que se acumulan al pie de las vertientes reduciendo paulatinamente el valor angular de las mismas y las elevadas pendientes que dejó la erosión glaciar.

Además de los puntos mencionados, que corresponden todos a los valles de Casares y Viadangos, dentro del territorio del Alto Bernesga hay otros restos de origen glaciar, como son los citados en el valle de Brañillín y Busdongo (CASTAÑÓN ÁLVAREZ y FROCHOSO SÁNCHEZ, 1998 y GARCÍA DE CELIS y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 2002); también en el valle de Tonín y Pendilla, valle de Ardagüelo (Geras), Macizo de Amargones, y Pico Fontún (GARCÍA DE CELIS y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 2002).



Fig. 2.5.9. Deslizamientos en la cara interna de la morrena lateral derecha de Casares de Arbas.

En la fotografía se observan varios deslizamientos, unos más antiguos ya están colonizados por la vegetación; en los más modernos (centro de la imagen) la ausencia de vegetación permite observar el sustrato de materiales morrénicos.



Fig. 2.5.10. Morrenas internas de Casares de Arbas (flechas azules).

Entre la intermedia y la más interna de las tres morrenas, se conserva un sector casi plano, frecuentemente encharcado, que correspondería a una antigua depresión intramorrénica (flecha amarilla) ocupada en su día por una laguna glaciar.



Fig. 2.5.11. Desprendimientos afectando a las calizas carboníferas de la Fm. Valdeteja en Viadangos de Arbas.



capítulo 2

LA CONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE DEL ALTO BERNESGA

2.6. Herencia de los suelos helados



Hace unos 11000 años, tras la retirada de los glaciares, el clima frío y seco propició la existencia de suelos helados de forma permanente. De esa etapa aún se conservan algunos testimonios poco transformados, como son los glaciares rocosos de Los Celleros y los campos de piedras de Amargones. Además, en las cumbres más elevadas las temperaturas invernales provocan hoy en día la congelación del suelo durante algunos meses, creando formas periglaciares de pequeño tamaño, como las terracitas o los bloques aradores, de los que hay buenos ejemplos en Brañacaballo.



Lugar principal: Los Celleros

El lugar de los glaciares rocosos se sitúa en la vertiente norte de la Sierra de Cueto Negro, bajo la cumbre de Los Celleros y muy próximo a la estación de esquí de Pajares.

Otros lugares de interés:

- Campos y laderas de bloques de Amargones.
- Terracitas y bloques aradores de Brañacaballo.

Los glaciares rocosos son masas de derrubios y hielo que se desplazan lentamente ladera abajo, gracias a la deformación de su hielo interno. Aunque el término puede ser confuso, no se trata de formas de origen glaciar, sino **periglaciar**, y constituyen evidencias paleoclimáticas muy importantes, puesto que solo se forman en áreas con **permafrost**, es decir, en zonas con suelos helados permanentemente.

En la Cordillera Cantábrica se han localizado 173 glaciares rocosos (REDONDO VEGA y COL., 2010). Todos ellos son relictos, por lo que el hielo que contenían ya se ha fundido totalmente y en la actualidad carecen de movimiento. Se generaron una vez que los glaciares desaparecieron de la Cordillera o estaban recluidos en sus áreas más elevadas. En ese momento, que se puede situar hace unos 11000 años, bajo unas condiciones frías y secas, los materiales acumulados al pie de las paredes rocosas, previamente excavadas por los glaciares, se mezclaban con hielo y nieve permitiendo el flujo lento de estas masas de fragmentos de rocas. Aunque hay alguno en otras litologías, casi todos ellos aparecen bajo escarpes de **cuarcitas** o **cuarzoarenitas**.

En el **circo** de Los Celleros, tras la retirada total del **glaciar** que ocupó la zona o, quizás, cuando aún se estaba retirando, se formó un glaciar rocoso de gran interés, por ser uno de los escasos ejemplos de estas formas en la Montaña Central Leonesa. La acción de las heladas y de los cambios de temperatura y humedad, junto a la descompresión de las paredes tras la retirada del glaciar, provocaron un fuerte desgaste de los afloramientos de cuarzoarenitas de la Formación Herrería, presentes en la cabecera del circo, formándose un canchal a sus pies. Gracias a las condiciones climáticas tan frías, con suelos helados permanentemente a esa altitud, se formó una mezcla de derrubios y hielo intersticial que se desplazó lentamente.

El glaciar rocoso tiene una forma de lengua, con una longitud de 318 m y una anchura máxima de 273 m, aunque su anchura disminuye notablemente hacia la zona frontal. La raíz se encuentra a 1680 m y el frente a 1590 m. En su superficie se detectan evidencias de numerosos surcos y crestas que se formaron

Fig. 2.6.1. Vista de los circos de Los Celleros (izquierda de la imagen) y Las Caballetas (derecha).

En este área pueden apreciarse varios glaciares rocosos bien conservados, con forma de lengua y lóbulo, orientados al norte y desarrollados al pie de paredes de cuarzoarenitas.



cuando estaba activo. Además, son visibles algunos hoyos, que son estructuras de colapso formadas por la fusión de núcleos de hielo más extensos. Su abundancia en este glaciar rocoso hace pensar que parte del hielo pudo ser de origen glaciar.

Hoy en día presenta una intensa colonización vegetal, con matorrales de porte bajo (brezales y arandaneras) y algún ejemplar de abedul. En los flancos laterales y en su zona frontal esa colonización se debe a la abundancia de materiales más finos que facilitan el enraizamiento de la vegetación. Sin embargo, en la zona interna, la colonización es debida al profundo desgaste que han sufrido las **cuarzoarenitas**, que ha provocado la progresiva acumulación de arenas en algunos sectores del glaciar rocoso.

En el mismo circo existen otros dos glaciares rocosos de inferiores dimensiones y que presentan formas lobuladas. Su menor tamaño es debido a que se desarrollaron en zonas con paredes de alimentación más reducidas, situándose en los laterales del circo glaciar. Además, en el contiguo circo de Las Caballetas hay otro glaciar rocoso de lengua menos definido.



Fig. 2.6.2. Crestas y surcos longitudinales en el glaciar rocoso.

La línea morada indica los límites de otro pequeño glaciar rocoso lobulado, situado en la parte oriental del circo.



Fig. 2.6.3. Depresión dentro del glaciar rocoso de Los Celleros.

Se trata de una estructura de colapso debida a la fusión del hielo que contenía.



Fig. 2.6.4. Detalle del frente del glaciar rocoso.

Pueden apreciarse los empinados márgenes laterales y frontales que presenta dicho frente.

Destaca la densa cubierta arbustiva que lo cubre, asomando los fragmentos de cuarcita solo en algunas zonas del interior de la forma.

*Es uno de los escasos ejemplos de glaciares rocosos en la Montaña Central Leonesa y constituye un indicador paleoclimático muy relevante, puesto que pone en evidencia la existencia de una etapa caracterizada por suelos helados permanentemente, es decir, **permafrost**, en el pasado.*

Otros lugares de interés

La existencia de suelos helados en el pasado ha dejado otros testimonios en las zonas más elevadas del Alto Bernesga. Entre ellos destacan los campos de bloques (también denominados campos de piedras), que son acumulaciones de bloques situados en zonas prácticamente llanas (pendiente menor de 5°) y que se formaron por la acción del permafrost.

Campos y laderas de bloques de Amargones

En el macizo de Amargones (o Llamargones), en el entorno de las peñas del Altico y La Muezca, entre 1730 y 1860 m de altitud, se encuentra uno de los escasos ejemplos de este tipo de formas en el Alto Bernesga. Aunque lo más habitual en la Cordillera Cantábrica es que aparezcan asociados a las **cuarcitas**, en esta zona se han desarrollado a partir de un extenso afloramiento de **areniscas** devónicas de la Formación Nocedo.

Estas acumulaciones ocupan una posición culminante dentro del cordal pero, cuando la pendiente aumenta, se transforman en laderas de bloques, de las que solo se distinguen por la mayor inclinación de estas últimas.



Fig. 2.6.5. Detalle de un campo de bloques en la Peña del Altico, a unos 1820 m de altitud.



Fig. 2.6.6. Vista de una ladera de bloques en la vertiente meridional de la Peña del Altico, entre 1650 y 1800 m.

La intensa colonización vegetal y líquénica denota la ausencia de actividad actual.

Terracitas y bloques aradores de Brañacaballo

Con 2182 m de altitud, la cumbre del Cueto Millaró o Brañacaballo es la más elevada de la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga. Esta zona, modelada parcialmente por los **glaciares** cuaternarios, sufre en la actualidad unas condiciones climáticas muy rigurosas, con temperaturas medias anuales en torno a 3 °C, fuertes vientos y nevadas copiosas. Por la posición de esta cumbre, el viento suele ser muy intenso y en invierno redistribuye la nieve, acumulándola principalmente en las laderas orientadas al este y sureste. Por eso, en sus flancos meridionales y orientales se generan importantes neveros que, algunos años, pueden permanecer hasta entrado el verano.

Las condiciones térmicas tan rigurosas, junto a la abundancia de nieve, condicionan la distribución de la vegetación, dominando los brezales y enebrales rastreros en la ladera occidental, mientras que en la sur-oriental son más frecuentes las arandaneras. En los enclaves donde la nieve es más persistente, solo unas pocas plantas son capaces de crecer y existen zonas casi totalmente desprovistas de vegetación.

Todo ello permite la congelación del suelo durante los meses invernales y que aparezcan algunas formas **periglaciares** activas. Entre ellas, las de mayor dinamismo en este lugar son las terracitas (o terracillas), que son pequeños escalones con forma arqueada, con un rellano superior de escasa pendiente o totalmente plano, delimitado por un frente semicircular que forma un escalón hasta el siguiente rellano. Sólo el frente está colonizado por un pastizal psicroxerófilo dominado por la gramínea *Festuca eskia*, mientras que el resto de la forma está cubierta por pequeños cantos de **pizarras** carboníferas de entre 1 y 7 cm. La escasez de vegetación indica que se trata de formas activas en la actualidad. Aunque su génesis es discutida, la congelación del suelo y el aporte de agua de fusión nival son básicos en su formación.



Fig. 2.6.7. Situación de las terracitas y los bloques aradores, junto a la cumbre de Brañacaballo.

Se puede apreciar la escasez de vegetación debido a que la nieve se mantiene durante muchos meses al año.

Por encima de los 1950 m se pueden encontrar otros enclaves donde también aparecen terracitas, pero en esos casos presentan un dinamismo mucho menor y la colonización vegetal es más elevada, indicando que se trata de formas poco o nada activas actualmente y que debieron ser funcionales durante la **Pequeña Edad del Hielo**.

En el entorno de Brañacaballo las terracitas más activas ocupan una zona de unos 1000 m², en la ladera ESE, entre unos 2100 y 2120 m de altitud. En ese lugar tienen unas dimensiones de entre 100 y 130 cm de anchura, 40 a 70 cm de longitud y saltos de 10 a 25 cm de altura.

En ese mismo entorno son visibles otras formas periglaciares sin actividad actual pero de origen reciente, como son

algunos **bloques aradores**. Se trata de bloques que se mueven más rápidamente que el suelo adyacente provocando una acumulación de materiales por delante de ellos y un surco por detrás. Su movimiento está relacionado con la congelación estacional del suelo que, en algunos casos, puede alcanzar un metro de espesor. El bloque arador más notable se encuentra en la ladera ESE del Brañacaballo, a unos 2050 m de altitud y tiene en torno a 1 m de eje mayor, con un montón frontal bien definido.



Fig. 2.6.8. Vista de las terracitas del entorno de Brañacaballo, a 2100 m de altitud.

Se puede observar como la vegetación coloniza la zona frontal, el salto entre los escalones, mientras que estos aparecen cubiertos de clastos, indicando que se trata de formas activas.



Fig. 2.6.9. Vista de un bloque arador al ESE del pico Brañacaballo, a 2050 m de altitud.

Se puede apreciar la acumulación de materiales existente en su frente y laterales como consecuencia de su lento movimiento ladera abajo. La cubierta vegetal indica un escaso o nulo dinamismo actual. El tamaño del bloque es de unos 1,4 m de longitud.





capítulo 3

LOS RECURSOS GEOLÓGICOS DEL ALTO BERNESGA



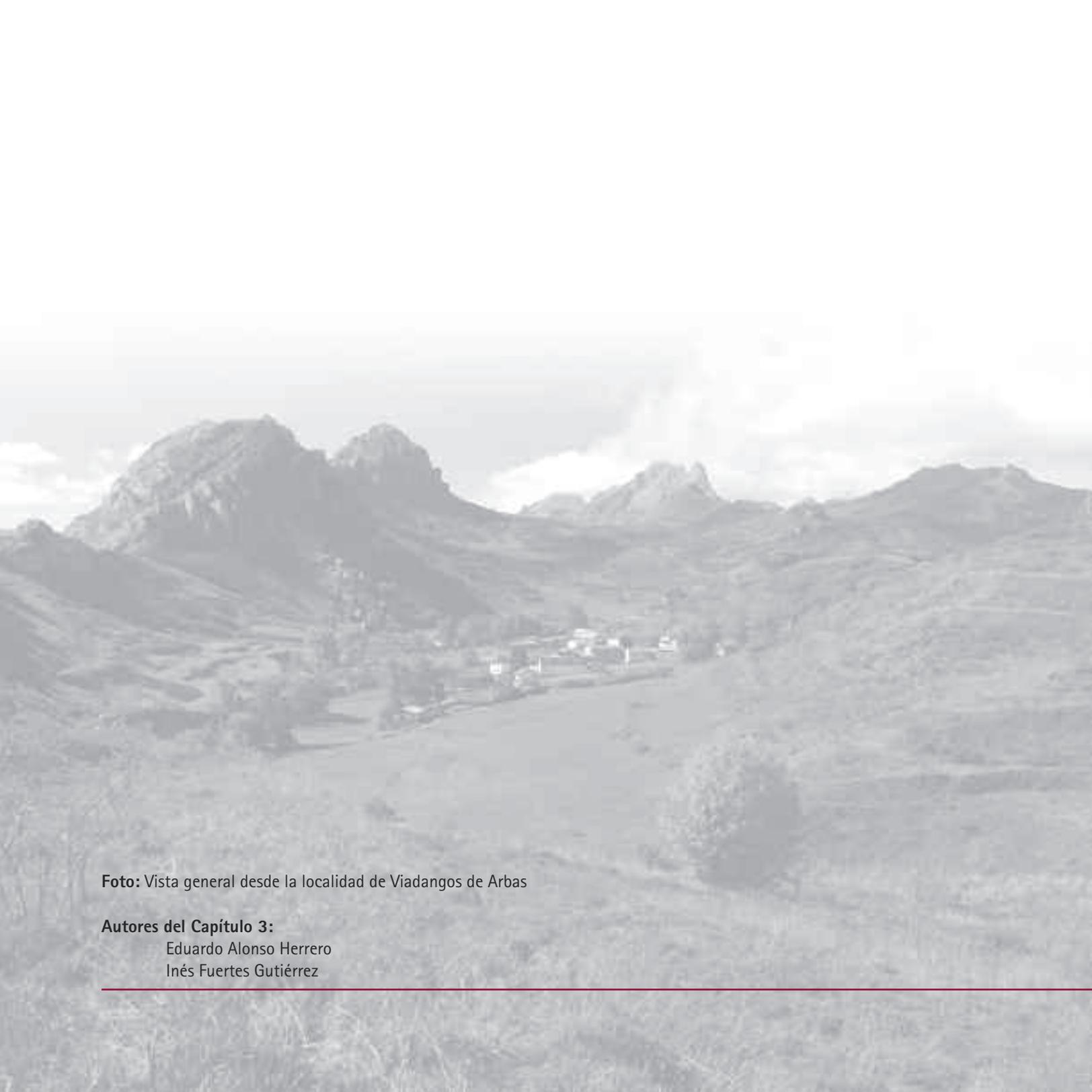


Foto: Vista general desde la localidad de Viadangos de Arbas

Autores del Capítulo 3:

Eduardo Alonso Herrero

Inés Fuertes Gutiérrez

Los recursos geológicos situados en la zona más superficial de la corteza terrestre han sido utilizados por el ser humano desde siempre, especialmente a partir del Neolítico. Hasta muy recientemente, hablar de recurso geológico implicaba la explotación no renovable y con fines meramente económicos de un elemento de la Gea. En la actualidad, está aconteciendo un cambio en la mentalidad sobre los recursos naturales en general y geológicos en particular, apostando por aquellos que pueden ser utilizados de forma sostenible. En este contexto, el concepto de recurso geológico ya no se restringe exclusivamente a aquellos que constituyen materias primas para diversas industrias humanas, sino también a los que pueden ser utilizados de manera perdurable con otros fines (científicos, turísticos, etc.). El Alto Bernesga es un territorio rico en ambos tipos de bienes.

Este Capítulo se centra en los elementos de la Gea cuya explotación y extracción resulta clave para comprender la evolución de la especie humana (herramientas, desarrollo de la agricultura y la ganadería, construcción de viviendas, etc.) y que en la actualidad nos permiten disponer de numerosas comodidades (casas, libros, utensilios variados, electricidad, transportes, ordenadores...). El análisis de estos recursos se ha realizado desde un punto de vista geológico, que resalta su origen y peculiaridades como parte del Patrimonio Natural. El Capítulo se ha dividido en cuatro apartados, cada uno de los cuales trata un tipo de recurso: los minerales, las rocas, el suelo y las aguas, en concreto aguas termales y medicinales.

Los minerales han sido utilizados desde la Prehistoria hasta nuestros días. En el Alto Bernesga las explotaciones de mayor importancia e interés a lo largo de la historia han sido las de cobre. Como claro ejemplo está la mina La Profunda, en el término municipal de Cármenes, lindando con el Alto Bernesga, y que fue explotada en el Calcolítico y la Edad del Bronce, así como a finales del siglo XIX y principios del XX. Existen también citas imprecisas sobre explotaciones de cobre prehistóricas en



Afloramiento de caliza *griotte* enmarcado por las aulagas en flor

la mina Colón que no se ha localizado, aunque algunas fuentes, también imprecisas, la sitúan en Pendilla de Arbas. Menor importancia presentan las mineralizaciones de plomo, hierro y bariita explotadas de forma esporádica, sobre todo a mediados del siglo XX.

Hasta el Calcolítico los humanos solo utilizaban las rocas como abrigo en las cuevas y como materiales líticos adecuados para fabricación de utensilios como hachas, buriles raspadores, raederas y puntas de proyectil. A partir del Neolítico se inicia el aprovechamiento de las rocas para pequeñas edificaciones que van evolucionando a edificios de mayor envergadura a través de los siglos. Las rocas utilizadas en el Alto Bernesga son todas ellas de tipo sedimentario y se han aprovechado aquellas de mayor dureza y mejor labra como son las calizas, las areniscas y, en menor medida, la cuarcitas. Todas estas rocas son de edad Paleozoico. Como caso peculiar se encuentra la utilización de tobas calcáreas o travertinos, formadas recientemente en el Cuaternario, tanto en el Pleistoceno como en el

actual Holoceno. Las especiales características de estas rocas hacen de ellas un material muy utilizado en las bóvedas de edificios singulares, principalmente ermitas e iglesias.

La revolución del Neolítico con la agricultura inicia la utilización del suelo como recurso principal para la obtención de alimentos. Los buenos suelos, fértiles y de fácil laboreo se conforman como un bien muy escaso, sobre todo en estas zonas de montaña donde solo eran utilizados los fondos de valle fluvial y algunos pequeños valles en vaguada. El aumento de población y la creciente demanda de alimentos hizo preciso construir pequeños bancales en zonas más altas y con fuertes pendientes para aumentar la superficie cultivable. Hoy día el abandono de estas zonas aterrazadas antaño utilizadas como tierras de cultivo es casi total, exceptuando pequeños huertos familiares en las zonas rurales. Los mejores suelos de los fondos de valles fluviales y los valles en vaguada siguen utilizándose como prados de siega. Algunas de las antiguas zonas de cultivo se utilizan ahora como pastos para el ganado pero la mayor parte se encuentran totalmente abandonadas, por lo que en



Embalse de Casares

ellas progresan los matorrales (piornales, escobales, espinares) e incluso, en algunas zonas, se aprecia el crecimiento incipiente de etapas de bosques de robles y hayas.

No es necesario explicar que el agua fue el primer recurso utilizado por la especie humana. Más concretamente, y en lo que se refiere al uso de las aguas termales y medicinales, este tiene un origen incierto en la Prehistoria, aunque su uso es bien conocido en los tiempos históricos. En el Alto Bernesga destaca la utilización como balneario de las aguas termales de Villanueva de la Tercia desde mediados del siglo XIX a principios del XX.

Por último, es preciso indicar un hecho por todos conocido y es que el Alto Bernesga cuenta con un importantísimo recurso geológico no descrito en este Capítulo. Se trata de los yacimientos de carbón, explotados con un rendimiento muy elevado a lo largo de las últimas décadas. Precisamente debido a su importancia como motor socioeconómico de la región, existen numerosos libros y trabajos que aportan datos sobre dicho recurso, y lo hacen desde una amplia diversidad de ópticas. En este libro hemos optado por incluir el carbón no como recurso geológico de interés económico, sino como elemento con interés científico y, por este motivo, hablamos de él en el Capítulo 1, Apartado 5.



capítulo 3

LOS RECURSOS GEOLÓGICOS DEL ALTO BERNESGA

3.1. Los minerales



Las mineralizaciones y los indicios mineros en el territorio del Alto Bernesga son numerosos y diversos. Se han seleccionado los ejemplos de mayor interés mineralógico, agrupándolos en cuatro categorías: minas de plomo, cobre, hierro y barita. De cada una de ellas se ofrecen las mineralizaciones más representativas. La foto muestra cristales de blenda, en color naranja y de unos 2 mm, procedentes de las minas de plomo de Villanueva de la Tercia, acompañados de galena sobre una matriz de cuarzo.



Lugares de interés:

Minas de plomo

Lugar principal: **minas en Velilla de la Tercia**

Minas de cobre

Lugar principal: mina Carmina en Casares de Arbas

- Yacimiento cercano a la presa de Casares
- Explotación frente al barranco de la Carbona en Poladura de la Tercia
- Explotación próxima a Las Golpegueras en Viadangos de Arbas
- Antigua mina en Villanueva de la Tercia

Minas de hierro

Lugar principal: **mina de Solozarros en Rodiezmo**

- Yacimiento en la Campa del Pozo en Villamanín

Minas de barita

Lugar principal: **mina Primitiva en Rodiezmo**

El territorio del Alto Bernesga, especialmente su mitad septentrional, se caracteriza por la presencia de numerosos indicios minerales, muchos de los cuales han sido explotados históricamente, desde mediados del siglo XIX hasta mediados del XX. Los minerales presentes son variados pero todos ellos son de origen epitermal, es decir, que se han generado por la presencia de fluidos **hidrotermales** que circulan por el interior de la corteza terrestre, a una profundidad de entre 1 y 2 km. Los fluidos hidrotermales son masas de agua relativamente calientes (entre 100 y 300 °C), procedentes del interior de la Tierra y muy ricos en sales disueltas. Habitualmente estos líquidos se mueven por fisuras previas, localizadas en unas rocas denominadas encajantes. Por ello, suelen concentrarse en las zonas muy fracturadas, como frentes de cabalgamiento o zonas axiales de pliegues apretados. Esta es la razón por la que las prospecciones en busca de minerales siempre se realizan en esos lugares.

En el caso de las mineralizaciones de la Reserva de la Biosfera, las rocas encajantes suelen ser **calizas**. Estas sufren alteraciones en contacto con el fluido caliente; en función de los iones presentes en el fluido, las calizas se transforman en **dolomías** (fenómeno llamado **dolomitización** de las calizas) o en sílice (**silicificación** de las calizas).

El origen de los fluidos hidrotermales puede ser variado pero suele estar ligado a la presencia de **magma**s próximos a la superficie y de volcanes, y son especialmente activos durante las épocas de mayor actividad orogénica. Las mineralizaciones del Alto Bernesga se generaron principalmente durante la Orogenia Varisca.

Por otro lado, la mayoría de estos minerales formados a cierta profundidad son inestables en superficie y tienden a alterarse con el paso del tiempo geológico. En general, modifican su estructura o parte de su composición, pasando a formar minerales más estables bajo las nuevas condiciones. Estas modificaciones reciben el nombre general de **alteración supergénica** y son las responsables de algunos de los minerales más llamativos que podemos encontrar en el Alto Bernesga.

Por último y a pesar de que se encuentran fuera del territorio catalogado como Reserva de la Biosfera, cabe destacar las minas conocidas como La Profunda y la Divina Providencia, explotaciones de cobre pertenecientes al término municipal de Cármenes. La mina La Profunda tiene gran interés, pues además de contar con la presencia de muchas variedades de minerales de alteración de los sulfuros de cobre y cobalto, contiene restos de explotaciones prehistóricas. Existe constancia de una primera fase de explotación correspondiente al Calcolítico, en los primeros momentos de la Edad del Bronce, y de una segunda fase en el Bronce Final (NEIRA y COL., 2007). El interés de la mina La Divina Providencia radica en la presencia de un mineral exclusivo llamado Villamaninita, descubierto y descrito en 1920. Corresponde a un sulfuro complejo de cobre, níquel, cobalto y hierro.

Minas de plomo

Las minas de galena más singulares y únicas en el Alto Bernesga están situadas al este y sureste de Velilla de la Tercia, en la falda del pico Machacao o Fontún. Se trabajaron en las décadas de 1940 y 1950 para el beneficio de plomo y algo de



Fig. 3.1.1. Vista general de las escombreras y socavones de las minas de plomo, en las cercanías del arroyo Cueva del Gato.



Fig. 3.1.2. En la actualidad todavía se reconocen los restos de la planta de concentración de galena, que formaba parte de las minas de Velilla de la Tercia.

La imagen de la izquierda muestra las ruinas de la antigua conducción de agua. En la fotografía de la derecha se aprecia una de las balsas circulares de decantación de la explotación.

plata. Existen varios frentes de explotación de las mismas, centrados unos en el arroyo de la Cueva del Gato y otros entre la localidad de Velilla de la Tercia y La Vallina. El tratamiento del mineral extraído se realizaba en las instalaciones mineras (cuarteles de la mina) situadas en La Vallina al sureste de Velilla, hoy ya derruidas, como muestran las imágenes. Según los vestigios existentes se transportaba también hasta estas instalaciones el mineral extraído en el arroyo Cueva del Gato, donde se conserva un alto muro de la denominada "casa de las minas".

Las explotaciones mineras se instalan sobre rocas carbonatadas, con mineralizaciones de cobre, plomo, zinc y bario, en la asociación Pb-Zn-Ba(Cu). Estos yacimientos tienen un origen **epitermal**. En ellos, el mineral mayoritario es la galena, sulfuro de plomo (PbS), la cual posee generalmente un pequeño porcentaje de plata que en este caso tenía interés en su aprovechamiento.

En las zonas de fracturación, **dolomitización** y **silicificación** aparece esporádicamente la blenda (esfalerita) o sulfuro de zinc (ZnS).



Fig. 3.1.3. Ruinas.

Entre las ruinas de la antigua casa de la mina, a día de hoy, apenas se distingue uno de los muros.



Fig. 3.1.4. Túnel de entrada a la galería inferior.

La construcción está realizada en sillera de piedra caliza.



Fig. 3.1.5. Ejemplo de galena masiva.

La galena constituye el mineral mayoritario de este yacimiento.



Fig. 3.1.6. Pequeños cristales cúbicos de galena (5 x 5 mm) sobre cuarzo.



Fig. 3.1.7. La blenda es otro mineral presente en el yacimiento, más escaso que la galena.

Aquí se muestra una drusa formada por pequeños cristales de blenda (1-2 mm), acompañados de galena.



Fig. 3.1.8. Fragmento de jaspe-calcedonia (15 x 10 cm) de color blanco correspondiente al nivel de silicificación.



Fig. 3.1.9. Escalenoedro de calcita en forma de "diente de perro" de gran tamaño (12 x 7 cm).

Además, algunos filones muestran grandes cristales de calcita en forma de escalenoedros (dientes de perro) y cuarzo criptocristalino tipo jaspe y calcedonia. Aparecen también, de

forma ocasional, minerales de alteración como anglesita (PbSO_4), cerusita (PbCO_3) y greenockita (CdS).



Fig. 3.1.10. En esta mina se encuentra también la greenockita (sulfuro de cadmio).

En la imagen forma una pátina de color amarillo sobre cuarzo y galena.



Fig. 3.1.11. La anglesita (sulfato de plomo) es un mineral de alteración de la galena que aparece en este yacimiento.

Presenta una forma botroidal, a modo de racimos de uvas.

Desde el punto de vista patrimonial, esta antigua explotación destaca por la existencia de microcristalizaciones de galena y blenda, greenockita, escalenoedros de calcita y la abundancia de cuarzo criptocristalino de tipo jaspe.

Minas de cobre

El valle de La Tercia está ocupado por gran cantidad de indicios mineros. De entre todas las minas, la más representativa es la mina Carmina, situada al sur de Casares de Arbas, en las proximidades del arroyo Focella de la Mina. Esta mina se explotó principalmente a principios de la década de 1940, aunque se habían acometido labores con anterioridad, a finales del siglo XIX. Además, el aspecto y características de ciertos huecos

y socavones en las zonas superiores del yacimiento indican que estos podrían corresponder a explotaciones muy antiguas, incluso prehistóricas. Por desgracia, la carencia de pruebas contundentes, debida a la ausencia de estudios detallados sobre la materia en esta zona, impide afirmarlo.

El yacimiento sobre el que se asientan estas minas es de tipo **epitermal**, de rocas carbonatadas con mineralizaciones de cobre, plomo, zinc y bario, en la asociación Pb-Zn-Ba(Cu). No



Fig. 3.1.12. Ruinas en la mina Carmina.

En primer término aparecen restos del muro de una caseta de la mina Carmina, situada frente a la entrada de una de las galerías.



Fig. 3.1.13. Calcopirita.

Aparece parcialmente alterada a oligisto y malaquita en ganga de dolomita. Muestra procedente de la mina Carmina.



Fig. 3.1.14. Calcita.

Pequeña geoda (2,5 x 2,5 cm) de cristales romboédricos de calcita en agregados tipo roseta. Esta geoda procede de la mina Carmina.

obstante, en esta explotación solo se han localizado minerales de cobre y cobalto. La mineralización se presenta dispersa en las **calizas** y **dolomías** de la Formación Láncara, que muestran una intensa **dolomitización**, fracturación y diaclasación, ligada a frentes de cabalgamiento. El mineral con mayor presencia es la calcopirita, sulfuro de cobre y hierro (CuFeS_2), con una fuerte **alteración supergénica** a malaquita [$\text{CO}_3\text{Cu}_2(\text{OH})_2$] y azurita [$(\text{CO}_3)_2\text{Cu}_3(\text{OH})_2$].

Los yacimientos presentan interés mineralógico por la existencia de cristalizaciones de calcita y dolomita con malaquita y azurita. Además, si se confirmase su explotación en época prehistórica este sitio tendría un valor cultural añadido.

Otros lugares de interés

Yacimiento cercano a la presa de Casares

En las cercanías de la presa de Casares existe un yacimiento de cobre, donde se puede observar in situ la mineralización en superficie formada por azurita y malaquita.



Fig. 3.1.15. Mineralización de azurita y malaquita cercana a la presa de Casares.



Fig. 3.1.16. Muestras de azurita sobre dolomita procedente de esta mina.



Fig. 3.1.17. Ejemplo de malaquita esferoidal.

Explotación frente al barranco de la Carbona en Poladura de la Tercia

Frente al barranco de la Carbona, en la zona llamada La Campa, se encuentra una pequeña explotación de cobre y cobalto, donde son comunes las drusas de cristales de malaquita.



Fig. 3.1.18. Asbolana.

El color negro de este ejemplar procedente del barranco de la Carbona se debe a los óxidos de cobalto denominados de forma general asbolana (heterogenita). Además, la muestra contiene algo de malaquita (en verde).



Fig. 3.1.19. Drusa de cristales de malaquita en agregados botroidales sobre dolomita.

Este ejemplar procede del barranco de la Carbona.

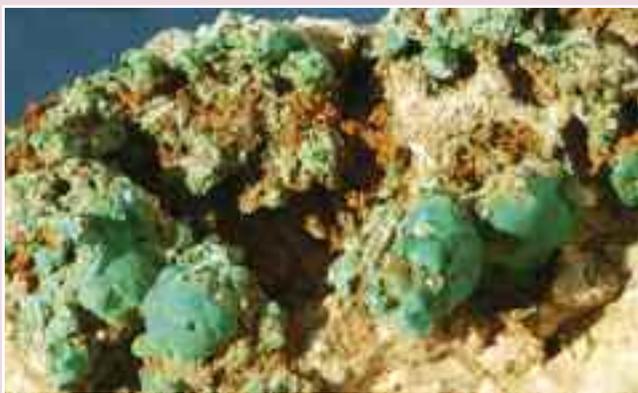


Fig. 3.1.20. Malaquita botroidal sobre dolomita de Viadangos de Arbas.

Explotación próxima a Las Golpegueras en Viadangos de Arbas

Cerca de la desviación hacia Viadangos de Arbas, siguiendo la pista hasta Las Golpegueras y pasadas las calizas dolomitizadas de la Formación San Emiliano, se localizan dos socavones para la explotación del cobre. En ellos destaca la presencia de minerales de alteración como malaquita y azurita.

Antigua mina en Villanueva de la Tercia

En el talud de la carretera próximo a Villanueva de la Tercia son visibles los restos de otra antigua mina de cobre. En el terraplén aún hoy es fácil localizar ejemplares de minerales de alteración del tipo malaquita y azurita.



Fig. 3.1.21. Situación de la mina de cobre.
A la izquierda de la imagen se localiza la entrada a una de las galerías.



Fig. 3.1.22. Ejemplar de malaquita (2 x 1 cm) sobre dolomita del yacimiento de Villanueva de la Tercia.

Minas de hierro

En Solozarros, al norte de Rodiezmo, existen unas mineralizaciones de hierro. El yacimiento, localizado en las calizas dolomitizadas que ocupan la falda de Peñalaza, a unos 1500 m de altitud, es conocido desde principios del siglo XIX. Fue entonces cuando se construyó una galería con el fin de localizar cobre, pero el resultado de la prospección fue negativo. Con

posterioridad, en 1975, la empresa Hullera Vasco-Leonesa sondeó la mina en busca de manganeso.

Se trata de un yacimiento de hierro y manganeso de pequeña extensión encajado en rocas carbonatadas. El mineral explotado es oligisto, también conocido como hematites. Su origen es epitermal. Los minerales se encuentran de forma dispersa por encima de las calizas de la Formación Valdeteja, las



Fig. 3.1.23. Suelos desarrollados sobre las calizas dolomitizadas con un color rojo intenso.

Esta coloración es debida a la pigmentación del mineral hematites (también llamado oligisto).



Fig. 3.1.24. Prismas de cuarzo.

Ejemplares pseudo-hexagonales, con forma apuntada, teñidos de color rojizo por hematites.



Fig. 3.1.25. Dodecaedros, conocidos como piritoedros, de hematites pseudomorfo de pirita.

El tamaño medio de los fragmentos es de 1 cm.



Fig. 3.1.26. Maclas de dodecaedros de hematites pseudomorfas de pirita.

Tamaño 2 x 1 cm.

cuales presentan una intensa **dolomitización**. También se hallan en zonas próximas a pequeñas fallas.

Lo más destacable de este yacimiento es la existencia de ejemplares de hematites u oligisto que presentan formas cristalinas propias de la **pirita**, como dodecaedros y cubos (Figuras 3.1.24, 3.1.25. y 3.1.26.).

Ello se debe a un proceso denominado pseudomorfismo, por el que se modifica la composición química de los minerales, pasando a ser otro mineral diferente, pero manteniéndose la forma cristalina del original. En este caso, la pirita (sulfuro de hierro, FeS_2) ha cambiado su composición química y se ha convertido en hematites (óxido de hierro, Fe_2O_3), pero dicho hematites ha conservado los poliedros característicos de la pirita. El hematites u oligisto aparece además en formas arriñonadas de gran pureza y en formas dendríticas que asemejan las ramas de un árbol.

A su vez, la presencia de estos minerales ferruginosos se evidencia en el color rojo intenso que presentan los suelos desarrollados sobre estas calizas dolomitizadas.



Fig. 3.1.27. Formas arriñonadas de hematites.



Fig. 3.1.28. Formas dendríticas (ramificadas) de hematites en matriz de dolomita.

En este yacimiento es muy interesante la existencia de ejemplares de hematites u oligisto que presentan formas cristalinas propias de la pirita, como dodecaedros y cubos, denominados "hematites pseudomorfo de pirita".

Otros lugares de interés

Yacimiento en la Campa del Pozo en Villamanín

En la zona conocida como la Campa del Pozo, al suroeste de Villamanín, se encuentra otro yacimiento de hierro del que también se han extraído ejemplares interesantes.



Fig. 3.1.29. Geoda de hematites (oligisto) con formas estalacmíticas.

Minas de barita

Una de las explotaciones de barita del Alto Bernesga es la Mina Primitiva (Figuras 3.1.30 y 3.1.31), localizada a un kilómetro al sur de Rodiezmo, en concreto en el arroyo de Valdeaguarín. Como en otras mineralizaciones de la Zona Cantábrica, la barita aparece en los niveles de calizas rojas nodulosas de la Formación Láncara.

La barita es el nombre común del mineral baritina (sulfato de bario, BaSO_4). Una de las cualidades más evidentes de este mineral es su peso elevado, de hecho, su nombre hace referencia a esta característica (baritina procede del griego *baros*, pesado).

La baritina presenta aplicaciones industriales muy variadas. Se utiliza como lodo pesado en perforaciones de petróleo y gas y como mena de bario. También es una materia prima utilizada en las industrias del papel, la ropa y las pinturas. Se usa así mismo en radiología médica de sistema digestivo, concretamente para la elaboración de papillas densas.

La mina Primitiva fue explotada durante la década de 1940. La mineralización de baritina es de tipo epitermal y presenta la asociación plomo-cinc-bario (cobre) $[\text{Pb-Zn-Ba-(Cu)}]$ en rocas carbonatadas, si bien en este caso predomina ampliamente la baritina sobre los demás minerales. El mineral se presenta en bolsadas y filones que rellenan las fallas asociadas al frente de cabalgamiento. La baritina suele estar acompañada

Fig. 3.1.30. En el pequeño valle de Valdeaguarín se encuentra la mina de barita conocida como Primitiva.

La mina se sitúa en la ladera de la derecha, concretamente en la base de los crestos de las calizas rojas nodulosas de la Fm. Láncara.





Fig. 3.1.31. Entrada a la galería de explotación.

En la zona superior se observa un filón de barita de color blanquecino.

en muy pequeña proporción por galena, blenda y calcopirita, así como por minerales de **alteración supergénica** del tipo malaquita $[\text{CO}_3\text{Cu}_2(\text{OH})_2]$, azurita $[(\text{CO}_3)_2\text{Cu}_3(\text{OH})_2]$ y auricalcita $[(\text{CO}_3)_2(\text{Zn,Cu})_5(\text{OH})_6]$.



Fig. 3.1.32. Escombrera situada al pie de la mina, constituida en su mayoría por baritina.

En menor cantidad se pueden encontrar también galena, calcopirita, blenda y minerales de alteración.



Fig. 3.1.33. Intrusión de una bolsada de barita de color blanco en las calizas rojas tableadas de la Fm. Láncara.



Fig. 3.1.34. Imagen del interior de la mina que muestra un pequeño manchón de calcopirita, transformada superficialmente en malaquita (mineral de alteración de color verde).



Fig. 3.1.35. Láminas de auricalcita (carbonato hidratado de zinc y cobre) recubriendo una fisura en las calizas.



Fig. 3.1.36. Pequeña mancha de galena (sulfuro de plomo) en una muestra de barita.



ALTO
BERNESGA

RESERVA DE BIOSFERA

capítulo 3 LOS RECURSOS GEOLÓGICOS DEL ALTO BERNESGA

3.2. Las rocas

Este Apartado se centra en las rocas como recurso natural esencial para la edificación de los núcleos de población e infraestructuras humanas de un territorio. Es preciso destacar que el uso en construcción de los materiales que afloran en una zona consigue la integración visual de los elementos antrópicos en el paisaje e imprime carácter y belleza a las comarcas.

Aquí se describen algunas de las rocas más singulares utilizadas en la arquitectura típica del Alto Bernesga y las canteras tradicionales en las que desde antiguo se han extraído estos materiales. Por último, se detallan las diversas rocas que constituyen algunos de los edificios más conocidos.

En origen, los pueblos del Alto Bernesga fueron construidos con las rocas de su entorno. Desafortunadamente, hace unas décadas que las poblaciones abandonaron esta tradición y, en la actualidad, tan solo algunos de sus edificios o elementos singulares mantienen su aspecto primigenio. La fuente de la imagen se ubica próxima a la Ermita del Buen Suceso, en Hurgas de Gordón. Está realizada con caliza griotte procedente de las canteras de Nocedo de Gordón.





Lugares de interés:

Las canteras de caliza roja

- Canteras de la Formación Láncara en Busdongo
- Cantera de la Formación Alba en Nocedo de Gordón

Las canteras de caliza gris

- Cantera de la Formación Santa Lucía en Cabornera
- Cantera de las formaciones Alba y Barcaliente (Las Baleas)

Explotación de "falsa ágata" en Los Barrios de Gordón

Las tobas calcáreas, el travertino de Millaró

Edificios singulares:

- Colegiata de Santa María de Arbas en Arbas del Puerto
- Casas de los Canónigos
- Ermita del Buen Suceso en Hurgas de Gordón
- Capilla de San Antonio en Buiza
- Túnel de La Perruca
- Capilla de La Pola de Gordón

Las canteras de caliza roja

En diferentes lugares del Alto Bernesga son comunes los afloramientos de unas rocas llamativas por sus tonos rojizos y su aspecto noduloso. En un marco geológico, se trata de **calizas** que pertenecen a dos formaciones de edad muy diferente: la Formación Láncara, del Cámbrico inferior (en torno a los 430 m.a.) y la Formación Alba, del Carbonífero inferior (en torno a los 350 m.a.). A simple vista, ambas calizas son similares pero la presencia de fósiles correspondientes a organismos muy diversos permite distinguirlas con cierta facilidad.

Su elegante tonalidad roja explica los diferentes apelativos que han recibido estas calizas. En la actualidad, el más extendido



Fig. 3.2.1. Largo frente de explotación de calizas rojas cámbricas situadas muy próximas al pueblo de Busdongo.



Fig. 3.2.2. Detalle de la caliza griotte carbonífera.

En ella se observan sus llamativos tonos rojizos y rosados, así como su contenido fosilífero, en concreto la sección transversal de varios tallos de crinoideo.



Fig. 3.2.3. Sección transversal de la concha de un goniátites.

Estos fósiles son frecuentes en las calizas rojas carboníferas. Se reconocen las diferentes cámaras en espiral que constituían los antiguos habitáculos del organismo y que ahora se encuentran rellenas de calcita blanca.

es el de caliza *griotte* (del francés, guinda), pero MADDOZ (1949) la denomina jaspe rojo, BARROIS (1882) mármol *griotte* y SOLER (1983) mármol rojo. También se le ha llamado mármol campán y piedra lajosa roja.

Desde el punto de vista petrológico, la roca *griotte* es una caliza de grano fino, con restos esqueléticos y que presenta un aspecto noduloso y una tonalidad rojiza, con variaciones verdes y grises. Es importante señalar que, aunque antiguamente se hayan referido a estas piedras como mármoles, no se trata de un apelativo correcto desde el punto de vista geológico. El mármol es una roca de origen **metamórfico** y en este caso (y en la Zona Cantábrica en general) el grado de metamorfismo que presentan las rocas es tan bajo que deben considerarse como calizas, es decir, rocas sedimentarias. Por otro lado, sobre su coloración rojiza se han emitido varias hipótesis. La más aceptada en la actualidad apunta a la presencia, entre los sedimentos que conformaron la roca, de gran cantidad de bacterias que utilizaban el hierro en sus procesos metabólicos, generando la oxidación de este elemento y, con ella, la tonalidad roja del fondo marino.

La caliza *griotte* se ha utilizado como material de edificación desde la antigüedad debido a su carácter de roca tableada, que facilita la extracción de sillares de un tamaño aceptable. Además de su uso en sillería, esta roca se ha empleado tradicionalmente y en la actualidad como piedra de recubrimiento. De forma puntual la caliza *griotte* ha sido objeto de pulimento con el fin de obtener una roca de aspecto marmóreo. En la ciudad de León hay numerosos edificios históricos construidos parcialmente con esta caliza, entre los que se encuentran la Colegiata de San Isidoro y el Palacio de Botines. También diversas fuentes (Plaza del Grano y San Marcelo, entre otras) y suelos de piedra (Parque del Cid, Plaza de San Isidoro...) están total o parcialmente construidos con estas rocas. Pero es en las poblaciones más cercanas a los afloramientos de estos materiales donde destaca la utilización arquitectónica de esta piedra. En este Apartado señalamos algunos edificios singulares

que utilizan la roca roja, pero al recorrer las localidades del Alto Bernesga, se hallan muchos más ejemplos entre las casas que aún mantienen su aspecto original.

Por desgracia, esta situación ha cambiado en la actualidad. La roca *griotte* continúa siendo explotada, ahora en grandes canteras que no escapan a la vista y deterioran el paisaje. Tras su explotación, esta piedra suele ser vendida fuera de las áreas de extracción, mientras que la mayor parte de las nuevas viviendas de la comarca son revocadas con piedra procedente de otras regiones o con materiales no pétreos. Esta evolución está siendo muy lesiva para los paisajes del Alto Bernesga.

Canteras de la Formación Láncara en Busdongo

La principal zona de canteras de *griotte* se localiza al norte de Busdongo, por debajo del Alto del Rasón, apenas a 300 m de dicha localidad. En los alrededores de esta población y, en general, en la región más septentrional del Alto Bernesga, son habituales los afloramientos de calizas *griotte*, en este caso pertenecientes a la parte más moderna de la Formación Láncara, del Cámbrico inferior. La presencia de fósiles en estas calizas cámbricas resulta muy variable. En muchos niveles, los fósiles son escasos pero a veces aparecen pequeñas acumulaciones de **braquiópodos**, a menudo completos, y de **equinodermos** primitivos, en este caso fragmentados en las placas que forman su esqueleto. Es también posible el hallazgo de trilobites y de organismos de otros grupos extintos.



Fig. 3.2.4. Banco no extraído de caliza griotte cámbrica en la cantera de Busdongo.

Este banco se caracteriza por la presencia de una fuerte laminación y fracturación.



Fig. 3.2.5. Estratos de caliza roja, que en estas canteras presentan una posición vertical.

Se observan las fracturas de tipo diaclasa, en ocasiones rellenas de calcita blanca.



Fig. 3.2.6. Nivel rico en fósiles.

En este caso pueden observarse braquiópodos de diversos géneros, que se presentan completos y con sus valvas cerradas, indicando un enterramiento rápido tras su muerte. Su acumulación genera una roca llamada lumaquela.



Fig. 3.2.7. Vista general de la explotación de Nocedo de Gordón.

En el centro de la imagen se aprecian capas de roca de la antigua cantera que no fueron explotadas.

Cantera de la Formación Alba en Nocedo de Gordón

Esta explotación se encuentra en las proximidades de Nocedo de Gordón, a unos quince minutos a pie por el camino que sale en dirección oeste tras atravesar la población.

En ella se explotan las rocas de la Formación Alba, también denominada Genicera. Se trata de un conjunto de unos 30 m de espesor formado por calizas rojas y rosas, que ocasionalmente presentan tonalidades verdes y grises. Desde el punto de vista genético, estas rocas representan una sucesión condensada, es decir, que proceden de sedimentos depositados muy lentamente y con ceses temporales de su depósito. En estas calizas destacan dos rasgos característicos: el importante desarrollo de nódulos y la presencia de numerosos fósiles (Figuras 3.2.8. y 3.2.9.).

En lo que a fósiles se refiere, esta formación carbonífera contiene organismos diferentes a los presentes en las calizas



Fig. 3.2.8. Este frente abandonado de la cantera de Nocedo de Gordón muestra un estrato de base muy rojo y con gran presencia de fósiles.

Fig. 3.2.9. Foto de detalle de dos moldes de un goniátido.

Se observa el primer habitáculo del organismo, que se corresponde con el círculo central más rojo y el enrollamiento de la concha en torno al mismo. El cuerpo blando de estos organismos sólo ocuparía la última cámara, la más externa, y sería similar al actual *Nautilus*.



del Cámbrico. Entre los más representativos se encuentran los denominados **goniatítidos** (o goniatites), caracterizados por una concha de calcita enrollada, dividida internamente en cámaras y con una ornamentación sencilla.

Las canteras de caliza gris

Dentro de la enorme variedad de rocas existentes en el territorio del Alto Bernesga destacan, por su enorme atractivo visual y su alto interés científico, las bandas y grandes peñas de **calizas** grises. Desde un punto de vista geológico estas calizas proceden del depósito de sedimentos químicos en plataformas marinas, generalmente en momentos de clima cálido y sin grandes aportes de sedimentos detríticos desde los continentes. Puesto que estas circunstancias se han producido en diversos momentos de la historia geológica del Alto Bernesga, las calizas de esta comarca tienen edades y, también, rasgos muy diferentes.



Fig. 3.2.10. En la zona de Villanueva de la Tercia afloran calizas de la Fm. Valdeteja.

Los bancos superiores de estas calizas se encuentran dolomitizados pero en esta cantera se han explotado las calizas carentes de dolomitización.



Fig. 3.2.11. Frente abandonado de la cantera de Cabornera, donde se explotaba caliza gris.

Como piedra de construcción destacan principalmente tres de ellas. Las más antiguas son las calizas arrecifales del Devónico de las que se explota principalmente la Formación Santa Lucía (ver Apartado 1.4. de este libro). Las otras dos son calizas del Carbonífero que han sido tradicionalmente agrupadas bajo el nombre informal de "caliza de montaña". Dicho nombre engloba dos formaciones con génesis, composición y aspecto muy diferente, las **formaciones** Barcaliente y Valdeteja.

Cantera de la Formación Santa Lucía en Cabornera

En esta cantera, situada en las proximidades de Cabornera y ya inactiva, se explotaron diversos niveles de calizas grises devónicas de la Formación Santa Lucía. El yacimiento consiste en una sucesión de rocas tableadas y masivas, con un alto grado de recristalización que ha propiciado su dureza. Por tanto, se trata de una roca más apropiada para construcción



Fig. 3.2.12. En las calizas de Santa Lucía ha quedado registrado el desarrollo de un gran arrecife, con restos de esqueletos de organismos como corales y esponjas.

Su acumulación generó promontorios sobre el fondo marino que constituyen el sustrato del ecosistema arrecifal. En las zonas próximas al mismo, más protegidas del embate de las olas pero con cierta abundancia de alimento, crecían frágiles colonias de briozoos cuyas ramas se han conservado en la roca, como muestra la imagen.

grosera y para áridos que para recubrimiento o fabricación de sillares. Su piedra se utilizó en parte para la construcción del edificio y de la plaza del Ayuntamiento en La Pola de Gordón.

Debido a que la Formación Santa Lucía tiene un origen marino arrecifal, es muy frecuente encontrar en sus calizas numerosos fósiles de organismos habitantes de estos ecosistemas en el Devónico, entre los que destacan los **corales**, **briozoos**, esponjas, **braquiópodos** y gasterópodos (ver Apartado 1.4.).

Cantera de las formaciones Alba y Barcaliente (Las Baleas)

La cantera de Las Baleas se sitúa entre las localidades de La Pola de Gordón y Vega de Gordón, muy cerca del río Bernesga en su margen izquierda. Ha sido explotada al menos desde el siglo XIX ya que SOLER (1883) cita mármoles rojos y rojos veteados procedentes de la misma. Este autor menciona también un mármol céreo con incrustaciones procedente de

la cantera de Piélagos, situada a menos de 200 m al sur de Las Baleas.

El aprovechamiento de esta cantera se ha centrado principalmente en dos tipos de **caliza**. Por una parte, las calizas rojas nodulosas (*griotte*) de la Formación Alba y, por otro, las calizas de la Formación Barcaliente.

Las rocas de la Formación Barcaliente son de grano muy fino, intenso color negro, olor fétido y aspecto tableado. No son especialmente fosilíferas pero en algunos niveles es posible reconocer esqueletos orgánicos, principalmente de **corales** solitarios y **braquiópodos**. También son frecuentes los fósiles de microorganismos como los **conodontos**, **foraminíferos** y **ostrácodos**, así como restos de algas.

Estas **calizas** negras han sido utilizadas preferentemente como áridos para la construcción, pero en ocasiones han sido labradas para cantería de sillería e incluso se han pulido para obtener un aspecto similar al del mármol.



Fig. 3.2.13. Principal frente de explotación de la cantera de Las Baleas.

A pesar de estar hoy día abandonado de él se ha extraído un gran volumen de calizas negras tableadas de la Fm. Barcaliente.

Por último, desde el punto de vista patrimonial esta cantera tiene una relevancia especial porque en su área norte y en contacto con la Formación Alba, aflora un pequeño nivel de calizas blancas que han sido designadas como **sucesión** de referencia o **estratotipo** de la Formación Baleas (WAGNER, 1971) de edad Tournaisiense.

Explotación de "falsa ágata" en Los Barrios de Gordón

En los Barrios de Gordón existe una roca con un aspecto bandeado muy similar a la ágata, pero de composición y origen muy diferente, lo que le valió el apelativo de "falsa ágata". El ágata es una variedad de cuarzo criptocristalino (calcedonia) que presenta bandeados de diferentes coloraciones. En general tiene origen en coladas basálticas, en menos ocasiones su origen es **hidrotermal**. Pero en los Barrios de Gordón lo que se encuentra es calcita (no cuarzo), depositada por precipitación del carbonato cálcico en el interior de una cueva. Presenta también una estructura bandeada debida a pulsos en la precipitación del mineral, que está acentuada por la presencia de impurezas en forma de arcillas procedentes de la disolución de las rocas que forman la propia cueva. Este bandeado la convierte en una roca de aspecto llamativo, por lo que fue explotada durante gran parte del siglo XX.

La cantera se encuentra en un afloramiento de la Formación Santa Lucía localizado aproximadamente 1 km al oeste de Los Barrios de Gordón. En este emplazamiento, las **calizas** de la Formación Santa Lucía se encuentran intensamente karstificadas, presentando cuevas y cavidades diversas en un estadio evolutivo avanzado en el que se produce relleno por precipitación de calcita. Son precisamente estos rellenos los que se explotaron para la obtención de la "falsa ágata".

La roca obtenida se llevaba a una planta de tratamiento ubicada en Los Barrios de Gordón, conocida popularmente como la "fábrica" (Fig. 3.2.15). En ella se cortaban y pulían los fragmentos de calcita, favoreciendo aquellas piezas que tuvie-



Fig. 3.2.14. Afloramiento de la Fm. Santa Lucía de donde procede la "falsa ágata".

Pueden observarse las cuevas de las que se extrajo la roca.



Fig. 3.2.15. Aspecto de la denominada "fábrica".

Era la antigua planta de procesamiento de la "falsa ágata", hoy abandonada.



Fig. 3.2.16. Fragmentos de "falsa ágata" pulidos y preparados para su venta, tal y como aparecen en la "fábrica" de los Barrios de Gordón.

ran una especial relevancia estética. Las placas obtenidas eran vendidas principalmente para recubrimiento.

Las tobas calcáreas, el travertino de Millaró

Estos depósitos superficiales de travertinos se localizan en la Hoz que forma el Arroyo de Millaró, entre esta localidad y Villanueva de la Tercia.

Los travertinos o tobas calcáreas son formaciones superficiales que se originan en las surgencias de zonas de litologías calcáreas por precipitación de carbonato cálcico o calcita (CaCO_3) y que recubren la vegetación que crece en estos medios. Suelen adquirir más desarrollo y potencia en las surgencias con exposición sur (solana) ya que la evaporación de agua es más intensa que en las orientadas a umbría y, por tanto, la precipitación del mineral es mayor.



Fig. 3.2.17. Fragmento de "falsa ágata".

En él puede observarse el bandeado blanco y marrón, de calcita y calcita con arcillas de decalcificación respectivamente. Estas formas son propias de zonas endokársticas constructivas.



Fig. 3.2.18. Afloramiento de tobas calcáreas o travertinos.

Las tobas destacan en la imagen por su color crema claro y se sitúan en una zona de surgencia de aguas carbonatadas al pie de las calizas carboníferas.



Fig. 3.2.19. Aspecto de los travertinos donde se observa su gran porosidad que confiere ligereza a la roca.

El carbonato cálcico precipita sobre la superficie de la abundante vegetación de estas zonas húmedas, tapizando musgos, líquenes y plantas vasculares. De esta forma se crea un exoesqueleto de carbonato cálcico endurecido, con grandes huecos y numerosos poros. La disminución de la humedad y la descomposición de la materia orgánica provocan la cementación del travertino y su consolidación. Con ello, se convierte en un material duro pero con gran cantidad de huecos que lo hacen muy ligero. Esta es la causa de su utilización en la construcción de las bóvedas de muchos templos e iglesias de toda la provincia.





Fig. 3.2.20. Formación actual de la toba.

Tiene lugar por la precipitación del carbonato cálcico del agua al depositarse sobre los musgos.

La Catedral de León es un claro ejemplo, la mayoría de las bóvedas son de estos travertinos. SOLER (1883) en su Catálogo de Minerales y Rocas de la Provincia de León comenta que en la Exposición de Minería de Madrid, se exhibieron dos ejemplares de toba caliza porosa de Villanueva de la Tercia, aportadas por el Sr. Arquitecto de la Catedral.



3.2.21. La grasilla (*Pinguicula grandiflora*) es una planta típica de los travertinos.

Resulta inconfundible por el color verde-amarillento de sus hojas. Esta tonalidad es debida a su condición de especie carnívora, peculiaridad por la que posee menos clorofila que las plantas exclusivamente autótrofas. La *Pinguicula grandiflora* se alimenta de pequeños animales que son atrapados por sus hojas, las cuales producen sustancias pegajosas y enzimas capaces de digerir a las presas. Además, a principios de verano la grasilla desarrolla una vistosa flor de color morado.

Por otro lado, la flora de estas zonas de travertinos es muy singular y específica. Una especie vegetal muy característica que se desarrolla en estas surgencias calcáreas es la *Pinguicula grandiflora*, planta insectívora y que recibe diferentes nombres vernáculos: grasilla, violeta de agua, flor de las fuentes o tiraña.

Este lugar en concreto presenta buen estado de conservación, aunque haya sido explotado en tiempos antiguos. Sin embargo, sería recomendable aplicar a estos travertinos un alto grado de protección. El motivo es que se trata de los únicos travertinos localizados en la fachada meridional de la Cordillera Cantábrica y que aún se conservan. El resto desapareció tras la intensa explotación a la que fueron sometidos en los siglos pasados.

Edificios singulares

Como se ha comentado anteriormente, muchas de las construcciones tanto populares como singulares del Alto Bernesga han sido edificadas con rocas procedentes de diversos afloramientos locales. Un rasgo típico de la arquitectura tradicional es el aprovechamiento de todos los recursos disponibles y su integración en un mismo edificio. En el fondo, se trata de utilizar las propiedades de cada material de la mejor manera posible. En este Apartado ofrecemos varios ejemplos de edificios singulares del Alto Bernesga en los que se han aprovechado diversas rocas de la zona.

Colegiata de Santa María de Arbas en Arbas del Puerto

Este edificio fue construido principalmente con **areniscas** del Carbonífero. El uso mayoritario de esta roca se debe también a que presenta factura de gran calidad y es muy resistente. Además, en esta iglesia se ha utilizado caliza roja del Cámbrico para resaltar algunas partes, como el arco del campanario.



Fig. 3.2.23. Sillar de arenisca con anillos de alteración típicos de esta litología (Grupo Lena).

Pertenece al período Carbonífero medio.



Fig. 3.2.22. Vista general de la Colegiata de Santa María de Arbas. Es de estilo románico y fue restaurada por Luis Menéndez Pidal.



Fig. 3.2.24. Ventana con arco del campanario realizado en piedra roja cámbrica.

La caliza *griotte* usada en este edificio procede de la cantera de la Fm. Láncara en Busdongo, descrita con anterioridad.

Casas de los Canónigos

Al lado de Santa María de Arbas, en Arbas del Puerto, se encuentran las Casas de los Canónigos. A pesar del olvido en que se hallan sumidas, su estructura aún permanece y permite ejemplificar el uso de la **caliza** roja cámbrica en la arquitectura tradicional.



Fig. 3.2.25. Fachadas de las Casas de los Canónigos.
Se han embellecido con la utilización de la caliza *griotte* en los marcos de puertas y ventanas.



Fig. 3.2.26. Foto de detalle de las Casas de los Canónigos.
Las puertas y ventanas se hallan enmarcadas en caliza roja cámbrica. Estos sillares proceden también de la explotación de la Fm. Láncara en Busdongo.



Fig. 3.2.27. Columna y arco de la ermita del Buen Suceso. Estas estructuras están realizadas con sillares muy bien labrados de la caliza roja carbonífera.

Ermita del Buen Suceso en Huergas de Gordón

Esta ermita debe su coloración gris-rosada a las calizas *griotte* de la Formación Alba extraídas de la cantera próxima a Nocedo de Gordón. No obstante, en algunas partes de la misma se han utilizado otros tipos de roca. En concreto la clave y los nervios de la bóveda han sido realizados con **calcarenitas** del Grupo La Vid. Se trata de unas rocas formadas por granos de cuarzo de tamaño arena y por multitud de restos de esqueletos calcáreos. Esta rocas se caracterizan por su fácil talla.



Fig. 3.2.28. Fragmentos de tallos de crinoideos en una piedra de la ermita del Buen Suceso.



Fig. 3.2.29. Restos del caparazón enrollado de goniatítidos en la pared de la ermita del Buen Suceso.



Fig. 3.2.30. Clave y nervios de la bóveda de la ermita del Buen Suceso.

Están realizados en piedra tipo calcarenita del Grupo La Vid. En estas partes se utiliza esta roca porque presenta un labrado más sencillo que la caliza *griotte*.



Fig. 3.2.31. Detalle de un nervio del pórtico de la ermita del Buen Suceso.

Está realizado en calcarenita originaria del Grupo La Vid.

Capilla de San Antonio en Buiza

Este edificio se ubica en la localidad de Buiza y es de fundación particular. Actualmente se encuentra en estado de total abandono.

La capilla fue construida en sillería bien labrada a partir de calizas pertenecientes al Grupo La Vid, de canteras muy próximas a Buiza. En diversos sillares de esta capilla, y especialmente en los que constituyen el entorno de la entrada, pueden encontrarse gran cantidad de fósiles característicos de estos materiales, en ocasiones con tan buena preservación que permite su determinación directa.



Fig. 3.2.32. La capilla de San Antonio, en Buiza.



Fig. 3.2.33. Detalle de un sillar de la fachada de la capilla. La piedra presenta gran cantidad de secciones de corales devónicos del género *Saouraepora*.



Fig. 3.2.34. Bóveda de la antigua capilla de Buiza. Para su construcción se ha utilizado piedra de toba calcárea o travertino por su gran porosidad y poco peso.

Túnel de La Perruca

En las proximidades de Busdongo se encuentra el túnel de La Perruca. Su entrada ha sido realizada con caliza roja nodulosa de la Formación Alba, posiblemente extraída de una pequeña cantera situada en Camplongo, en las proximidades de la vía del tren.



Fig. 3.2.35. Aspecto rosado de la entrada al túnel de La Perruca.



Fig. 3.2.36. Antigua cantera de caliza griotte en las proximidades de Camplongo.

De ella procede, muy probablemente, la piedra con la que se construyó el túnel.

Capilla de La Pola de Gordón

La capilla de Jesús, María y José, también llamada de San Antonio, en La Pola de Gordón, está realizada con caliza *griotte* de la Formación Alba. Esta roca proviene, probablemente, de la cantera de Las Baleas o de la de Los Llanos. Esta capilla data de 1758 pero es posible que dos de los tres sillares que forman parte del arco central fueran reutilizados, aprovechando para ello piedras de un edificio más antiguo.



Fig. 3.2.37. Fachada de la capilla de La Pola de Gordón. Destacan los colores grises y rosados de la caliza *griotte* de la Fm. Alba.



ALTO
BERNESGA

RESERVA DE BIOSFERA

capítulo 3

LOS RECURSOS GEOLÓGICOS DEL ALTO BERNESGA

3.3. Los suelos



El suelo es un cuerpo natural que recubre las rocas, procedente de la transformación de las mismas por la acción combinada de los agentes geológicos externos y los seres vivos a lo largo del tiempo. Así, el suelo constituye la interfase entre la atmósfera, la litosfera y la biosfera. Sobre él se desarrolla la vida de los ecosistemas terrestres. También para los humanos el suelo resulta esencial, pues actividades antrópicas básicas como la agricultura, ganadería, recursos forestales, etc., dependen de la existencia y calidad de este recurso natural no renovable.

La pendiente pronunciada y la dureza del clima del Alto Bernesga motivan que la pérdida o erosión del suelo sea un proceso natural activo en este territorio. Sin embargo, ciertas actividades humanas han desencadenado o acelerado la pérdida de suelo en algunas zonas, aunque estas suelen presentar una extensión reducida. Es el caso del entorno de las peñas conocidas como El Castillo, en Geras de Gordón (foto izquierda).

La presencia de estas pequeñas áreas fuertemente erosionadas es muy común en toda la Montaña de León. No obstante, en la actualidad, el abandono de las actividades tradicionales provoca que en algunas zonas degradadas el proceso se haya detenido y que en ellas se registre una lenta recuperación de los horizontes edáficos. Un ejemplo de ello se encuentra en El Fantanón, cerca de Cubillas de Arbas (foto derecha).

En este Apartado se detallan ejemplos tanto del progreso de la erosión como de la recuperación natural de las áreas erosionadas y su relación con los cambios de uso del suelo.



Lugares principales:

La pérdida del suelo:

Zona erosionada de la Peña del Castillo

El área de interés se localiza a la derecha de la confluencia del arroyo de Meleros con el río Casares, en la ladera norte de las peñas de El Castillo, cerca de Geras de Gordón.

La recuperación natural por cambio de usos del suelo:

El Fantanón

Este lugar se localiza 2 km al suroeste de Cubillas de Arbas, al pie de Peña Negra. El mejor punto de observación del área se sitúa al lado de la entrada al túnel de Alceo, en la carretera comarcal CV-103-3.

Otros lugares de interés:

- Erosión por sobrepastoreo al norte de Rodiezmo
- Erosión de los sedimentos glaciares al norte de Casares de Arbas
- Terrazas en la zona de Folledo
- Terrazas abandonadas, próximas al embalse de Casares

La pérdida del suelo: Zona erosionada de la Peña del Castillo

En general, las zonas erosionadas en la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga corresponden a pequeños afloramientos de lutitas localizados en las proximidades de los pueblos, donde el pisoteo de los animales es continuo por las salidas y entradas de las cabañas ganaderas. La falda septentrional de la Peña del Castillo, ubicada al sur de Geras, es un lugar adecuado para la observación de los procesos erosivos y sus consecuencias. En esta zona existe un afloramiento, de unos 200 m de espesor, de las lutitas de la Formación Valporquero (Grupo La Vid) que



Fig. 3.3.1. Zona erosionada desprovista de suelo en las lutitas de la Fm. Valporquero.

En ella se han originado surcos de erosión, como muestra la imagen.

aparecen verticalizadas y situadas entre dos bandas de **calizas** de la Formación Santa Lucía.

La Formación Valporquero es de edad devónica, y está formada por lutitas pardo-verdosas que presentan una estructura microlaminada y un alto índice de alterabilidad. Por ello, constituyen un sustrato fácilmente erosionable. En el afloramiento de la peña de El Castillo existe una superficie de aproximadamente una hectárea totalmente desprovista de horizontes edáficos y con unas hendiduras en las lutitas, denominadas surcos, que son producto de la erosión. El área carente de suelo está rodeada de otras con el mismo sustrato litológico pero que sí presentan tanto **cobertura edáfica** como vegetación.

La destrucción del suelo comienza habitualmente por la eliminación de la cubierta vegetal que lo protege. Las causas más comunes del deterioro de la vegetación suelen ser la tala del bosque original (en este caso, un hayedo) y los incendios reiterados en busca de pastos para el ganado. Pero la acción más

destructiva es el sobrepastoreo posterior que sufren estas zonas taladas y quemadas, que conlleva un fuerte pisoteo del suelo por parte del ganado. Se produce entonces la degradación física de la estructura del suelo, es decir, las partículas que lo forman pierden su cohesión. Paralelamente, el pisoteo produce la compactación del suelo e impide la infiltración del agua de lluvia, que pasa a circular en superficie (lo que se denomina **escorrentía laminar** o **arroyada**) arrastrando las partículas sueltas. La **escorrentía laminar** elimina los horizontes edáficos y, posteriormente, la **escorrentía turbulenta** y encauzada excava a favor de pendiente estos grandes surcos en las lutitas desprovistas de protección. En la zona descrita, los surcos alcanzan dimensiones de hasta cinco metros de anchura y un metro de profundidad.



Fig. 3.3.2. Detalle de los surcos de erosión en las lutitas devónicas.

El carácter deleznable de estos materiales facilita la progresión de la erosión.



Fig. 3.3.3. En este talud se aprecia la posición vertical de estratos de lutitas.

Esta disposición de los planos de estratificación, coincidente con la dirección del flujo de escorrentía turbulenta, motiva que la evolución de los surcos sea mucho más rápida.

La recuperación natural por cambio de usos del suelo: El Fantanón

La ladera al pie de las calizas de Peña Negra, denominada El Fantanón, posee una peculiar forma troncocónica desarrollada sobre materiales carboníferos (lutitas y alguna arenisca) de la Formación San Emiliano. Estas rocas muestran una gran erosionabilidad debido a su fácil meteorización y alteración, y a las fuertes pendientes que presentan.

La deforestación, los incendios y, sobre todo, el sobrepastoreo a lo largo de varios siglos han provocado una intensa erosión de los horizontes del suelo y la consecuente formación de grandes surcos excavados en las lutitas (como se ha explicado en la primera parte de este Apartado). Actualmente dicho proceso de erosión se encuentra inactivo, lo cual se hace patente en la regeneración de la cubierta vegetal y en el desarrollo incipiente de horizontes edáficos relacionados con ella.



Fig. 3.3.4. El Fantanón, 1957.

En esta fotografía aérea del año 1957 se aprecian los profundos surcos de erosión que fragmentaban la base de la ladera de Peña Negra, en el área conocida como El Fantanón, cerca de Cubillas de Arbas.

La paralización de la erosión se debe a los cambios de uso del suelo. Hasta la década de 1960 la agricultura y la ganadería tenían un peso fundamental en la economía, subsistencia y forma de vida de la comarca. Las actividades agroganaderas determinaron la configuración espacial del territorio: las zonas más bajas y húmedas de los fondos de valle se dedicaban a prados de siega, mientras que en las laderas se construían terrazas o bancales para la producción de cultivos de secano (patatas, centeno, legumbres, lino, etc.). Por último, las zonas más altas se destinaban al pastoreo de la cabaña ganadera.

El cese de la actividad agrícola conlleva cambios en la distribución de estos usos en el territorio. Muchas de las zonas altas sobrepastoreadas y que acusaban el avance de la erosión se recuperan en la actualidad de manera natural tras el cese de la explotación.



Fig. 3.3.5. El Fantanón, 2010.

Esta ortofoto ilustra la situación actual (2010) de los surcos divergentes de El Fantanón, que se encuentran en fase de paralización y casi totalmente recubiertos de suelo y vegetación.



Fig. 3.3.6. Detalle de los surcos en la ladera de El Fantanón.

En esta zona se ha detenido la erosión y se ha desarrollado una buena cubierta de vegetación, iniciándose el desarrollo de los horizontes edáficos.

Estas localidades tienen interés didáctico por su validez como modelo para explicar los procesos erosivos y en particular, una de sus consecuencias principales: los surcos de erosión. Su análisis evidencia la necesidad de paliar estos procesos y de tenerlos en cuenta a la hora de planificar los usos de un territorio. La observación de la zona recuperada complementa la visita del área erosionada mostrando cómo la erosión remite de manera natural tras el cese de la actividad que la desencadenaba. La comparación de ambos tipos de procesos resalta las consecuencias de las acciones humanas sobre su entorno y cómo la gestión de los usos del territorio resulta esencial para el control de las posibles degradaciones ambientales.



Otros lugares de interés

Erosión por sobrepastoreo al norte de Rodiezmo

La zona de Solozarros se encuentra en la cabecera del arroyo de Ventosilla, al norte de Rodiezmo. En ella también pueden observarse los efectos del sobrepastoreo.

Una de las primeras consecuencias del pisoteo del ganado es la formación de las denominadas terracillas, que se originan por pequeños deslizamientos en masa del suelo que ocurren en las zonas por donde pasan continuamente los animales. Como resultado, la ladera adquiere un aspecto aterrazado. Si la agresión persiste, las terracillas evolucionan hasta la eliminación total de la cubierta edáfica.



Fig. 3.3.7. Terracillas.

En toda la ladera se observan las terracillas generadas por pisoteo del ganado, mientras que más abajo el suelo ha desaparecido por completo.



Fig. 3.3.8. En esta imagen se observa como La formación de terracillas por pisoteo del ganado ha dejado al descubierto las lutitas carboníferas de la Fm. San Emiliano.



Fig. 3.3.9. Morrena de Casares de Arbas.

Erosión de los sedimentos glaciares al norte de Casares de Arbas

Las morrenas, igual que el resto de sedimentos de origen glaciar, son materiales no consolidados, por lo que constituyen un sustrato fácilmente erosionable. En la morrena lateral de Casares de Arbas se observa la intensa red de terracillas de pisoteo del ganado; así como un deslizamiento del terreno o argayo desde la cresta de la morrena hasta el fondo del arroyo.

Terrazas en la zona de Folledo

Tradicionalmente, las laderas escarpadas de las zonas de montaña se han aterrazado para permitir y facilitar las labores agrícolas. Además, la construcción de bancales constituye una práctica de conservación y protección de la cubierta edáfica, que disminuye la pendiente de la ladera y favorece la infiltración del agua en el suelo. Todo ello mitiga la erosión y propicia el desarrollo en profundidad del perfil edáfico.



Fig. 3.3.10. Estas terrazas o bancales en El Castro (proximidades de Folledo) se mantienen todavía como prados de siega.

En el entorno de la localidad de Folledo pueden observarse varias zonas de terrazas, algunas todavía en uso en la actualidad y otras abandonadas hace años. Al comparar ambos medios se evidencian los beneficios de la actividad tradicional: la cubierta edáfica es más profunda y menos vulnerable a la erosión en la zona aterrazada.

Terrazas abandonadas, próximas al embalse de Casares

En la ladera del río Casares, aguas abajo del embalse y cerca de Peña Águila, podemos ver los restos de terrazas o bancales dedicados a antiguos cultivos. Su abandono ha hecho que actualmente estén invadidos por piornos y escobas.



Fig. 3.3.12. Imagen de las terrazas en la margen del río Casares.



Fig. 3.3.11. Terrazas construídas sobre las Dolomías de Felmín y las Calizas de la Pedrosa (ambas del Grupo La Vid).

Sus dimensiones reducidas y la fuerte pendiente del área originan que tras su abandono la morfología aterrazada se haya desdibujado rápidamente.

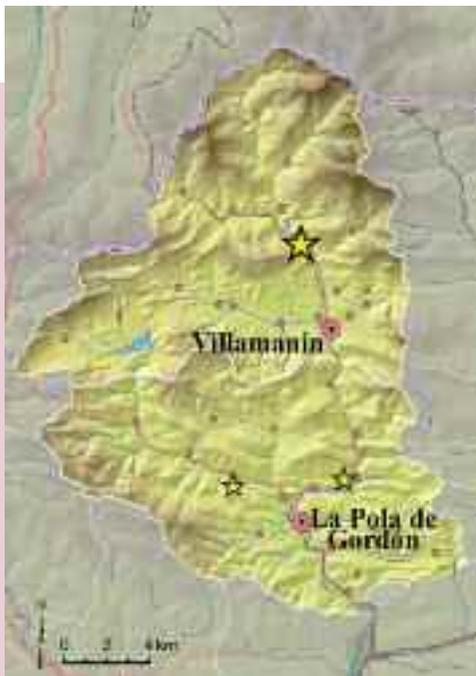


■
capítulo 3
LOS RECURSOS GEOLÓGICOS DEL ALTO BERNESGA
3.4. Las aguas



A diferencia de otros elementos del Patrimonio Geológico, las aguas minerales y termales han sido apreciadas y protegidas por las personas a lo largo de la Historia. Este interés va ligado al aprovechamiento tradicional que se ha realizado de las mismas. Son numerosas las ruinas, indicios, referencias históricas y alusiones literarias a las termas griegas, a las caldas romanas o a los baños árabes. Todas estas evidencias muestran que, desde antiguo, diferentes culturas han disfrutado de las cualidades balsámicas y relajantes de los baños y han reconocido sus propiedades curativas. En particular, la inmersión en las fuentes naturales se ha asociado con mejoras en las dolencias de la piel, los huesos y el aparato urinario.

Por otra parte, el carácter renovable de este recurso natural permite compaginar su aprovechamiento cuidadoso con su conservación. Gracias a ello, la tradición de frecuentar las caldas para el baño o las fuentes naturales para la recogida de agua se ha transmitido de generación en generación. En la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga existen varias fuentes de agua mineral, pero de todo el conjunto cabe destacar tres: la Fuente del Fraile en Cabornera, el manantial de Santa Lucía de Gordón y la Calda de Don Roque en Villanueva de la Tercia. Todas ellas han sido descubiertas y valoradas por la sabiduría popular y, con posterioridad, los análisis químicos han corroborado su contenido en minerales con diferentes propiedades.



Lugar principal: fuente de Don Roque

Esta fuente se ubica medio kilómetro al norte de Villanueva de la Tercia, a la derecha de la carretera N-630 (unos metros antes de la entrada al túnel). Se identifica fácilmente porque aún perdura, aunque abandonado, el antiguo balneario privado erigido para la explotación de la terma, al que se accede por un escondido desvío.

Otros lugares de interés:

- Fuente ferruginosa del Fraile en Cabornera
- Manantial ferruginoso en Santa Lucía de Gordón

La fuente de Don Roque

La casa de baños en la fuente de Don Roque (anteriormente conocida como la fuente de Ana María) se abrió en el año 1848. Durante la segunda mitad del siglo XIX y la primera del XX, la balneoterapia atravesó un momento de auge importante, que supuso la construcción de numerosos balnearios en torno a las fuentes termales. Como comenta ÁLVAREZ OBLANCA (1985) "... en este período temporal la fama de las aguas termales rebasa los límites de lo estrictamente terapéutico y deriva hacia matices sociológicos definitorios de la época... entonces el tomar aguas era el más inofensivo de los ejercicios de salud y el balneario se convirtió en el lugar exótico donde la burguesía podía matar su ocio y el pueblo llano recuperar sus fuerzas con un merecido reposo...".

En la provincia de León, los baños de las caldas de Nocedo de Curueño, San Adrián, Valdecastillo y Llánaves de la Reina, entre otros, también proceden de este momento de bonanza. En cuanto al balneario de Don Roque, se cuenta que fue creado por el médico de la zona, al ver que su caballo se curaba de un asma persistente tras beber varias veces el agua de la calda. La leyenda cambia de matices de unas bocas a otras, pues en otra versión el animal sufre reuma y no una afección respiratoria. Pero sí existe un hecho constatable: el cirujano de la comarca en aquel momento era Roque Acevedo.

La fuente de Don Roque es un manantial de agua termal que surge de las calizas de la Formación Valdeteja. Aunque no existe ningún estudio específico sobre la procedencia de esta agua, la hipótesis más probable es que se trata de un acuífero fisural de un sistema kárstico: el agua de las precipitaciones se infiltra a través de la roca caliza, recorre el karst y mana en un punto donde este está comunicado con el exterior.

Como es lógico, la estrecha relación que mantiene el agua de la surgencia de Don Roque con la roca caliza se refleja en su composición química. En los análisis realizados por SIEMCALSA (2007), los iones más abundantes en el agua de la fuente son



Fig. 3.4.1. Vista general del edificio ocupado por el antiguo balneario de Don Roque.



Fig. 3.4.2. Detalle de la fuente termal en la zona posterior de la casa de baños de la fuente de Don Roque.

Pueden apreciarse dos caños que vierten agua caliente, la cual entraba en los baños interiores de la casa.



Fig. 3.4.3. Fotografía del interior de una de las habitaciones del balneario.

La bañera aparece en primer término. Se aprecia el estado de abandono en que se encuentran estas instalaciones.



Fig. 3.4.4. Inscripción grabada en el dintel realizado, como el resto de la sillería de esta ventana, en caliza griotte.

En esta inscripción se puede leer que la casa de baños calientes de las fuentes termales de Don Roque Acevedo, cirujano, data de 1848.

el catión calcio y el anión bicarbonato. Ambos son los iones constitutivos de la calcita, mineral que compone la caliza y cuya fórmula es CaCO_3 (carbonato de calcio). El contenido elevado de estos elementos influye en los parámetros físico-químicos del fluido, que se caracteriza por sus altos valores de alcalinidad, pH y conductividad. Además, GÓMEZ Y COL. (1992) relacionan la elevada concentración de estos iones con una procedencia profunda del agua de esta fuente.

Por otra parte, el agua mana a una temperatura de $31\text{ }^\circ\text{C}$, lo que justifica su clasificación como termal. La temperatura elevada probablemente se debe a la existencia de una zona especialmente caliente en profundidad (lo que en Geología se denomina anomalía geotérmica) que actúa como foco de calor y hace subir la temperatura del agua.

Las características físico-químicas del agua le conceden propiedades contra el reuma, las enfermedades del riñón y vías urinarias, del aparato digestivo y del sistema nervioso.

En la actualidad, el interés por la balneoterapia está experimentando un aumento considerable. En España, muchas casas de baños se han restaurado y abierto al público en los últimos años, gozan de aceptación y cuentan con numerosos usuarios. De esta popularización es en parte responsable el conocimiento y difusión actual de las técnicas de medicina y terapias alternativas. Asimismo, la recogida y embotellamiento de aguas minerales se está incrementando en nuestro país. Por todo ello, es preciso tener en cuenta que las aguas minerales y termales pueden constituir un recurso económico para las comarcas. Como se comenta con anterioridad, su carácter renovable permite que una utilización razonable no suponga la degradación o agotamiento del recurso. Así, creemos que desde las entidades públicas debería realizarse un esfuerzo por mantener o recuperar la titularidad de las fuentes y plantearse el aprovechamiento de las mismas. Ello permitiría transformar este recurso natural en un bien económico para la zona. Además, se trata de elementos con una fórmula de explotación sencilla, que ha sido probada en numerosos lugares y resulta exitosa en la mayoría. Por último, la gestión pública garantiza que, independientemente de que el uso final sea el embotellamiento o el baño, los habitantes del área no pierdan por completo los derechos de utilización del agua y puedan disponer de una toma para la recogida de la misma.

Otros lugares de interés

Fuente ferruginosa del Fraile en Cabornera

(...) "hay una fuente mineral ferruginosa cuyo análisis se hizo en 1818 resultando tener mucha magnesia: es potable y concurren muchas personas á usar de sus aguas, habiendo producido en algunas muy saludables efectos".

MADOZ (1847)

El manantial se encuentra aproximadamente a 1,5 km de la localidad de Cabornera, aguas abajo del río Casares, en la margen derecha del mismo. Es conocido desde antiguo y los habitantes de la comarca han recogido y continúan confiando en las propiedades de su agua. Además del hierro, según la analítica realizada por SIEMCALSA (2007), el agua de Cabornera destaca por su contenido en manganeso. Por otra parte, el análisis de GÓMEZ Y COL. (1992) revela una concentración importante de cobre y magnesio.

Igual que la mayor parte de las fuentes de la Zona Cantábrica, este manantial se encuentra asociado al contacto entre las calizas y las lutitas. En este caso, se trata de las calizas de la Formación Santa Lucía y las lutitas de la Formación Huergas. La existencia de surgencias en estos puntos se debe a que el agua se infiltra por un sustrato permeable (las calizas) y cuando alcanza la roca impermeable (las lutitas), ante la imposibilidad de atravesarlo, se acumula y brota al exterior. En su tránsito por el interior, el agua puede enriquecerse en minerales. En la parte alta de la Formación Santa Lucía, en su contacto con Huergas, es frecuente que las calizas presenten costras ferruginosas con óxidos de manganeso (pirolusita). Es probable que el elevado contenido en hierro y manganeso del agua de Cabornera se deba a la presencia de dichas costras minerales en la zona de surgencia.



Fig. 3.4.5. La fuente del Fraile, en las proximidades de Cabornera, tal y como se puede visitar en la actualidad.

Manantial ferruginoso en Santa Lucía de Gordón

La surgencia mineral de Santa Lucía de Gordón se ubica en la carretera N-630, frente a dicha localidad. Esta fuente se encuentra sumida en un abandono total.

El manantial es similar al anterior tanto en su posible génesis como en el sustrato litológico del que brota. Algunas de sus propiedades también se asemejan a las del manantial de Cabornera: se trata de un agua de mineralización muy débil que mana a unos 7 °C y presenta un contenido en hierro elevado. GÓMEZ Y COL. (1992) la califican de indicada para el aparato digestivo, el riñón y las vías urinarias, el aparato locomotor y el aparato respiratorio. Además, la tradición popular le otorgaba la cualidad de despertar las ganas de comer a los niños enfermos o inapetentes.



Fig. 3.4.6. Como muestra la fotografía, la fuente de Santa Lucía de Gordón presenta en la actualidad un estado deplorable.



El Patrimonio Geológico de la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga





Foto: Calizas de la Formación Santa Lucía, sobre las que se asienta el Faedo de Ciñera de Gordón

Autores de este Capítulo:

Inés Fuertes Gutiérrez

Esperanza Fernández Martínez

El Patrimonio Geológico

Desde hace ya un siglo, la sociedad ha mostrado preocupación por la conservación de los valores naturales de nuestro entorno. Este hecho se ha traducido en conceptos como el de Patrimonio Natural, en leyes para la protección de la Biodiversidad, en la realización de estudios de impacto ambiental y en la existencia de campañas de concienciación. Otro de los principales resultados de esta inquietud es la creación de una red de espacios destinados a ser conservados y apreciados por su valor natural. No obstante, todo este interés se ha enfocado prioritariamente a la parte biológica del Patrimonio Natural, que nos resulta, por proximidad, más comprensible y atractiva. Tan solo en las dos últimas décadas han surgido voces que alertan sobre la necesidad de preservar la parte sustentadora de la naturaleza biológica, es decir, el sustrato geológico o Gea. Surge así la idea de Patrimonio Geológico, considerado como el conjunto de recursos naturales geológicos cuyo valor científico, cultural y/o educativo obliga a su cuidado y protección.

En nuestro país, la conciencia que induce a cuidar la Gea se puso de manifiesto en la Ley 42/2007, de 13 de diciembre, de Patrimonio Natural y de la Biodiversidad. En ella se menciona expresamente la necesidad de inventariar y conservar el Patrimonio Geológico y la Geodiversidad del territorio español. La citada ley indica que el Patrimonio Geológico está formado por recursos de muy diverso tipo (rocas, fósiles, formas del terreno, estructuras geológicas, suelos, etc.) que comparten una característica: contienen información relevante para conocer el origen e historia tanto de la Tierra como de la vida que esta sustenta. Dado que la Gea constituye el soporte físico de las actividades humanas y la fuente de materias primas para la construcción de multitud de objetos cotidianos, no es realista pensar que todos los elementos geológicos deben permanecer inalterados. Por eso es preciso determinar cuales tienen un valor añadido y por tanto deben ser cuidados y destinados a un uso científico, docente o turístico.

Según esta definición, el Patrimonio Geológico constituye una riqueza exclusiva de cada comarca; un elemento único capaz de almacenar datos sobre su evolución a lo largo del tiempo geológico. Pero además, puede gestionarse y convertirse en una fuente de riqueza socioeconómica y cultural. En este sentido, es interesante señalar que, aunque está compuesto en su mayoría por recursos naturales no renovables, el Patrimonio Geológico permite un aprovechamiento sostenible y compatible con su conservación. Las actividades científicas, didácticas o turísticas bien planificadas no alteran ni disminuyen el valor del Patrimonio Geológico y pueden prolongarse en el tiempo tanto como se quiera. Es más, estos usos pueden constituir el aliciente necesario para que una zona reconozca este patrimonio como uno de sus tesoros y erija su conservación como estandarte de la comarca. Precisamente en esta idea se basa la red de territorios denominados Geoparques, auspiciada por la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO).

En este libro, hemos analizado la Geología de la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga desde un punto de vista patrimonial. Nuestra intención es ambiciosa: nos gustaría que los lectores sintieran interés por la Gea y reflexionaran sobre el hecho de que, aunque a una escala temporal humana el planeta parece estar dormido, en él acontecen multitud de procesos y ciclos que han tenido consecuencias tan trascendentales como el origen y evolución de la vida. Cuando las personas tomemos conciencia de este hecho, miraremos a la Tierra con otros ojos y nos sentiremos más ligados a ella. Y entonces, un capítulo como este no será necesario...



Hoces del Villar.

El paisaje del Alto Bernesga supone un aliciente que se suma a la importancia científica y al potencial turístico y didáctico de su Patrimonio Geológico.

Estado del Patrimonio Geológico de la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga

Aunque tengamos la sensación de que la Gea es inmutable y por tanto, difícilmente alterable, existen actuaciones que la afectan de manera directa o indirecta y en muchos casos, de forma irreversible. En la actualidad, el Patrimonio Geológico es una de las asignaturas pendientes de la conservación de la naturaleza, en la cual comienzan ya a darse los primeros pasos.

En este Capítulo comentamos el estado patrimonial en que se encuentra la Gea de la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga, tanto en lo que se refiere a sus aspectos positivos como a las amenazas que minan estos bienes.

Situación patrimonial de yacimientos paleontológicos y secciones estratigráficas

Las localidades descritas en el Capítulo 1 se caracterizan porque tienen un interés científico excepcional, que con frecuencia trasciende a nivel internacional. Son muchos los geólogos y paleontólogos de todo el mundo que han visitado y trabajado en la sección estratigráfica de La Vid (Apartado 1.3) o en los arrecifes devónicos del Alto Bernesga (Apartado 1.4). Como se comenta con anterioridad (Apartado 1.5), también los fósiles carboníferos de la Reserva de la Biosfera constituyen un referente básico para el estudio de los bosques de dicho periodo. A este valor se le suma un enorme interés didáctico, reforzado por las generaciones de estudiantes universitarios que han realizado y realizan campañas de campo en estas zonas.

La relevancia de estos sitios merece su reconocimiento y protección legal bajo la figura de Lugar de Interés Geológico. Por desgracia, lejos de esta situación, en la actualidad las localidades añaden al abandono administrativo la existencia de dos amenazas que debilitan su valor patrimonial: el expolio privado y la obra pública.

El Patrimonio Paleontológico resulta vulnerable porque contiene elementos susceptibles de expolio. De hecho, la recolección ilícita de fósiles por parte de particulares constituye un peligro cotidiano para las secciones de interés paleontológico. Un ejemplo de este problema se encuentra en El Millar (Apartado 1.4), un yacimiento antaño muy rico pero donde apenas quedan ya ejemplares fósiles raros o bien conservados. Uno de los principales valores de este sitio reside en la existencia de esqueletos preservados en el lugar de su muerte, por lo que la extracción indiscriminada de los fósiles está suponiendo una pérdida de información excepcional.

A su vez, el riesgo inherente a los lugares con contenido paleontológico susceptible de recolección motiva que el aprovechamiento del atractivo turístico y didáctico de los mismos requiera la elaboración de un plan de gestión patrimonial muy cuidadoso y que garantice ante todo la preservación del interés científico. Una excepción a este problema, que citamos por estar muy presente en el territorio del Alto Bernesga, son las escombreras de carbón. Los vegetales fósiles que encontramos en las mismas han sido ya desplazados de su lugar de origen y, por tanto, su valor científico se encuentra mermado. La recolección de fósiles en escombreras se considera una actividad de recuperación, pero debería estar acompañada de una metodología que permita la utilización del fósil con fines docentes o turísticos.

Por su parte, la problemática de los lugares de interés estratigráfico de este territorio tiene su origen en la dejadez de las instituciones, en este caso principalmente autonómicas. La citada Ley de Patrimonio Natural obliga a preservar las secciones de referencia para el estudio de las formaciones geológicas (estratotipos). La Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga



Daños por expolio.

La atracción que estos hermosos fósiles tienen para muchas personas ha sido la causa de su enorme deterioro. En la fotografía se aprecian los perjuicios realizados por un martillo al intentar arrancar un braquiópodo de su matriz rocosa. En este caso tan solo se ha conseguido dañar de forma irremediable el ejemplar. Es importante concienciarnos de que estos fósiles no son propiedad particular de nadie y recordar que, fuera de su lugar de fosilización, pierden todo el valor científico que en su día tuvieron.

cuenta con varios estratotipos: entre ellos se encuentran el del Grupo La Vid en La Vid de Gordón (Apartado 1.3), el de la Formación Santa Lucía en Santa Lucía de Gordón y el de la Formación Baleas en la cantera homónima (Apartado 3.2). Todos ellos deberían estar protegidos y en particular el primero de ellos, que ha sido catalogado en el inventario regional de Lugares de Interés Geológico como de interés internacional (FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ Y COL., 2009).

En general, la obra pública afecta especialmente a los lugares de interés paleontológico y estratigráfico y lo hace de forma tanto positiva como negativa. Por tratarse de sucesiones que

deben aflorar, su existencia se debe, en muchas ocasiones, a la construcción de taludes de carreteras o vías de ferrocarril. Pero también es un hecho que varios de los Lugares de Interés Geológico de este tipo situados en el Alto Bernesga han desaparecido como consecuencia de las obras del tren de alta velocidad. Por ello, es crucial tener presentes estos elementos a la hora de valorar los impactos de las actividades humanas sobre el medio.

Situación patrimonial de las grandes áreas de interés geológico: los lugares tectónicos y geomorfológicos

Los rasgos tectónicos señalados en esta obra son en general elementos geológicos de dimensiones considerables. De hecho, en la mayor parte de los ejemplos, la observación óptima de los mismos implica alejarse del rasgo hasta un mirador con

perspectiva. El amplio tamaño de estas localidades supone que sean capaces de absorber impactos puntuales leves, pero a su vez, la necesidad de examinarlos desde la lejanía hace necesaria la conservación de la calidad visual de la panorámica. En el caso del Alto Bernesga, la mayor parte de los accidentes tectónicos señalados (Apartado 1.6) presentan un estado de conservación bueno. Además, su observación conlleva el disfrute de una vista de pájaro espectacular, por lo que resultan ideales para actividades geoturísticas.

Los lugares con interés geomorfológico se caracterizan porque aúnan un alto valor científico, didáctico y turístico. Además, todos ellos tienen dos características comunes: son zonas de gran tamaño y muestran un paisaje excepcional. Pensemos, por ejemplo, en el precioso valle de Viadangos (Apartado 2.5) o en el imponente macizo de Amargones (Apartado 2.3).



Valle del Bernesga desde la Collada de Formigoso.

Observatorios como este suelen ser adecuados para visualizar los rasgos geológicos fundamentales del paisaje. Pero su utilización como miradores geológicos implica necesariamente la conservación de la calidad visual de la panorámica.

En primer lugar, las grandes dimensiones de estas áreas de interés geológico propician que el conjunto sea poco vulnerable ante impactos leves. No obstante, muchos de ellos contienen elementos especialmente sensibles (turberas, terracillas periglaciares, sedimentos glaciares no consolidados...) que sí pueden verse afectados e incluso desaparecer por amenazas menores. Es el caso de las turberas de la Collada Gistreo que han sido alteradas por plantaciones de pinos en sus alrededores o de las morrenas del valle de Viadangos, desmanteladas por completo por la actividad agrícola y la apertura de pistas.

En cuanto a la calidad paisajística de estos lugares, supone un valor añadido que aumenta el potencial turístico de los mismos. Por ello, en su gestión, además de la conservación de los elementos geológicos es fundamental evitar cualquier actividad con impacto visual. Paralelamente, un aspecto común en estas zonas está relacionado con la transformación natural de sus

paisajes por el abandono de los usos tradicionales acontecido en el mundo rural en las últimas décadas: la ausencia de pastoreo facilita el crecimiento del matorral, que en ocasiones oculta algunos de los rasgos geológicos de interés en estas localidades. Por ejemplo, en el karst del Pico Feliciano (Apartado 2.3) el progreso del piornal dificulta la observación de la morfología de las depresiones kársticas. Aunque esta evolución natural del medio no altera el valor geológico del rasgo, es interesante contar con ella a la hora de planificar los usos del territorio.

Por último, y como nota discordante, las grandes obras públicas que se están desarrollando en la Reserva de la Biosfera han generado impactos visuales y ecológicos tan desmesurados y desoladores como la cementación de la cabecera del arroyo de Buiza, con la consiguiente alteración de la circulación de las aguas subterráneas en la zona y la generación de importantes inestabilidades en los terrenos circundantes. Las mismas

Arroyo Alcedo.

La deplorable cementación del cauce de este arroyo ha provocado no solamente alteraciones biológicas sino también cambios en la circulación de las aguas subterráneas y la desestabilización de terrenos próximos.



obras públicas tienen como consecuencia directa la demanda de áridos procedentes de zonas próximas a las labores de construcción, hecho que se traduce en la apertura de canteras de grandes dimensiones que suponen un impacto visual de consecuencias irreversibles. Estos hechos, reiteradamente denunciados por los habitantes de la zona, afectan directamente al Patrimonio Geológico de la Reserva, y sus consecuencias se prolongan más allá del mismo.

Situación patrimonial de los yacimientos minerales

Por lo que respecta a los sitios con interés mineralógico, estos tuvieron valor económico en su momento, pero su importancia actual radica en la existencia de los minerales y de los procesos que los formaron. En el caso del Alto Bernesga la mayor parte de los yacimientos han sido explotados y, en la actualidad, el mineral se ha agotado y ya no puede observarse in



Drusa formada por cristales de blenda acaramelada.

Hoy en día aún pueden encontrarse algunos ejemplares como este en las escombreras, pudiendo ser utilizados con fines didácticos o turísticos.

situ. No obstante, tanto en las antiguas galerías como en las escombreras circundantes es posible encontrar ejemplares minerales de cierta trascendencia, que pueden ser útiles para fines turísticos y didácticos. Además, la explotación del mineral ha dejado bocaminas y edificios susceptibles de formar parte del Patrimonio Minero (que no geológico) de la zona. Sería recomendable evitar que estas construcciones se conviertan en ruinas y pierdan su potencial.

Por último es preciso reiterar que en esta guía no se incluyen datos sobre el conocido mineral Villamaninita ya que, a pesar de que su nombre alude a la localidad de Villamanín, las explotaciones donde se encuentra pertenecen al municipio de Cármenes, situado fuera de la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga.

El caso particular de las canteras

Las canteras no forman parte del Patrimonio Geológico ya que en ellas se ha priorizado el uso extractivo de un recurso geológico no renovable frente a una posible utilización sostenible y duradera del mismo. No obstante, en este trabajo se han incluido algunas explotaciones por su importancia etnográfica y cultural, ya que son origen de muchas de las edificaciones tradicionales y singulares de la región. Además, la utilización de estas piedras es la principal responsable de la integración de los pueblos en su entorno, aspecto que contribuye a la calidad paisajística del territorio.

En los trabajos de campo realizados nos ha llamado especialmente la atención la enorme diferencia entre las pequeñas canteras tradicionales de las que se obtenía la materia prima en épocas históricas (como son las distintas explotaciones descritas en el Apartado 3.2), y las grandes canteras industriales que funcionan en la actualidad (como la situada al lado de la localidad de Millaró). Independientemente de su importancia económica, estas canteras generan impactos visuales, contaminación acústica y atmosférica y variaciones en la circulación de aguas subterráneas. En la gestión del territorio, es preciso

sopesar estos impactos sobre la calidad paisajística y de la zona en general, así como las posibles afecciones a Lugares de Interés Geológico próximos.

No obstante y aunque esto no justifique su existencia, en ocasiones la apertura de canteras supone la aparición de nuevas secciones de rocas con interés científico o docente. Este podría ser el caso de la aludida cantera de Millaró, que ha per-

mitido el afloramiento de una interesante sucesión de formaciones; o de la cantera de Las Baleas (Apartado 3.2), en la que se describió el estratotipo de la formación homónima. Si el propio avance de las explotaciones no elimina estas secciones, podría exigirse a las empresas beneficiarias una restauración alternativa de estas canteras, que permita su utilización como aula de campo.



Impacto visual generado por la cantera de cuarcita de La Gotera.

Fotografía tomada desde el bonito pueblo de La Vid de Gordón.



Cantera de Millaró.

Parte de la sección puesta al descubierto por dicha cantera, en la cual se observan los rasgos característicos de varias formaciones típicas del Alto Bernesga. Con la adecuación precisa, esta zona degradada puede convertirse en un Lugar de Interés Geológico con interés didáctico.

Situación patrimonial del suelo

El estado de conservación del suelo de la Reserva de la Biosfera es, en general, muy bueno, si bien en el Apartado 3.3 se comentan algunos ejemplos en los que la ausencia de gestión ha provocado una importante pérdida del mismo. En este sentido, la presencia de algunas de las alteraciones edáficas mostradas debe conducirnos a reflexionar acerca de la necesidad de tener en cuenta uno de los elementos más delicados e importantes del mundo geológico.

Situación patrimonial de las fuentes minerales

Por último, se incluye un pequeño capítulo sobre fuentes termales y minerales (Apartado 3.4). A diferencia del resto de elementos descritos en este libro, el agua es un recurso renovable, que puede utilizarse sin agotarse y obteniendo con ello un beneficio económico directo. Lamentablemente, los mejores manantiales del Alto Bernesga se encuentran en total estado de abandono (por ejemplo, la otrora bien conocida y apreciada fuente de Santa Lucía, aparece hoy enterrada en cemento y

olvido, como puede apreciarse en la Figura 3.4.6. del Apartado 3.4). Como ya se comenta en dicho Apartado, desde un punto de vista tanto patrimonial como social y cultural la gestión pública de estos recursos debe ser considerada como un objetivo ineludible.

Una última reflexión

Como puede deducirse de todo lo dicho en este libro, la Gea que sustenta el territorio de la reserva geológica del Alto Bernesga presenta una enorme diversidad y una altísima calidad de conservación. Es cierto que el papel de corredor entre la Meseta y la Cornisa Cantábrica jugado por el valle del Bernesga ha supuesto, especialmente en los últimos años, la pérdida de algunos lugares de gran interés natural. Sin embargo, frente a

este hecho, se antepone la enorme labor en pro del Patrimonio Natural desarrollada por gran parte de la población local, por algunas administraciones locales y por las personas que han dedicado sus esfuerzos a desarrollar los objetivos de la Reserva de la Biosfera. Gracias a ese esfuerzo, el Patrimonio Natural y, en particular, el Patrimonio Geológico tienen un porvenir más optimista. La comprensión de la Gea, sus amenazas, su disfrute por la población local y su desarrollo como fuente de empleo verde deben encontrarse dentro de este futuro. Estos pasos son cruciales si se quiere conservar el delicado equilibrio entre el desarrollo de actividades humanas y la conservación del entorno natural que ha permitido que el Alto Bernesga sea elegido como Reserva de la Biosfera. En este valle, la Tierra ha cumplido su parte, regalándonos diversidad, belleza y riqueza. Ahora nos toca a nosotros mantener esta herencia.



ALTO
BERNESGA

RESERVA DE BIOSFERA

ANEXOS

Tengo que hacer una portadilla para llegar a las 240 páginas. Me tienen que salir múltiplo de 8

NECESITO UNA FOTO,
PARA PONERLA
EN GRISES o EN COLOR



Glosario

Acidófilo (vegetación acidófila): conjunto de especies vegetales que vive preferentemente sobre sustratos con pH ácido, pobres en bases.

Alteración supergénica: modificación de las propiedades físico-químicas de las rocas por acción de fluidos de origen meteórico.

Arcos morrénicos: morrenas de forma arqueada en planta, con convexidad aguas abajo, que se adaptan a la forma del frente de una lengua glaciar.

Arenisca: roca sedimentaria detrítica, formada por partículas de tamaño arena. Cuando una arenisca está formada por un alto porcentaje de granos de cuarzo se denomina **cuarcita**. Este nombre es equívoco porque se emplea también para denominar a las rocas metamórficas formadas por cuarzo. En el caso de las cuarcitas del Alto Bernesga, todas ellas son rocas sedimentarias.

Artesa: valle, habitualmente con perfil transversal en forma de U, con paredes verticales y una base amplia bastante llana formado por la acción erosiva de un glaciar.

Basófilo (vegetación basófila): conjunto de especies vegetales que vive preferentemente sobre sustratos con pH alcalino, ricos en bases.

Bentónico: se dice de los organismos que habitan el fondo de los ecosistemas acuáticos, con el cual guardan una estrecha relación.

Bivalvos: moluscos marinos o dulceacuícolas cuyo cuerpo está protegido por una concha formada por dos valvas bilateralmente simétricas. Surgen en el Cámbrico y llegan hasta la actualidad.

Bloques aradores: formas periglaciares; son fragmentos de roca que se mueven más rápidamente que el suelo adyacente provocando una acumulación de materiales por delante de ellos y un surco detrás.

Bloques erráticos: fragmentos de roca de tamaño grande transportados por el hielo de un glaciar y depositados a una distancia significativa del afloramiento del cual proceden.

Briozoos: grupo de animales invertebrados acuáticos, cuyo cuerpo blando posee una corona de tentáculos ciliados en torno a la boca. Aunque son de pequeño tamaño, sus colonias construyen grandes esqueletos de carbonato cálcico que pueden mostrar una amplia complejidad tanto en forma como en organización. Se conocen desde el Cámbrico hasta la actualidad.

Calcarenita: roca sedimentaria detrítica compuesta principalmente por granos calcáreos de tamaño arena y procedentes de esqueletos orgánicos.



Caliza: roca sedimentaria formada principalmente por carbonato cálcico. Su origen puede ser químico, por precipitación inorgánica del carbonato cálcico; o bioquímico, cuando los seres vivos juegan un papel en la precipitación de este mineral (por ejemplo, mediante la formación de esqueletos cuya acumulación genera la roca).

Cantos estriados: fragmentos de roca de diverso tamaño, que presentan marcas lineales y/o curvas en forma de arañazos, estrías, o pequeñas acanaladuras. Son producidas durante el transporte glaciar por la fricción con otros fragmentos de roca de mayor dureza.

Carbonización: proceso de fosilización que afecta principalmente a restos de organismos no mineralizados (como la quitina de los artrópodos o la lignina de los vegetales) acumulados en condiciones reductoras. Se trata de una descomposición parcial del resto orgánico, durante la cual experimenta una pérdida de elementos volátiles y la consiguiente acumulación de no volátiles, fundamentalmente carbono. El resultado es su transformación en una película rica en carbono y de tonalidades negras.

Circo glaciar: depresión rodeada por paredes escarpadas, generalmente con forma semicircular, en la que se acumula el hielo glaciar. Se aplica también a la forma del terreno resultante una vez que el hielo desaparece.

Cobertura edáfica: horizontes del suelo que tapizan las rocas.

Condiciones reductoras: (*ant.*: condiciones oxidantes) con escasez o ausencia de agentes oxidantes; en el caso de un hábitat acuático, fundamentalmente oxígeno.

Conodontos: microfósiles, con forma de dientes, compuestos por fosfato cálcico fibroso laminar, importantes para la datación. Son propios del Paleozoico y del Triásico.

Crioclastia: presión ejercida por el hielo en las grietas y poros de las rocas y que provoca su fracturación.

Cuarzoarenita: arenisca con más del 95 % de grano de cuarzo.

Deleznales: se denominan así los materiales que presentan poca resistencia a la meteorización, siendo fácilmente erosionables.

Diaclasa: fractura de rocas o de materiales sin desplazamiento relativo de las partes separadas. El proceso de formación de diaclasas se denomina **diaclasación**.

Discordantes (rocas, estratos): conjunto de estratos que presentan discontinuidad estratigráfica, es decir, que se depositaron en momentos y condiciones muy diferentes de aquellas en las que se generaron los estratos anteriores y/o posteriores. Son frecuentes las discordancias angulares, en las que los estratos



discordantes tienen distinta inclinación que los estratos que se sitúan bajo ellos.

Dolinas: estructuras en forma de embudo que se desarrollan en las superficies de los macizos calcáreos por procesos de karstificación.

Dolomía: roca sedimentaria formada, mayoritariamente o en su totalidad por el mineral dolomita (carbonato de calcio y magnesio). Aunque puede generarse por precipitación química, en la totalidad se origina por una modificación mineralógica de las calizas durante la diagénesis.

Dolomitización: proceso por el que una roca caliza recibe aportes de magnesio, transformándose en dolomía.

Epitermal (referido a yacimiento): yacimientos generados por fluidos hidrotermales de baja temperatura (100-200 °C) que circulan por la roca.

Equinodermos: invertebrados exclusivamente marinos de simetría pentámera. Su cuerpo está recubierto de placas formadas por calcita monocristalina. Se conocen desde el Cámbrico hasta la actualidad.

Erosión diferencial: la que es debida al desigual comportamiento, frente a los agentes erosivos, de rocas que presentan una resistencia variable, por lo que una parte de las mismas es eliminada (erosionada) más intensamente que otras.

Espeleogénesis: conjunto de procesos geomorfológicos, de erosión mecánica y disolución química, que se originan en las rocas calcáreas como consecuencia de la circulación del agua en profundidad y que origina las cavidades subterráneas.

Espeleotemas: todas las formaciones subterráneas, con independencia de su tamaño y génesis concreta, que se producen como consecuencia de la precipitación del carbonato de calcio que llevan en disolución (en forma de bicarbonato) las aguas subterráneas de los macizos calizos. La aparición de espeleotemas en las cuevas supone el proceso inverso al de disolución de la caliza y por ello se considera como un tipo de reconstrucción lito-química de las cavidades.

Estratotipo: conjunto de estratos aceptados por la comunidad científica como la sección de referencia para definir una formación o el límite entre dos de ellas.

Estromatolito: estructura finamente laminada compuesta por algas cianofíceas y sedimento. La morfología de los estromatolitos es variable, aunque frecuentemente presentan formas convexas o esféricas. Se forman en medios marinos cálidos y de escasa profundidad.

Evento: fenómeno geológico inusual y de corta duración que queda registrado en las rocas sedimentarias por variaciones en diversos rasgos de las mismas.



Evento de extinción: fenómeno inusual y de corta duración registrado en las rocas por la desaparición súbita de gran cantidad de organismos no relacionados entre sí.

Exuvia: restos de la coraza externa (cutícula) abandonada por los artrópodos durante el proceso de la muda.

Foraminíferos: protozoos cuyo cuerpo está protegido por una concha de naturaleza y estructura variada.

Formación: es la unidad básica en la que se agrupan las rocas sedimentarias para su estudio geológico. Cada formación comprende una sucesión de rocas con rasgos propios (tipo de rocas, estructuras sedimentarias, fósiles...), que reflejan caracteres genéticos concretos. Pueden tener espesores muy variados pero la norma indica que deben ser representables en un mapa geológico a escala 1:50000-1:25000. El nombre oficial de una formación tiene tres términos: 1) la palabra Formación, 2) el tipo de roca que las forma mayoritariamente y 3) el nombre de la localidad donde se ha descrito originariamente; por ejemplo: Formación Calizas de Santa Lucía, pero suele abreviarse a Formación (Fm.) Santa Lucía. Varias formaciones pueden agruparse en un **Grupo** (Grupo La Vid) y en algunos casos partes concretas de una formación se individualizan como **Miembro** (Miembro Lavandera de la Formación Alba).

Glaciación: periodo en el que los glaciares avanzan cubriendo una parte significativa del planeta.

Glaciar: masa de hielo formada por acumulación y compactación de nieve por encima del nivel de las nieves perpetuas que, debido a su plasticidad, se desplaza lentamente por gravedad.

Golpes de gubia: son las marcas que deja el agua al circular en las paredes rocosas de un conducto subterráneo. Su origen está en la cavitación del flujo del agua al chocar contra la superficie rocosa y arrastrar fragmentos de roca, lo cual provoca turbulencias. Como consecuencia de ellas, el desgaste de la roca no es uniforme y adquiere un aspecto rugoso parecido al de una madera tallada con una gubia. Las marcas indican la dirección del flujo de agua que las formó (la parte más profunda del golpe de gubia señala de dónde viene el agua).

Gondwana: gran continente derivado de la fragmentación de un supercontinente aún mayor a inicios del Paleozoico. Durante esta era, Gondwana sufrió un desplazamiento desde zonas polares meridionales a regiones ecuatoriales. Los materiales que hoy forman el sustrato geológico de la Cordillera Cantábrica se originaron por depósito de sedimentos en algún lugar de la costa septentrional de este continente.

Goniatítidos: grupo de moluscos ammonoideos, caracterizados por el desarrollo de una concha globosa con suturas sencillas y angulosas. Se conocen desde el Devónico hasta el Pérmico.

Hidrotermal: que está en relación con la circulación de aguas calientes ligadas a la cristalización de un magma y a las surgencias que eventualmente pueden derivarse de ellas.



Hoces: valles estrechos y profundos de paredes verticales formados por la acción de un río, generalmente al atravesar terrenos calizos.

Hombreira glaciar: ruptura de pendiente dentro de las laderas de las artesas glaciares que indica el espesor que alcanzó el hielo.

Hum: relieve residual calcáreo que se eleva por encima de un poljé o de una uvala.

Ichnofósil: tipo de fósil generado por un organismo al desarrollar algún tipo de actividad vital durante la cual altera un sustrato (buscar alimento, construir refugio, andar, defenderse, defecar, regurgitar, etc.)

Inclusión: cualquier elemento contenido en el seno de una roca, siendo diferentes los orígenes de ambos.

Karst: modelado que se desarrolla sobre calizas, dolomías o yesos. Se caracteriza por la presencia de dolinas, cuevas o un importante drenaje subterráneo. Su adjetivo es **kárstico**.

Karstificación: proceso químico de disolución de las rocas calizas en presencia de agua y CO₂.

Lagunas yuxtaglaciares: lagunas formadas por la obturación de un valle lateral por un glaciar o por sus morrenas laterales.

Lapiaz: superficie de disolución superficial en forma de surcos y aristas en las calizas expuestas al aire.

Lutita: roca sedimentaria detrítica formada principalmente por partículas de tamaño limo y arcilla.

Magma: sustancia fluida que se encuentra en el interior de la Tierra y que se caracteriza por su alta temperatura. Está compuesta por una mezcla de rocas fundidas y gases. Puede alcanzar la superficie a través de las dorsales oceánicas o de grietas en la corteza terrestre, dando origen a volcanes.

Marga: roca sedimentaria de composición intermedia entre la lutita y la caliza, en la que las proporciones respectivas pueden oscilar entre el 35 % y el 65 %. Suele ser de color gris claro.

Mena: mineral del que se puede extraer un elemento, generalmente un metal, para su aprovechamiento industrial.

Metamorfismo: transformación de una roca en estado sólido, cuando es sometida a variaciones de presión, temperatura y/o fluidos químicamente activos, bajo condiciones diferentes a las de su génesis. Las rocas generadas por estos procesos se denominan metamórficas.

Microlapiaces: pequeños surcos y crestas, o alvéolos y resaltes, de escala milimétrica generados por la disolución superficial de las calizas.



Modelado glaciar: conjunto de formas del relieve producidas por la acción de los glaciares.

Molde: tipo de fósil que implica la reproducción de parte de un organismo en la roca matriz. Los moldes suelen aparecer como marcas en forma de relieves positivos o negativos en la roca, ya que para producir el molde el resto orgánico original debe ser disuelto. Los moldes pueden ser "externos" si reproducen alguna superficie externa del organismo, o "internos" si reproducen una superficie interna o una cavidad corporal.

Nectónico: se dice de los organismos que viven fundamentalmente en la columna de agua de los ecosistemas acuáticos y que tienen la capacidad de desplazarse de forma activa por ella.

Nódulos: cuerpos de sustancias químicas que crecen por precipitación de cristales, en el seno de sedimentos y rocas de otro origen. Pueden ser de tamaños y formas diversas, predominando los cuerpos redondeados.

Ostrácodos: pequeños artrópodos crustáceos, acuícolas, cuyo cuerpo está cubierto por un caparazón bivalvo que puede estar calcificado. Se conocen desde el Cámbrico hasta la actualidad.

Pannotia: supercontinente formado a finales del Precámbrico. A principios del periodo Cámbrico, 60 m.a. después de su formación, Pannotia comenzó a escindirse dando lugar a varios continentes menores, entre los cuales destacan Laurentia, Báltica, Siberia y Gondwana.

Pequeña edad de hielo: período frío comprendido entre el siglo XIV y el XIX.

Periglacial: procesos, formas o regiones relacionados con la acción del hielo no glaciar.

Permafrost: sustrato (suelo o roca) que permanece a 0° o por debajo de 0 °C durante al menos dos años consecutivos.

Pirita: mineral del grupo de los sulfuros compuesto por hierro y azufre (FeS₂). Cristaliza en el sistema cúbico y presenta color dorado y brillo metálico.

Piritización: proceso de fosilización típico de ambientes con condiciones reductoras en el que se produce una precipitación de pirita en la superficie del organismo, resultando un fósil de tonos dorados.

Pizarra: nombre que reciben aquellas rocas caracterizadas por su pizarrosidad, es decir, por su facilidad para separarse en lajas delgadas, en ocasiones muy frágiles. Las pizarras pueden ser lutitas (rocas sedimentarias detríticas de grano fino) o pizarras metamórficas (lutitas expuestas a altas presiones y/o temperaturas que han sido transformadas en rocas metamórficas, en este caso se trata de rocas muy resistentes). Las pizarras del Alto Bernesga son rocas sedimentarias de tipo lutita que presentan pizarrosidad.



Planctónico: se dice de los organismos que viven en la columna de agua de los ecosistemas acuáticos, presentando una capacidad nula o limitada para desplazarse de forma activa. Por tanto, sus desplazamientos son pasivos y están supeditados a las corrientes marinas, al oleaje o a cualquier otro tipo de movimiento de la masa de agua.

Población: conjunto de individuos de una especie que viven en un área concreta.

Poljé: depresión cerrada de origen kárstico, con fondo plano aluvial, bordes escarpados y drenaje subterráneo.

Ponor: sumidero por el cual las aguas de escorrentía se introducen en el subsuelo y pasan a discurrir de forma subterránea. Característico de zonas kársticas.

Procesos tectónicos: conjunto de fenómenos generados por el movimiento de las placas tectónicas.

Roca aborregada: colina asimétrica formada por la acción de un glaciar, con un flanco de pendiente suave, con frecuencia pulido y estriado que mira valle arriba, y otro irregular y fragmentado que a veces aparece escarpado.

Sala: parte de la cavidad que se caracteriza por sus mayores dimensiones y que se ubica allí donde convergen dos o más conductos o galerías subterráneas, lo que ha incrementado la disolución/erosión del macizo calcáreo en el punto de intersección.

Sección (sección estratigráfica): afloramiento en el que las rocas aparecen expuestas y ordenadas según su edad.

Silicificación: proceso geoquímico por el que tiene lugar un aporte de sílice (cuarzo).

Sucesión: conjunto de formaciones ordenadas cronológicamente.

Termoclastia: rotura de la de la roca producida por cambios bruscos de temperatura.

Terra rossa: tipo de suelo constituido por una acumulación de arcillas de color rojo, que son el producto insoluble resultante de la disolución de las calizas.

Transfluencia: desbordamiento hacia un valle contiguo de una lengua glaciar o de hielo derivado de la misma.

Umbrales: relieves topográficamente destacados producidos por la presencia de zonas de mayor resistencia a la acción glaciar, y que contrastan con las cubetas próximas, que son zonas topográficamente deprimidas.

UMG (Último Máximo Glaciar): período más frío alcanzado durante la glaciación pleistocena, acontecido hace unos 35000 años en el noroeste de España.

Uvalas: depresiones cerradas de gran tamaño, de paredes abruptas, con fondo y perímetro irregulares, formadas por la conjugación de dolinas en las zonas kársticas.



Escala de tiempo geológico

Al igual que ocurre con el tiempo de vida humana, expresado en siglos, décadas, años, meses, días, horas... el tiempo geológico ha sido dividido en varias categorías que nos sirven para ubicar los diferentes acontecimientos que han tenido lugar a lo largo de la historia de la Tierra. Así, los aproximadamente 4600 m.a. de nuestro planeta han sido organizados en varios eones, eras, periodos, épocas y edades. Sus límites y nombres se van estableciendo a medida que la investigación avanza y obtiene dataciones de los diferentes sucesos acontecidos en nuestro mundo durante su existencia. Una actualización de este trabajo, con fecha de 2009, puede conseguirse en: <http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2009.pdf>

Por lo que se refiere a este libro en concreto, la mayor parte de las rocas que forman el sustrato del territorio de la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga, fueron generadas desde el Período Cámbrico hasta el Carbonífero, pertenecientes a la Era Paleozoica, dentro del Eón Fanerozoico; es decir, que tienen una edad aproximada de entre 540 y 300 m.a. La ubicación, divisiones y edades en millones de años de estas unidades temporales se han resumido en la tabla que aparece en este anexo.

También en este territorio existen sedimentos y rocas más modernas, formadas por glaciares y ríos durante las épocas denominadas Pleistoceno y Holoceno (en la cual nos encontramos), correspondientes al Periodo Cuaternario, de la Era Cenozoica, en el Eón Fanerozoico (aproximadamente desde hace unos 2,6 m.a. hasta la actualidad).



Tablas de tiempo geológico

Era	Periodo	Edad m.a.
Cenozoico	Cuaternario	2.0
	Neógeno	
	Paleógeno	
Mesozoico	Cretácico	65.5
	Jurásico	
	Triásico	
	Pérmico	
Paleozoico	Pérmico	251
	Carbonífero	
	Davónico	
	Silúrico	
	Ordovícico	
	Cámbrico	

Eón	Era	Periodo	Época	Edad m.a.
F A N E R O Z O I C O	P A L E O Z O I C O	PÉRMICO	Lopingiense	251
			Guadalupiense	251
			Cisuraliense	
		CARBONIFERO	Fenolviense	
			Misisípico	259
		DEVÓNICO	Superior	
			Medio	
			Inferior	
		SILÚRICO	Fridoli	416
			Ludlow	
			Wenlock	
			Llandovery	
			443	
		ORDOVÍCICO	Superior	443
			Medio	
			Inferior	
		CÁMBRICO	Furongiano	488
			Serie 3	
			Serie 2	
			Tarrenauiolana	

Subperíodo	Época	Edad m.a.
CARBONIFERO (PENNSYLVANICO)	Estefaniense	306
	Westfaliense	
	Namuriano (mediosuperior)	
CARBONIFERO (MISSISSIPICO)	Namuriano inferior	329
	Viseense	
	Tournaiense	



Listado de puntos

Código	Lugares de interés	Coordenadas aproximadas
Capítulo 1. Historia Geologica del Alto Bernesga		
1.1	Mares del Ordovícico: valle del río Viadangos	42° 57' 46'' / 5° 45' 44''
1.1.a	Cueto Negro	42° 58' 4'' / 5° 47' 24''
1.1.b	Túnel de El Tueiro	42° 55' 10'' / 5° 38' 57''
1.2	Los mares del Silúrico: desfiladero de El Tueiro	42° 55' 5'' / 5° 38' 59''
1.2.a	Afloramiento de la Fm. Formigoso al sur de Villamanín	42° 55' 29'' / 5° 38' 13''
1.2.b	Afloramiento de la Fm. Formigoso en la cabecera del arroyo Casares	42° 57' 13'' / 5° 47' 39''
1.2.c	Afloramientos de la Fm. San Pedro en Millaró de La Tercia	42° 58' 50'' / 5° 38' 45''
1.3	Crisis en los mares devónicos: sección de La Vid de Gordón	42° 53' 43'' / 5° 37' 33''
1.4	Vida y muerte en un arrecife devónico: barrio de El Millar en La Pola de Gordón	42° 50' 48'' / 5° 39' 51''
1.4.a	Sección del arroyo de El Puerto en Santa Lucía de Gordón	42° 52' 19'' / 5° 37' 50''
1.4.b	Sección de Vega de Gordón	42° 52' 16'' / 5° 38' 23''
1.4.c	Beberino	42° 52' 3'' / 5° 40' 53''
1.5	Bosques del Carbonífero: cantera de carbón en Santa Lucía de Gordón	42° 52' 8'' / 5° 35' 48''
1.6	Las cicatrices del planeta	
1.6.a	Cantera de Millaró	42° 58' 38'' / 5° 38' 54''
1.6.b	Cantera de Las Baleas	42° 51' 46'' / 5° 40' 16''
1.6.c	Arroyo de Casares	42° 57' 6'' / 5° 46' 57''
1.6.d	Arroyo de Ventosilla	42° 57' 29'' / 5° 40' 46''
1.6.e	Sección próxima a La Vid de Gordón	42° 53' 30'' / 5° 37' 26''
1.6.f	Valle de La Tercia	42° 55' 45'' / 5° 45' 28''
1.6.g	Villamanín	42° 56' 6'' / 5° 39' 19''
1.6.h	Valle del Bernesga entre Huergas de Gordón y La Pola de Gordón	42° 49' 38'' / 5° 40' 56''
1.6.i	Bajada del Puerto de Aralla	42° 53' 55'' / 5° 45' 44''
1.6.j	Peña Rabera	42° 53' 28'' / 5° 39' 34''



Código	Lugares de interés	Coordenadas aproximadas
Capítulo 2. La construcción del relieve del AB		
2.1	Meteoros y rocas: las Forcadas de San Antón en Buiza	42° 54' 24" / 5° 42' 1"
2.1.a	Alteración esferoidal de las grauvacas en el Valle del Coito	42° 57' 13" / 5° 43' 25"
2.1.b	Disolución de las calizas en el Valle del Coito	42° 57' 8" / 5° 43' 22"
2.1.c	Anillos de alteración de las areniscas en el arroyo de Alcedo	42° 54' 50" / 5° 43' 20"
2.2	Las formas de erosión diferencial: el valle de Geras	42° 52' 29" / 5° 43' 44"
2.2.a	Valle de Llombera-Huergas	42° 50' 28" / 5° 37' 13"
2.2.b	Valle del arroyo Formigoso	42° 55' 27" / 5° 37' 50"
2.3	La disolución de las calizas: el poljé de Pico Feliciano	42° 51' 51" / 5° 46' 52"
2.3.a	El karst de Cubillas de Arbas	42° 56' 22" / 5° 49' 12"
2.4	El mundo subterráneo: la cueva de La Cardosa	42° 50' 56.2" / 5° 41' 11.09"
2.4.a	Sima de Las Grajas	42° 52' 3" / 5° 41' 1"
2.4.b	Sima de Huergas	42° 50' 49" / 5° 37' 30"
2.4.c	Cueva del Laberinto	42° 51' 58" / 5° 37' 35"
2.5	Las huellas del hielo: el valle de Viadangos de Arbas	42° 57' 46" / 5° 46' 7"
2.5.a	Morrenas de Casares de Arbas	42° 56' 45" / 5° 46' 38"
2.6	La herencia del hielo: Los Celleros	42° 58' 44" / 5° 45' 8"
2.6.a	Campos y laderas de bloques de Amargones	42° 51' 24" / 5° 45' 12"
2.6.b	Terracitas y bloques aradores de Brañacaballo	43° 0' 12" / 5° 38' 31"



Código	Lugares de interés	Coordenadas aproximadas
Capítulo 3. Los recursos geológicos del AB		
3.1	Los minerales	
a	<i>Minas de plomo: minas en Velilla de la Tercia</i>	42° 56' 45" / 5° 37' 52"
b	<i>Minas de cobre: mina Carmina en Casares de Arbas</i>	42° 55' 20" / 5° 45' 14"
b-S1	Yacimiento cercano a la presa de Casares	42° 55' 43" / 5° 45' 28"
b-S2	Explotación frente al barranco de la Carbona en Poladura de la Tercia	42° 57' 10" / 5° 43' 25"
b-S3	Explotación próxima a Las Golpegueras en Viadangos de Arbas	42° 57' 17" / 5° 43' 55"
b-S4	Antigua mina en Villanueva de la Tercia	42° 58' 21" / 5° 40' 18"
c	<i>Minas de hierro: mina de Solozarros en Rodiezmo</i>	42° 57' 41" / 5° 41' 41"
c-S1	Yacimiento en la Campa del Pozo en Villamanán	42° 56' 2" / 5° 39' 53"
d	<i>Minas de barita: mina Primitiva en Rodiezmo</i>	42° 55' 37" / 5° 40' 42"
3.2	Las rocas	
a	<i>Las canteras de caliza roja</i>	
	Canteras de la Fm. Láncara en Busdongo	42° 59' 11" / 5° 42' 38"
	Cantera de la Fm. Alba en Nocado de Gordón	42° 50' 5" / 5° 39' 53"
b	<i>Las canteras de caliza gris</i>	
	Cantera de la Fm. Sta Lucía en Cabornera	42° 52' 25" / 5° 42' 11"
	Cantera de las formaciones Alba y Barcaliente (Las Baleas)	42° 51' 46" / 5° 40' 16"
c	<i>Explotación de "falsa ágata" en Los Barrios de Gordón</i>	42° 51' 4" / 5° 42' 46"
d	<i>Las tobas calcáreas, el travertino de Millaró</i>	42° 58' 18" / 5° 39' 19"
	Edificios singulares	
3.2.a	Colegiata de Santa María de Arbas en Arbas del Puerto	42° 59' 36" / 5° 44' 40"
3.2.b	Casas de los Canónigos	42° 59' 37" / 5° 44' 44"
3.2.c	Ermida del Buen Suceso en Hurgas de Gordón	42° 49' 52" / 5° 39' 16"
3.2.d	Capilla de San Antonio en Buiza	42° 53' 30" / 5° 41' 8,75"
3.2.e	Túnel de La Perruca	42° 59' 7" / 5° 43' 46"
3.2.f	Capilla de La Pola de Gordón	42° 51' 17" / 5° 40' 12"



Código	Lugares de interés	Coordenadas aproximadas
3.3	Los suelos	
	La pérdida del suelo: zona erosionada de la Peña del Castillo	42° 53' 4" / 5° 45' 34"
	La recuperación natural por cambio de usos del suelo: El Fantanón	42° 55' 17" / 5° 49' 43"
3.3.a	Erosión por sobrepastoreo al norte de Rodiezmo	42° 57' 27" / 5° 41' 27"
3.3.b	Erosión de los sedimentos glaciares al norte de Casares de Arbas	42° 56' 40" / 5° 46' 43"
3.3.c	Terrazas en la zona de Folledo	42° 53' 44" / 5° 43' 11"
3.3.d	Terrazas abandonadas, próximas al embalse de Casares	42° 55' 19" / 5° 45' 31"
3.4	Las aguas: la Fuente Don Roque	42° 58' 20" / 5° 40' 15"
3.4.a	Fuente ferruginosa del Fraile en Cabornera	42° 52' 13" / 4° 42' 25"
3.4.b	Manantial ferruginoso en Santa Lucía de Gordón	42° 52' 30" / 5° 38' 26"



Bibliografía

- ALONSO, J.L., PULGAR, J.A. Y PEDREIRA, D., 2007. *El relieve de la Cordillera Cantábrica*. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 15, 2: 151-163.
- ALONSO, J.L., RODRÍGUEZ, L.R., BARBA, P., FERNÁNDEZ, L.P., MARQUÍNEZ, J., MENÉNDEZ, R.A., JIMÉNEZ, M., SUÁREZ, A., GALLASTEGUI, G., PANIAGUA, A., HEREDIA, N., VILLEGAS, F., MARTÍNEZ, J.A., TORRES, M. Y GALÁN, L., 1991. *Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, núm. 103 (La Pola de Gordón) segunda serie (MAGNA)*, primera edición. ITGE. 138 pp.
- ALONSO, J.L.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; FARIAS, P. Y VILLEGAS, F.J., 1991. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. nº 103 (La Pola de Gordón) segunda serie (MAGNA)*, primera edición. ITGE. Madrid.
- ALONSO HERRERO, E. (Coord.), FERNÁNDEZ MARTÍNEZ, E., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. Y MATÍAS RODRÍGUEZ, R., 2004. *Guía geológica visual de la provincia de León*. Celarayn, León. 275 pp.
- ÁLVAREZ OBLANCA, W., 1985. *León en la bibliografía hidrológica de los siglos del XVII al XIX*. Tierras de León, 65: 70-87.
- ARAMBURU, C., 1989. *El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España)*. Tesis Doctoral, Departamento de Geología, Área de Estratigrafía. Universidad de Oviedo, Tomo 1, 531 pp. (Inédita).
- ARAMBURU, C. Y GARCÍA-RAMOS, J. C., 1993. *La sedimentación Cambro-Ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España)*. Trabajos de Geología, 19: 45-73.
- BARROIS, CH., 1882. *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*. Mem. Soc. Géol. Nord, 2 (1) : 1-630
- BERNÁRDEZ, E., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. Y HACAR, M.P., 2006. *Sedimentos glaciomarinos del Ordovícico terminal en la Zona Cantábrica (NO de España)*. Geogaceta, 40: 239-242.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J.C. Y FROCHOSO SÁNCHEZ, M., 1998. *El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica*. En: A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (Eds.). *Las Huellas Glaciares de las Montañas Españolas*, 65-137 pp. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela.
- DÍEZ ALONSO, M., 1982. *Mitos y leyendas de la tierra leonesa*. Matías Díez Alonso D.L., León. 174 pp.
- GARCÍA DE CELIS, A. Y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, L.C., 2002. *Morfología glaciar de las montañas de la cuenca alta de los ríos Sil, Omaña, Luna y Bernesga: revisión y nuevos datos (Montaña Occidental Leonesa)*. En: J.Mª Redondo Vega, A. Gómez Villar, B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.). *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas*, 137-193 pp. Secretariado de Publicaciones y M.A, Universidad de León, León.



- GÓMEZ, E., ALFAGEME, S., MORÁN, A., ALLER, A. Y MARTÍNEZ, O., 1992. *Las aguas minerales, termales y mineromedicinales de León*. Secretariado de publicaciones, Universidad de León. 128 pp.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., GHIENNE, J.F., BERNARDEZ, E. Y HACAR, M.P., 2010. *Did the late Ordovician African ice sheet reach Europe?*. *Geology*, Geological Society of America, 38, 3: 279-282.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., ROBARDET, M. Y PIÇARRA, J.M., 1998. *Silurian Stratigraphy and Paleogeography of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal)*. En: Sixth international Graptolite Conference & 1998 Field Meeting of the IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy (Gutiérrez-Marco y Rábano, Eds.). *Temas Geológico-Mineros*, 23: 13-44.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN, 1988. *Inventario de Indicios Mineros de Castilla y León, Provincia de León*. Consejería de Economía y Hacienda, Valladolid (inédito).
- KEGEL, W., 1929. *Das Gotlandium in der kantabrischen Ketten Nordspaniens*. *Deutsche Geologische Gesellschaft*, 81: 35 - 62.
- MADOZ, P., 1845-1850. *Diccionario geográfico-estadístico-histórico de España y sus posesiones de Ultramar*. 16 tomos. Madrid. Establecimiento literario-tipográfico de P. Madoz y L. Sagasti.
- NEIRA CAMPOS, A., ALONSO HERRERO, E., MATÍAS RODRÍGUEZ, R., FUERTES PRIETO, N. Y PÉREZ ORTÍZ, L., 2007. *La más antigua minería metálica en tierras de León*. En: J. Celis Sánchez (Coord.). *El Hallazgo leonés de Valdevimbre y los depósitos del Bronce final atlántico en la Península Ibérica: Museo de León. Junta de Castilla y León, Consejería de Cultura y Turismo: Diputación de León, Instituto Leonés de Cultura*, 4: 220-237.
- REDONDO VEGA, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B. Y SANTOS GONZÁLEZ, J., 2010. *Los glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica*. Universidad de León, León. 158 pp.
- SOLER, J.M., 1883. *Reseña Geológico-Minera de la provincia de León y Catálogo de Minerales, Rocas, Fósiles, Antigüedades, Productos Metalúrgicos, Cerámica y Aguas remitidos por la Jefatura de Minas a la Exposición de la Minería de Madrid*, León.
- SUÁREZ DEL RÍO, L.M., CALLEJA, L., DIEZ SARRIÁ, I., RUIZ DE ARGANDONA, V.G., RODRÍGUEZ REY, A. Y ALONSO, F.J., 2003. *La caliza Griotte en Asturias (España) como roca ornamental*. *Boletín Geológico y Minero*, 114(4):463-471.
- TORRES VEGA, A., ANDRÉS MARTÍNEZ, J.M., RODRÍGUEZ DE PRADO, M.R., SÁNCHEZ HERMOSA, J.L., Y SÁNCHEZ GARCÍA, J.A., 1983. *Archivo de cavidades leonesas*. T 1. Federación Noroeste de Espeleología, Delegación de León, León. 105 pp.
- WAGNER, R. H. Y ARTIEDA, J. I., 1970. *La Cuenca Minera: Ciñera-Matallana. Sociedad Anónima Hullera Vasco-Leonesa*. Everest, León. 288 pp.



Otras fuentes de información

FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ, E. Y FUERTES GUTIÉRREZ, I. (Coords.), 2009. *Lugares de Interés Geológico*. León. DVD, Fundación Patrimonio Natural, Junta de Castilla y León.

SIEMCALSA, 2007. *Las aguas minerales de Castilla y León*. http://www.igme.es/internet/aguas_minerales/inventarios/CastillayLeon/WEB%20CyL.htm. Junta de Castilla y León. Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Educación y Ciencia. Consultado: diciembre de 2010.

