



## La Geología de Ponga

Este es el primero de los 8 paneles que componen el itinerario geológico por el Parque Natural de Ponga. A través de 8 miradores, todos ellos de fácil acceso, se recorren los últimos 500 millones de años (M.a) de la historia de la Tierra, los cuales aparecen reflejados en este territorio.

Se recomienda hacer los paneles por orden, para sacarle el mayor partido al itinerario.

PANELES

1. Centro de Interpretación de Beleño
2. Mirador de Hermógenes Foyo
3. Mirador de Les Bedules
4. Curva de Puente
5. Mirador de Ventaniella
6. Mirador de Carangres
7. Mirador de Tanda
8. Balneario de Mestas



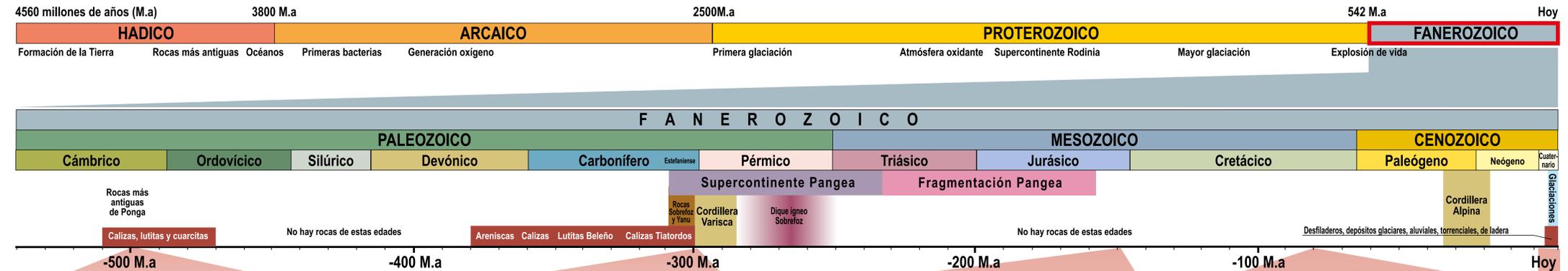
Ubicación de los paneles del Itinerario Geológico de los Miradores, mostrando las principales carreteras y referencias geográficas de Ponga.

Escaneando el código QR se tiene acceso a todos los paneles y a las referencias bibliográficas utilizadas en la elaboración de este itinerario.

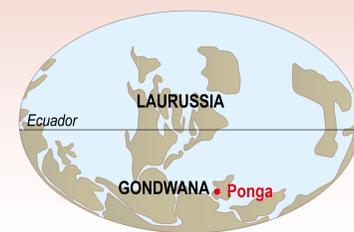


## Un planeta dinámico. La Formación de la Cordillera Cantábrica

La historia geológica del Parque Natural de Ponga comienza hace 510 millones de años (M.a), cuando se depositan sus rocas más antiguas, apenas un suspiro dentro de la historia de la Tierra. Las rocas que forman el sustrato, junto a las estructuras y los fósiles que contienen, aportan una importante información acerca de esta Gran Historia.

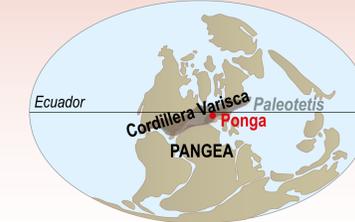


El territorio que hoy llamamos Ponga estaba situado en la costa de un gran continente, **Gondwana**, situado en el polo sur.



Desde entonces, los continentes han viajado y la geografía ha ido cambiando.

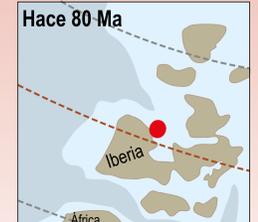
Gondwana chocó contra Laurussia, dando lugar al supercontinente **Pangea**. La colisión formó una gran cadena de montañas: la **cordillera Varisca**.



La cordillera Varisca ha sido erosionada y Pangea comienza a dividirse en continentes menores que se mueven aproximándose a su posición actual.



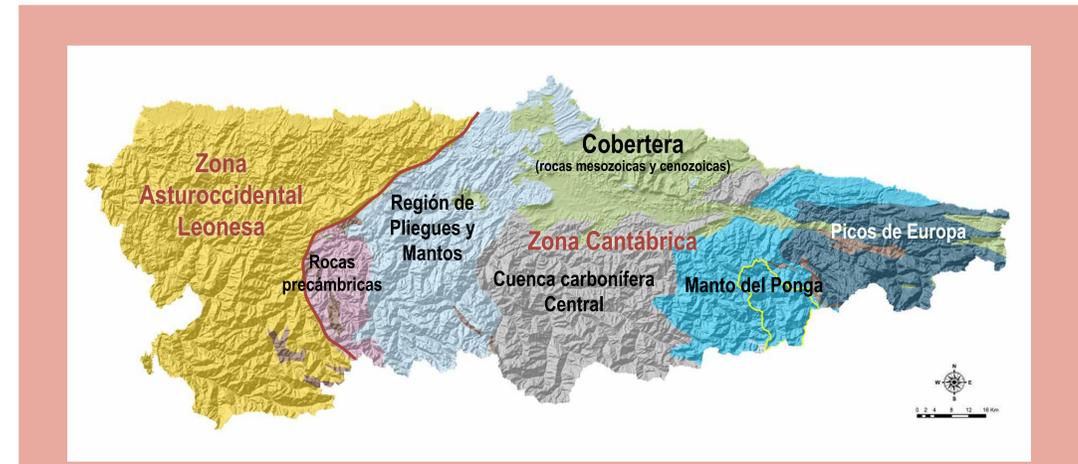
Una nueva colisión, provocada por el acercamiento de África y Europa, genera el levantamiento de la **cordillera Alpina**.



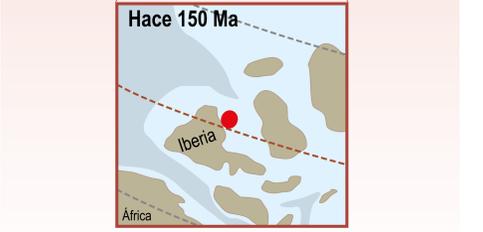
Este choque afectó especialmente a la Península Ibérica, levantándose la **cordillera Pirenaico-Cantábrica**, en la que se encuentra este territorio.



A medida que la colisión progresaba, se levantaron el resto de las montañas de la actual Península Ibérica.



Principales regiones geológicas de Asturias. La Reserva de la Biosfera y Parque Natural de Ponga se encuentra en la Unidad del Manto de Ponga, incluida dentro de la Zona Cantábrica.



**Iberia** es un microcontinente independiente que se mueve hacia el Sur. África empuja a Iberia hacia el Norte, donde se encontrará con el continente euroasiático.

Como consecuencia de su historia geológica, Asturias muestra una gran geodiversidad. Los geólogos han definido varias regiones con rocas y estructuras geológicas distintas.



NO RECOGER ROCAS, FÓSILES O PLANTAS



NO HACER RUIDO



NO DEJAR BASURA



NO HACER FUEGO



NO ACAMPAR



NO PERROS SUELTOS



NO VOLAR DRONES SIN AUTORIZACIÓN



RESPETA ESTE ESPACIO NATURAL PROTEGIDO



## Geología y paisaje

Las principales cumbres de Ponga están formadas por dos tipos de rocas especialmente duras: **cuarzoarenitas** y **calizas**.

Las zonas de menor altitud están formadas por rocas más fáciles de erosionar llamadas **lutitas y areniscas**. Su alteración en superficie genera suelos, donde crecen grandes masas boscosas. Estos suelos han sido aprovechados por los ponguetos para su uso en agricultura y ganadería.



La mayoría de las poblaciones del Parque Natural de Ponga se ubican sobre las lutitas y areniscas de la Formación Beleño, representadas en el mapa con tonos marrones (Foto: A. Viñuela).

En el entorno del Tiatordos, encontramos algunos escarpes **calizos** que rompen la continuidad del bosque y, a modo de murallones, compartimentan el relieve.

A medida que los ríos siguen excavando, el relieve se acentúa, dominando las fuertes pendientes.

Buscando su salida hacia el norte, el río Ponga excavó las calizas y cuarzoarenitas, tallando una serie de desfiladeros que constituyen hoy la entrada natural a la Reserva de la Biosfera y Parque Natural de Ponga.

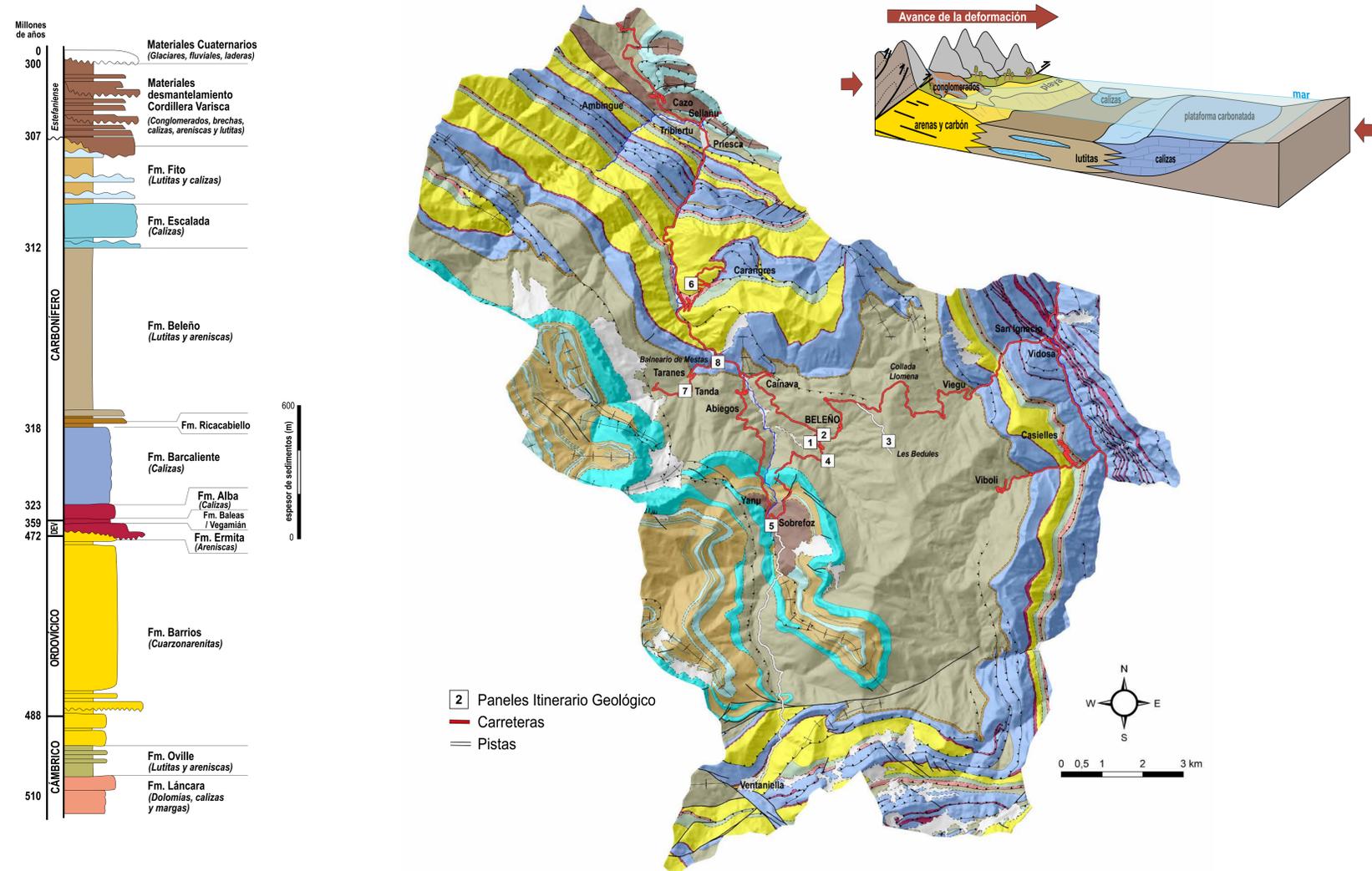
Escaneando el código QR se tiene acceso a todos los paneles y a las referencias bibliográficas utilizadas en la elaboración de este itinerario.



## Las Rocas de Ponga

La secuencia de rocas característica de una zona se resume en una **columna estratigráfica**, donde además se incluye una escala temporal y su espesor. Las rocas más antiguas se sitúan abajo y las más modernas se colocan por encima. En Ponga todas las rocas son sedimentarias y los geólogos las agrupan en conjuntos llamados formaciones. Una **Formación (Fm.)** es un conjunto de rocas bien diferenciado de las adyacentes y que se ha formado en un **medio sedimentario** concreto (playa, lago, delta, fondo marino, etc.). Su nombre suele referirse al lugar en el que fue definido por primera vez o donde se observa mejor. Así en Ponga se han definido las formaciones Beleño y Escalada, que afloran respectivamente en el entorno de San Juan de Beleño y en la Foz de la Escalada.

Cada tipo de roca se forma en un medio sedimentario diferente. En general, las **cuarzoarenitas** son rocas con tamaño de grano arena y se forman en relación con las desembocaduras de ríos (deltas y playas). Las **lutitas** se forman en medios marinos más profundos, aunque también pueden ser continentales y son rocas con tamaño de grano más fino que las arenas. Las **calizas** se forman por la precipitación y/o acumulación de carbonatos en medios marinos normalmente poco profundos.



Columna estratigráfica del Manto de Ponga. En cada uno de los paneles se recuadra la porción correspondiente a la zona tratada.

Fuente de los mapas geológicos de todos los paneles: Merino-Tomé, O., Suárez Rodríguez, A. y Alonso Alonso, J.L. Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000), in GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España (en línea). (Fecha de consulta 17 septiembre de 2021). Disponible en: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?id=Z1000>.

## El Tiatordos Historia de una montaña

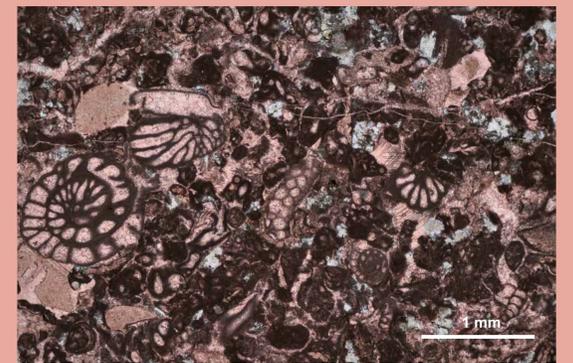
Dominando el valle del Ponga, el Pico Tiatordos se muestra frente a nosotros para contarnos su historia.

Todo comenzó hace unos 325 millones de años, cuando se estaba formando Pangea (Panel 1). La Cordillera Varisca estaba levantándose y en su frente se formó una cuenca marina cerca del ecuador.

En ese mar cálido vivían organismos de caparazón calcáreo: equinodermos, briozoos, foraminíferos, braquiópodos, algas calcáreas, etc. Las condiciones eran tan favorables, que el carbonato precipitaba directamente (inorgánicamente) e inducido por el metabolismo de bacterias. Las calizas del Tiatordos estaban formándose en el borde de una de esas acumulaciones carbonatadas.

Estos sedimentos, ya convertidos en rocas, se fracturaron y plegaron en varias deformaciones, que se prolongaron hasta hace 30 millones de años, haciendo que las capas quedaran totalmente verticalizadas, tal y como aparecen hoy en día.

El hielo, el agua y la gravedad han afectado especialmente a las rocas menos resistentes, las lutitas, haciendo resaltar esta emblemática montaña de caliza.



Una vista al microscopio nos revela que las calizas que forman el Tiatordos están formadas por millones de organismos marinos microscópicos. Destacan las fusulinas, foraminíferos marinos que sirvieron para datar las calizas de esta zona (Foto: J.R. Bahamonde).



## Los Picos de Europa contra Ponga

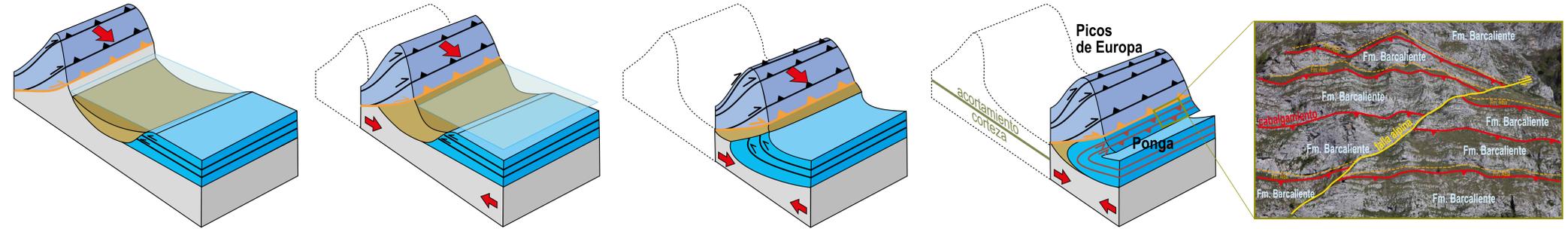
Hacia el Oeste se observan las rocas de la Unidad geológica del Manto del Ponga, y hacia el Este las de la Unidad de los Picos de Europa, situándose el límite entre ambas en el entorno del Desfiladero de Los Beyos.

Estas dos unidades comparten las rocas más antiguas, pero en el transcurso del Carbonífero, la deformación tectónica cambió las condiciones de sedimentación.

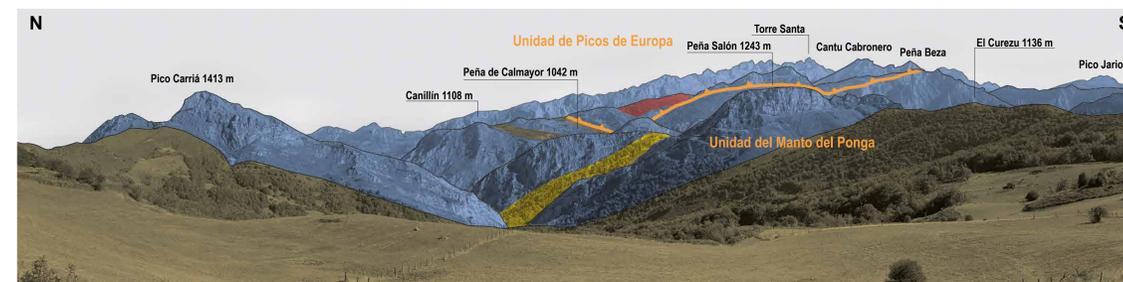
Cuando comenzó a comprimirse esta zona, cada tipo de roca respondió de forma diferente a la deformación y, por este motivo, cada unidad tiene un relieve característico.

## La estructura geológica de Ponga

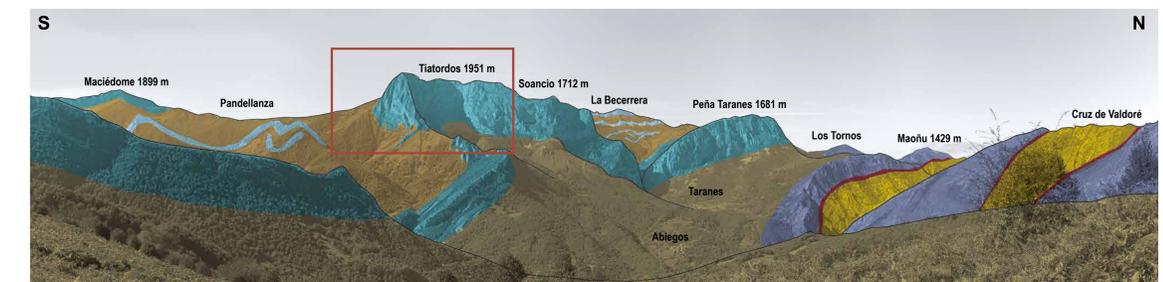
La formación de la Cordillera Cantábrica fue un largo y complejo proceso geológico que produjo la compresión y flexión de la corteza terrestre. Primero, la deformación varisca fracturó, deformó y repitió los conjuntos de rocas mediante fallas (**cabalgamientos**), posteriormente, la deformación Alpina produjo el reapretamiento de todo el conjunto. Todo ello supuso el choque y la superposición de dos dominios geológicos diferentes y un acortamiento de la corteza de decenas de kilómetros. Una de las zonas donde esta compresión es más visible es en el entorno del **Desfiladero de los Beyos**, donde se sitúa el contacto entre la Unidad de Picos de Europa y la Unidad del Manto del Ponga. En esta zona, la sucesión de rocas paleozoicas del Manto del Ponga se ha repetido y plegado hasta quedar invertida.



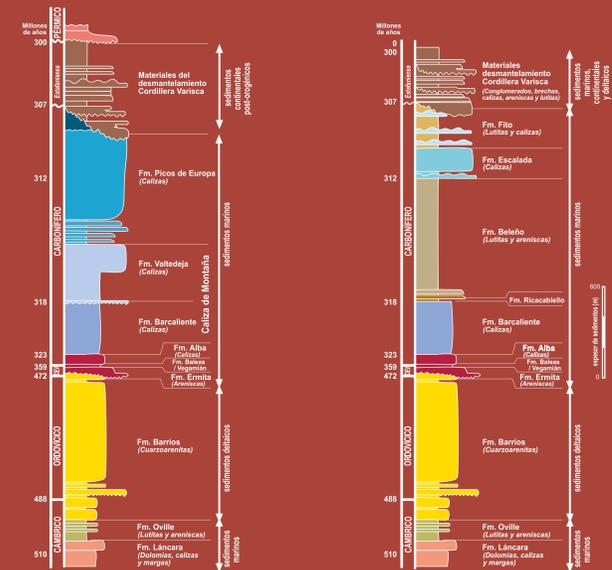
Desde Casielles, la excavación del Desfiladero de los Beyos permite ver la repetición de las calizas de la Unidad del Manto del Ponga. Esta superposición de capas es debida a la presencia de cabalgamientos que, en este sector, están invertidos por efecto de la fuerte compresión sufrida (Foto: L. Adrados).



Interpretación geológica de la vista hacia el Este mostrando el límite entre ambas unidades geológicas (en naranja). Destaca el gran espesor de las calizas de la Unidad de Picos de Europa, repetidas por cabalgamientos. En primer término afloran las lutitas y areniscas características de la Unidad del Manto del Ponga (Foto base: A. Viñuela).



Interpretación geológica de la vista hacia el Oeste desde el Mirador de Les Bedules. Esta panorámica de la Unidad del Manto del Ponga, muestra una mayor diversidad de rocas que la Unidad de Picos de Europa, con dominio de las lutitas y areniscas de la Fm. Beleño en primer término (Foto base: A. Viñuela).



Columnas estratigráficas de las unidades geológicas de Picos de Europa (izquierda) y del Manto del Ponga (derecha).

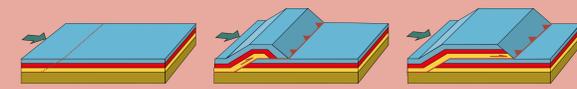
Escaneando el código QR se tiene acceso a todos los paneles y a las referencias bibliográficas utilizadas en la elaboración de este itinerario.



## Unidad de Picos de Europa

Destaca por su gran cantidad de calizas, rocas que se formaron sobre todo, por la precipitación de carbonato cálcico inducida por microorganismos (bacterias) en un mar tropical. Aunque en el Carbonífero no había arrecifes de coral como en los mares tropicales de hoy en día, el referente actual más parecido son las Bahamas.

La gran acumulación de calizas se debe a la superposición de las rocas causada por **cabalgamientos** (ver esquema inferior), durante la compresión Varisca. El relieve actual se debe al levantamiento producido, durante la formación de la Cordillera Alpina.

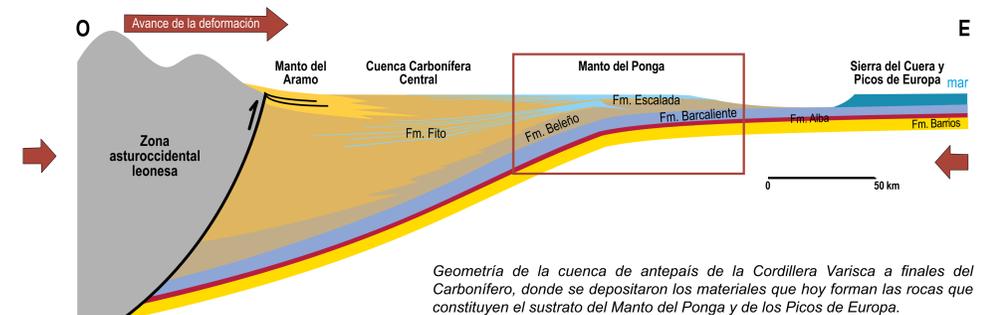


Al aplicarse un esfuerzo de compresión las rocas se rompen a través de fallas inversas de bajo ángulo llamadas cabalgamientos. Si la compresión continúa se puede producir la repetición y el desplazamiento de grandes porciones de rocas. En el Panel 6 se explica qué es un cabalgamiento con más detalle.

El surco marino que se formó por delante del frente de la cordillera en avance, denominada **cuenca de antepaís**, se fue rellenando de distintos tipos de sedimentos.

En la parte más cercana a la cordillera se depositaron deltas con carbón (que hoy forman la Cuenca Carbonífera Central). Hacia el este las areniscas y el carbón dieron paso a las lutitas y calizas (**Formación Fito**). Las calizas acabaron formando grandes acumulaciones (**Formación Escalada**) que se acuñaban al frente de un talud submarino arcilloso (**Formación Beleño**). En posiciones más alejadas precipitaban los distintos tipos de calizas de los Picos de Europa.

Todos estos materiales acabaron superponiéndose entre sí como consecuencia de la compresión asociada a la formación de la Cordillera Varisca. La posterior deformación alpina y la actuación de glaciares, ríos y movimientos de ladera, terminarán de configurar el relieve actual.



Geometría de la cuenca de antepaís de la Cordillera Varisca a finales del Carbonífero, donde se depositaron los materiales que hoy forman las rocas que constituyen el sustrato del Manto del Ponga y de los Picos de Europa.

## Unidad del Manto de Ponga

Las lutitas y areniscas dominan el territorio, si bien los relieves más sobresalientes de la zona (Recuenco, Maciédome, el Tiatordos o la Peña Taranes) son calcáreos y corresponden a la Formación Escalada. El resto de relieves calizos están formados por la caliza de la **Formación Barcaliente**, más antigua y que también aparece en la Unidad de Picos de Europa.



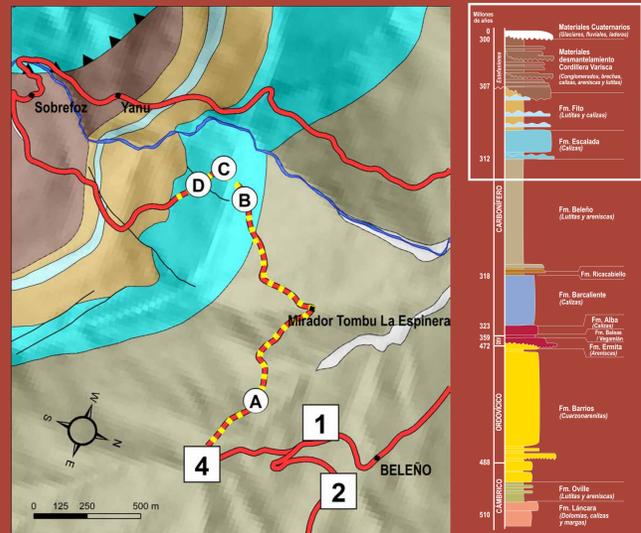
En el Tiatordos se observa la transición desde las calizas de la Fm. Escalada a las lutitas, areniscas y calizas de la Fm. Fito (Foto: J.M. Foyo).



## Elementos geológicos singulares de Ponga

Se propone una itinerario en coche de unos 2 km desde la salida de San Juan de Beleño (curva de Puente) a Sobrefoz. En ella podremos descubrir algunas singularidades geológicas en el mismo talud de la carretera.

Desde el Mirador del Tombu La Espinera se puede disfrutar de unas espléndidas vistas hacia San Juan de Beleño.



- A. Rocas en formación
- B. El carbón “marino” de Ponga
- C. Mirador de Peña Soberu
- D. ¿Hubo volcanes en Ponga?

Escaneando el código QR se tiene acceso a todos los paneles y a las referencias bibliográficas utilizadas en la elaboración de este itinerario.

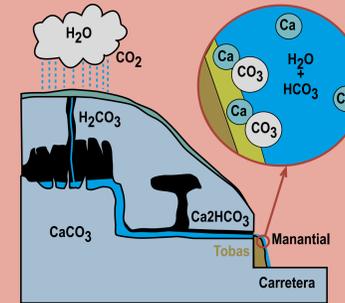


## Rocas en formación

A

A unos 300 metros de la curva de Puente se observa en el talud una surgencia de agua en la que dominan los musgos, en este lugar se está formando un tipo de roca actualmente.

El agua subterránea al atravesar las calizas se carga de carbonato de calcio que, al salir al exterior se desgasifica, lo que hace precipitar una costra carbonatada que cubre la vegetación que crece en estos medios. Es el mismo proceso que forma las estalactitas y estalagmitas. Capa tras capa se va formando un entramado de tallos, raíces y hojas petrificadas que dejan unas oquedades, características de estas rocas que se denominan **tobas**.



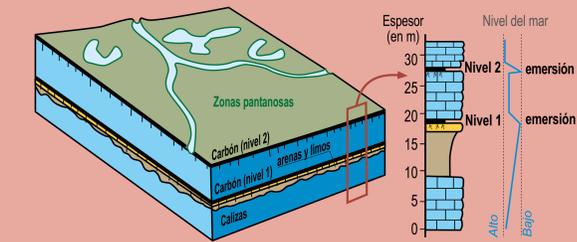
Formación de tobas en el talud de la carretera a Sobrefoz (Foto: A. Viñuela).

Este tipo de medios son considerados **Hábitat de Interés Prioritario** en el Anexo I de la Ley 42/2007 (7220: *Manantiales petrificantes con formación de tuf (Cratoneurion)*) por contener vegetación muy especializada, como la Pinguicula, planta carnívora adaptada a sustratos pobres en nutrientes.

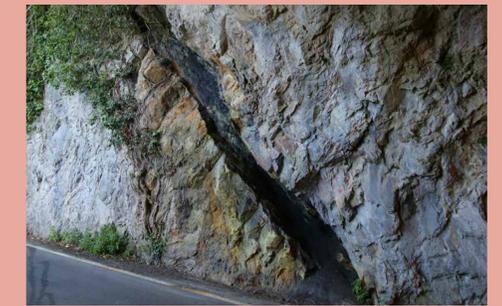
## El carbón “marino” de Ponga

B

En dirección a Sobrefoz y justo en la entrada del túnel destacan dos niveles de **carbón**, que han sido objeto de “huroneo” por los ponguetos. La peculiaridad de este carbón es que se encuentra incluido en rocas calizas, un hecho inusual. El color amarillo es debido al azufre, indicativo de la presencia de la materia orgánica vegetal que dió lugar a este carbón.



Capa de carbón del nivel 2 en el túnel de Sobrefoz. Debajo del carbón se observa una capa más parduzca que nos indica el momento de emersión y erosión de las calizas. Así podemos saber que las rocas son más modernas hacia la derecha de la fotografía (Foto: J.M. Foyo).



La caliza del túnel (Formación Escalada) se formó en un mar poco profundo. Pequeñas bajadas del nivel del mar dejaron la zona emergida, erosionando las calizas y depositando arenas y limos. Esa superficie parcialmente encharcada permitió la proliferación de marismas, cuya vegetación ha dado lugar al carbón.

## Mirador de Peña Soberu

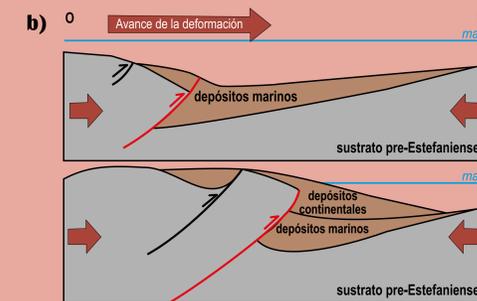
C

En la zona de Sobrefoz se encuentran las rocas más jóvenes del Parque Natural (del **Estefaniense**, hace 305 millones de años). Se trata de conglomerados, areniscas, calizas, lutitas y carbón cuyas capas presentan diferentes inclinaciones, indicando que su depósito se produjo al mismo tiempo que se producía el levantamiento varisco. A diferencia de otras cuencas cantábricas de edad similar, esta cuenca se formó al frente de los cabalgamientos y estaba conectada con el mar, de ahí que contenga capas de calizas.

Sobrefoz y Yano se ubican sobre antiguas llanuras aluviales cuaternarias (**terrazas fluviales**) del río Ponga. Hoy se encuentran colgadas sobre el cauce debido al actual encajamiento de la red fluvial (ver Panel 8).



a) Panorámica mostrando la posición de las unidades estratigráficas del Carbonífero y la ubicación de Sobrefoz y Yano sobre terrazas fluviales (Foto: L. Adrados).  
b) Esquema simplificado de la formación de las cuencas sedimentarias estefanienses durante la deformación varisca.

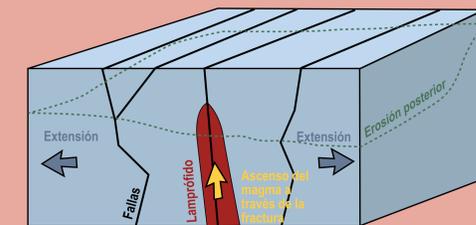


## ¿Hubo volcanes en Ponga?

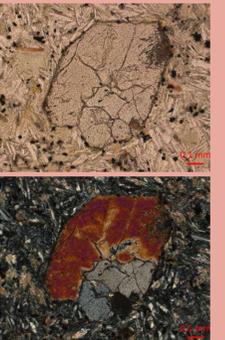
D

A 100 metros de la salida del túnel nos encontramos con una capa de rocas de tonos naranjas, que contrasta con el color gris claro de las calizas donde se encuentra.

Se trata de un **dique**, una formación de rocas procedentes del interior de la Tierra y que atraviesa la roca que tiene por encima. Este dique está formado por una roca ígnea muy rara en Asturias llamada **lamprófidio**. Esta roca se formó a partir de un magma que ascendió a través de la corteza terrestre siguiendo fracturas. Actualmente, la erosión de las rocas que tenía por encima hace posible que aflore en superficie. El ascenso del magma pudo ocurrir durante la fragmentación del supercontinente Pangea (entre 300-250 millones de años).



Para identificar una roca es necesario hacer una lámina delgada, una “rodaja” finísima de una muestra. Se analiza la textura y la proporción de minerales y así se puede clasificar. En la lámina delgada podemos ver una matriz oscura formada por feldespatos, piroxenos y otros minerales, donde se destaca un cristal de augita. Arriba color natural, abajo con polarizadores cruzados (Foto izquierda: A. Viñuela).



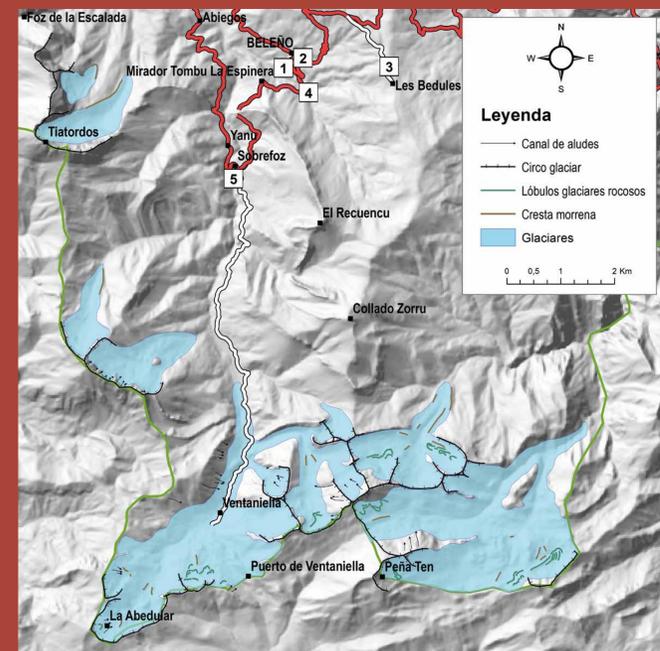


## Procesos geológicos recientes

Hace 40.000 años, la Cordillera Cantábrica estaba cubierta por grandes masas de hielo. En las cumbres más altas se acumulaba la nieve y las lenguas glaciares se deslizaron hacia el norte.

Aunque los hielos han desaparecido hace unos 10.000 años, aun es posible observar las huellas dejadas por los hielos cuaternarios.

El valle de Ventaniella, nos cuenta una historia que ha tenido lugar en un tiempo geológico muy reciente.



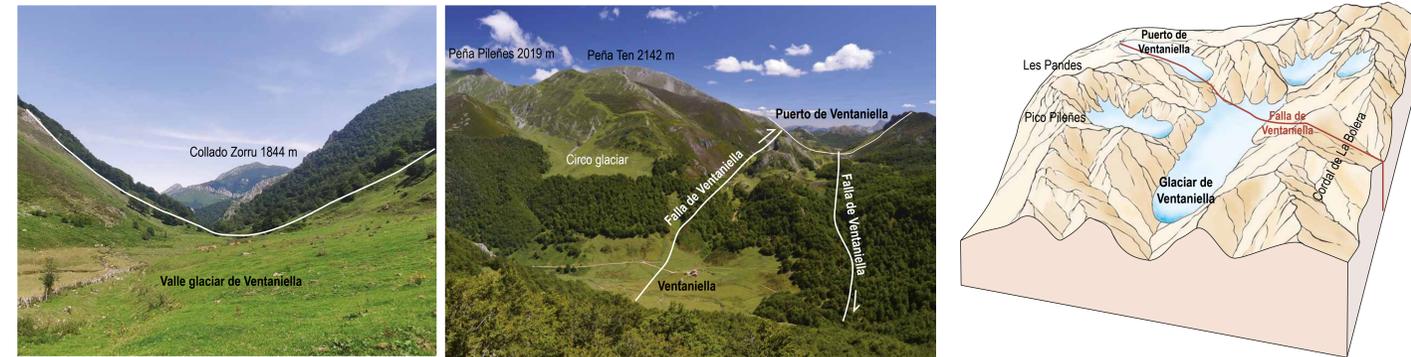
Reconstrucción de la extensión de los hielos glaciares durante la última glaciación cuaternaria (Imagen: L. Rodríguez Rodríguez).

Escaneando el código QR se tiene acceso a todos los paneles y a las referencias bibliográficas utilizadas en la elaboración de este itinerario.



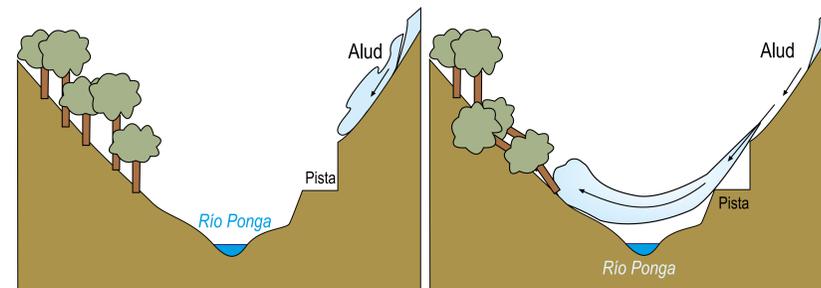
## El Valle glaciar de Ventaniella

Las formas del relieve y los depósitos de materiales que encontramos en el valle de Ventaniella nos revelan que esta zona estuvo ocupada por una **lengua glaciar**, alimentada por los **circos glaciares** de La Abedular, Les Pandes y por el hielo que venía desde el Puerto de Ventaniella, cuyo trazado está condicionado por la existencia de la falla de Ventaniella. Así los hielos descendían por el valle que hoy ocupa el río Ponga.



La morfología en U del valle y del Puerto de Ventaniella es debida a la abrasión ocasionada por una masa de hielo que descendía hacia el Norte. Los Puertos de Ventaniella actuaron como una zona de **diffuencia glaciar**, con movimiento de hielo hacia las dos vertientes. Al fondo, el Collado Zorru muestra los niveles de calizas característicos de la Formación Fito. El origen del valle lateral que sube a los Puertos de Ventaniella está relacionado con el trazado de la Falla de Ventaniella (Foto izquierda: L. Adrados. Foto derecha: S. Llana. Ilustración: M.A. Adrados).

Al retirarse los hielos, la zona quedó sometida a procesos asociados con el hielo y la nieve, típicos de **ambientes periglaciares**. Así las vertientes del valle se fueron modificando, y aun lo siguen haciendo, por procesos como **aludes de nieve**, deslizamientos de las laderas, reptación del suelo y procesos fluviales y torrenciales.



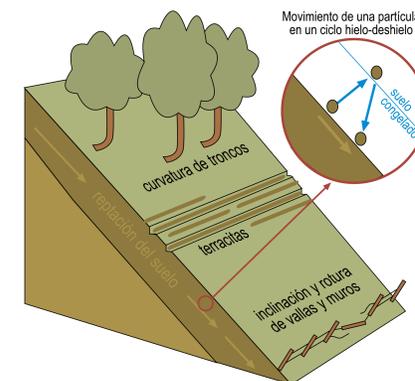
Árboles tumbados por efecto del impacto de un alud desde la ladera opuesta, según el esquema adjunto (Foto: J.M. Foyo).

En la alta montaña, el agua contenida en los suelos se congela durante las noches, produciendo el movimiento lento y continuo del suelo ladera abajo (**solifluxión**).

Este movimiento depende de la pendiente y el contenido en arcillas del suelo. En las laderas del valle de Ventaniella se observan evidencias de solifluxión como **curvaturas en los troncos**, **vallas tumbadas** y **terracitas**, que el ganado puede acentuar, por eso también se las llama **caminos de vacas**.



Foto izquierda: Vallas tumbadas en el entorno de Les Bedules. Foto derecha: Terracitas y curvaturas en los troncos en la vertiente oeste del valle de Ventaniella, generadas por la adaptación de los árboles a la reptación del suelo (Fotos: A. Viñuela).

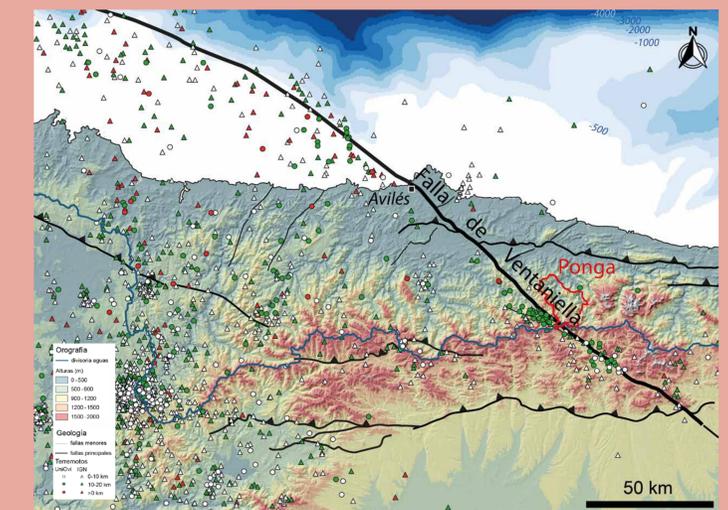


## ¿Terremotos en Ventaniella?

Aunque Asturias es una región de baja sismicidad, se detectan terremotos en algunas de las estructuras tectónicas más recientes. La principal de estas estructuras es la **Falla de Ventaniella**.

Se trata de una fractura en la corteza terrestre que, en base a los terremotos recientes, sabemos que llega hasta los 20 kilómetros de profundidad. En tierra se extiende desde el norte de Burgos hasta la Cordillera Cantábrica. Continúa 150 kilómetros más bajo el mar con la misma dirección, muy próxima al cañón de Avilés. Separa la zona occidental asturiana con mayor sismicidad que la oriental, más “tranquila” sísmicamente.

La Falla de Ventaniella como la vemos hoy se formó en las etapas finales del levantamiento de la Cordillera Cantábrica.



Sismicidad asociada a la Falla de Ventaniella en tierra y en mar. Los datos de terremotos proceden del IGN (Instituto Geográfico Nacional) y de diferentes proyectos de la Universidad de Oviedo (Imagen: S. Llana).

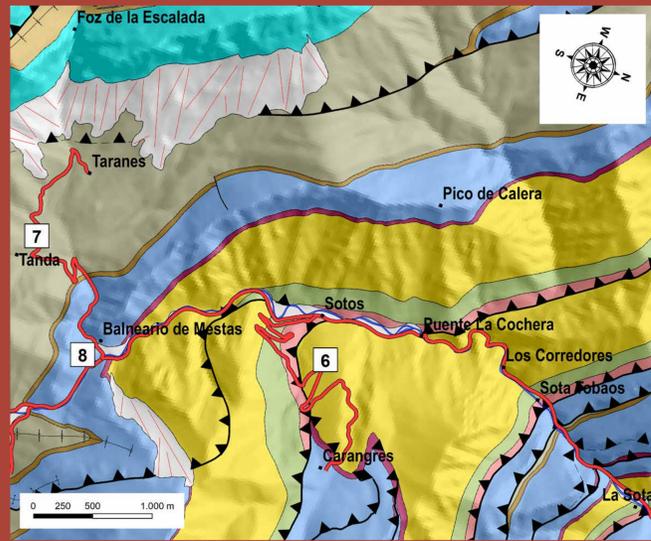


## Los Mantos del Ponga

Desde este mirador podremos admirar una espectacular panorámica que muestra gran parte de los materiales que forman el sustrato del Parque Natural de Ponga.

Debido a la verticalidad de las rocas y al fuerte encajamiento de la red fluvial, esta zona se nos presenta como un verdadero corte geológico, mostrándonos cómo es la estructura de las rocas bajo nuestros pies.

Se recomienda visitar a continuación el Panel 7, situado en Tanda para poder completar esta panorámica hacia el suroeste.



Mapa geológico del entorno de Carangres mostrando la ubicación del corte O-E explicado en el texto.

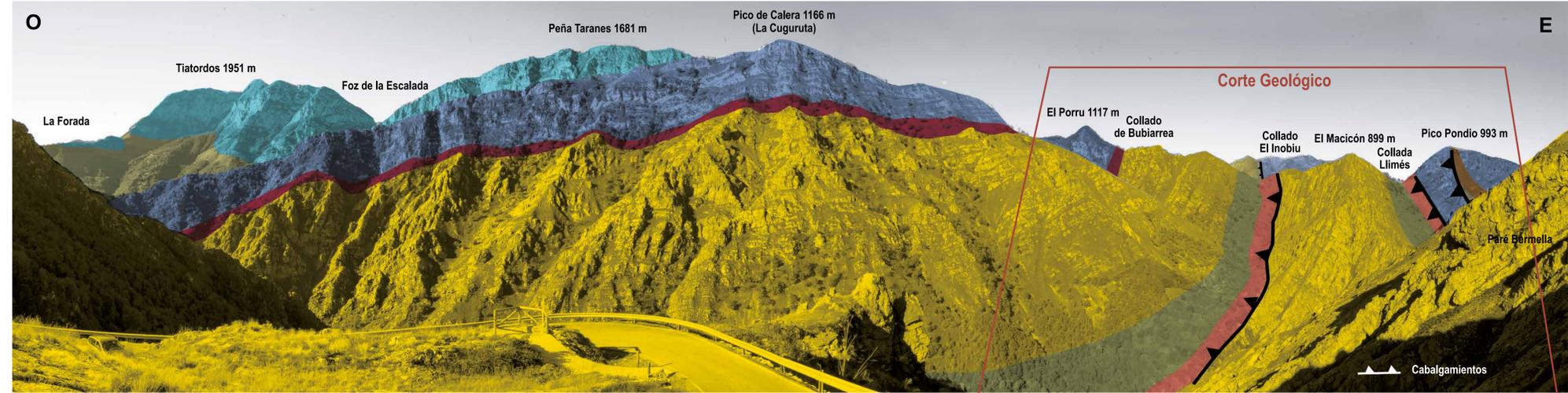


Escaneando el código QR se tiene acceso a todos los paneles y a las referencias bibliográficas utilizadas en la elaboración de este itinerario.

En este sector, el río Ponga sigue la misma dirección que las estructuras geológicas.

El río transcurre paralelo a las capas, siguiendo el trazado de un cabalgamiento. En el entorno de los cabalgamientos las rocas están más trituradas, siendo más fácilmente excavadas por los ríos.

Aguas abajo del Puente de La Cochera, el río cambia de dirección para atravesar las estructuras perpendicularmente.



Interpretación geológica desde el Mirador del Cantu La Tozana, en la carretera a Carangres (Fotografía base: Luis Frechilla).

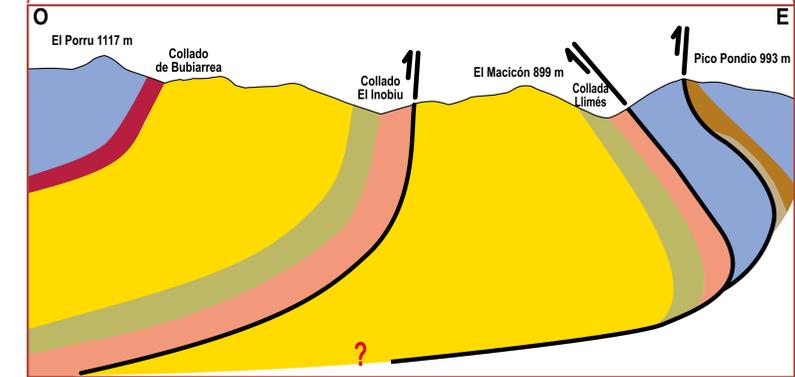
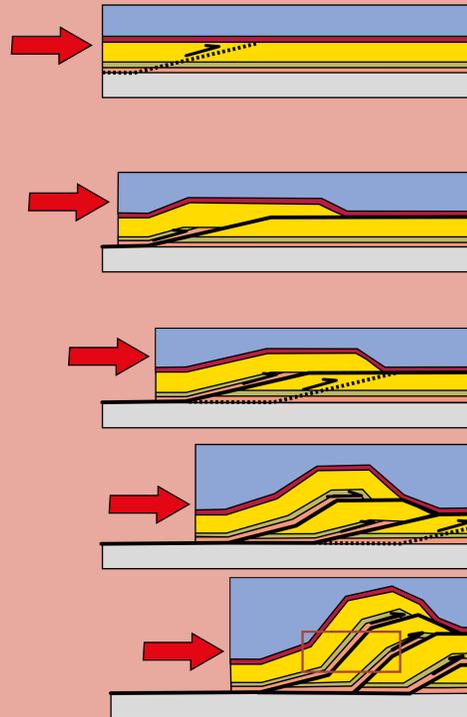
## ¿Qué es un cabalgamiento?

Geológicamente hablando, el Parque Natural de Ponga se localiza en el **Manto del Ponga** (Panel 1), caracterizado por la repetición continua de las secuencias de rocas, debida a la presencia de cabalgamientos.

Los **cabalgamientos** o **mantos de corrimiento** son fracturas formadas por los esfuerzos compresivos, reinantes durante la formación de la cordillera Varisca (Panel 1). A medida que la compresión progresaba, los nuevos cabalgamientos se formaban por delante de los anteriores, transportándolos encima. Esto explica cómo pueden estar en contacto rocas antiguas sobre rocas más modernas.

Posteriormente, ligados a la formación de la cordillera alpina (Panel 1), terminaron por plegar estos cabalgamientos, por eso en la Collada Llimés se observa cómo el cabalgamiento y la serie de rocas están invertidas (Panel 3).

Esquema mostrando la formación de cabalgamientos apilados debidos a esfuerzos de compresión. En el recuadro de la fase final se destaca la situación que se observa en la panorámica, con la repetición de las cuarzoarenitas.



Corte geológico esquemático mostrando la repetición de la secuencia de rocas debido a la presencia de varios cabalgamientos (localización en el mapa geológico).

Una vista hacia el norte (derecha) permite ver la repetición de elementos del paisaje como son las Colladas del Inobiu y la Collada Llimés. Parecen dos colladas gemelas y es que están formadas por el mismo tipo de materiales: las **formaciones Láncara y Oville**. Se trata de dos formaciones rocosas que son fácilmente erosionables, por lo que dan lugar a zonas topográficamente más deprimidas, como ocurre en ambos collados o en el propio desfiladero del Ponga en la zona de los Sotos de Carangres. La repetición de estos tipos de rocas tiene que ver con la existencia, en ambas colladas, de dos cabalgamientos.

Estos cabalgamientos repiten las rocas cambro-ordovícicas, por eso esta zona está dominada por las cuarzoarenitas de la **Formación Barrios**. Las cuarzoarenitas son rocas sedimentarias formadas por más del 90% de cuarzo. Aunque son blancas en corte fresco, suelen presentar tonos oscuros por estar cubiertas de líquenes secos. Los colores rojizos se deben a la presencia de hierro, como ocurre en la Paré Bermella, de ahí su nombre.

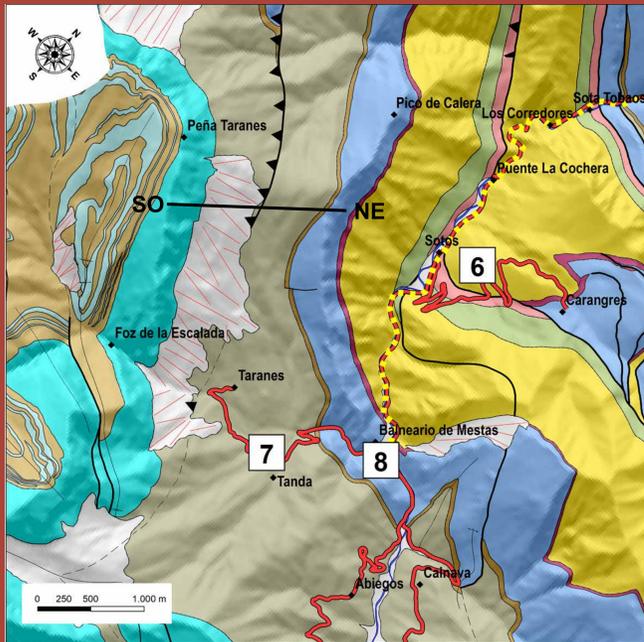


## El valle escondido

Entre los farallones calcáreos de Peña La Calera y Peña Taranés se esconde un valle donde se ubican las poblaciones de Taranés y Tanda. Se trata de un valle excavado sobre las lutitas y areniscas de las formaciones de **Ricacabiello** y **Beleño** (ver columna estratigráfica).

En el murallón de la Peña Taranés se abre la Foz de la Escalada, de donde los geólogos han tomado el topónimo para nombrar a esta caliza.

Por detrás de la Foz asoman los Puertos de Taranés, en esta ocasión sobre lutitas y calizas muy replegadas (Formación Fito) (ver mapa geológico).



Mapa geológico del entorno de Tanda mostrando la ubicación del corte SO-NE expuesto en la panorámica y que es continuación del observado en el Panel 6, ubicado en Carangres.

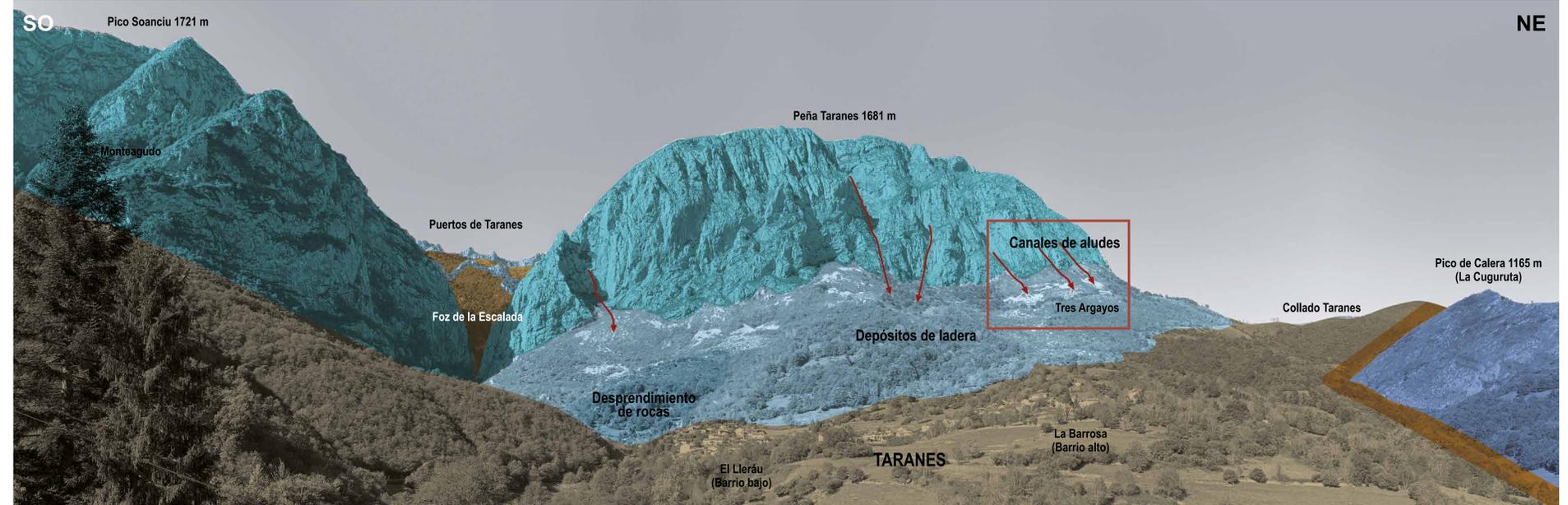
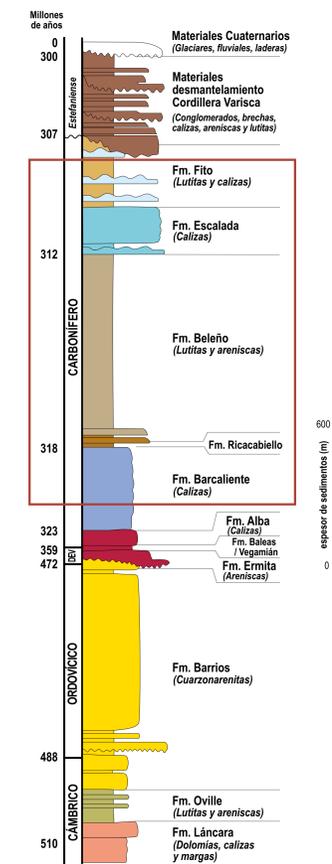
Escaneando el código QR se tiene acceso a todos los paneles y a las referencias bibliográficas utilizadas en la elaboración de este itinerario.



Panorámica desde Tanda mostrando los principales elementos ligados al sustrato y a la dinámica de ladera (Foto: A. Viñuela).

Este corte es complementario del mostrado en el Panel 6, por eso se recomienda visitar primero el Mirador de Canto La Tozana, en Carangres. Así se tendrá una visión completa de la secuencia completa de rocas del Parque Natural de Ponga.

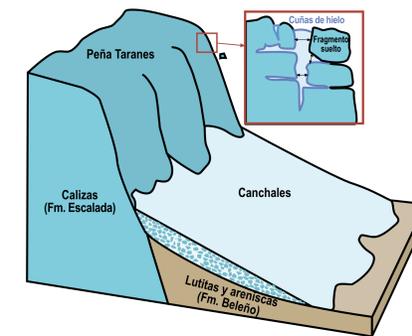
Llama la atención la cantidad de materiales acumulados en la base de Peña Taranés, consecuencia de la dinámica de laderas.



## La dinámica de laderas

En las zonas de alta montaña es habitual encontrar acumulaciones de rocas en la base de algunos escarpes. A estas acumulaciones se las denomina **canchales** o **laderas** relacionados con los ciclos hielo-deshielo. En la base de Peña Taranés, topónimos como El Lleráu o Tres Argayos nos hablan de esta dinámica de laderas.

El agua penetra a través de las grietas de las rocas donde se congela aumentando de volumen. Así se ejerce un **efecto cuña** que termina por fragmentar el macizo rocoso. Las rocas sueltas se acumulan por gravedad en la base del escarpe.



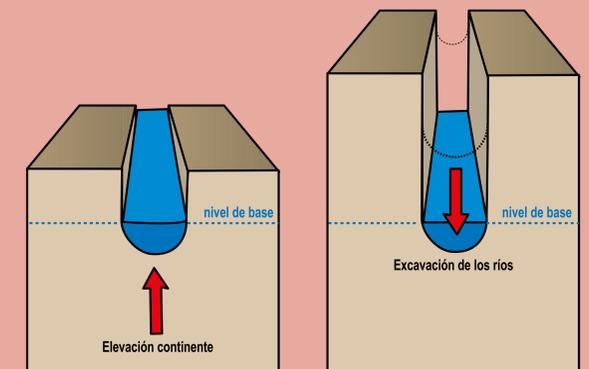
Además de los canchales, cuyos fragmentos caen uno a uno, se observa un **desprendimiento de rocas**, formado en un evento súbito y único. Durante los inviernos son comunes los **aludes de nieve** observándose en su ladera algunos canales con depósitos en forma de abanico en su base, como los que se encuentran en la zona de Tres Argayos.

Detalle de la panorámica superior mostrando los canales y abanicos de aludes en la zona de Tres Argayos (Foto: A. Viñuela).

## ¿Cómo se forma una foz?

En las calizas de Peña Taranés, el río Taranés ha excavado un estrecho defiladero: la Foz de la Escalada. Esta excavación, generalizada en toda la Cordillera Cantábrica, sigue estando activa actualmente y se ha relacionado con la elevación del continente debido a causas tectónicas.

Este ascenso continental supone un descenso relativo del nivel de base de los ríos, que se traduce en una incisión tan rápida de los ríos que han permitido mantener las paredes de los defiladeros muy verticalizadas. Este proceso también permite explicar la formación de terrazas aluviales, tal y como se explica en el Panel 8.

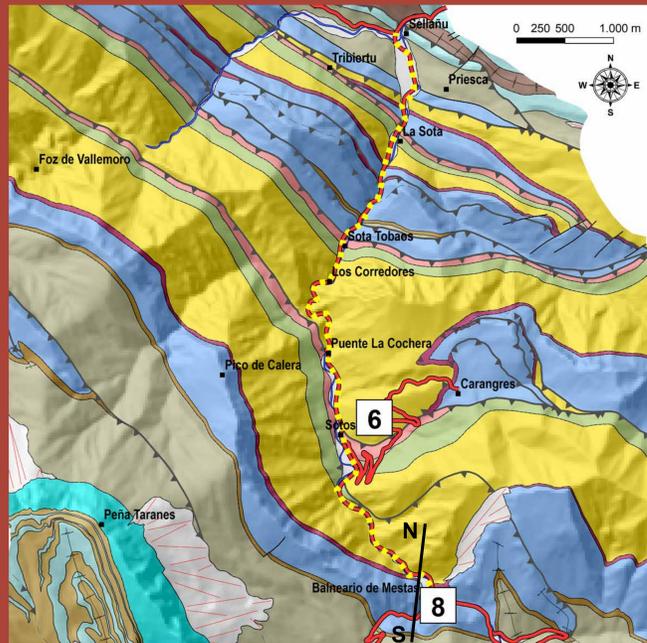




## El río Ponga

El río Ponga es el eje vertebrador del Parque Natural de Ponga. Este río recorre el territorio pongueto dejando a su paso multitud de formas y depósitos que nos hablan de su dinámica actual y pasada.

Se propone un recorrido aprovechando la carretera AS261 entre el Balneario de Mestas y Sellañu, para ver algunos elementos ligados a la dinámica fluvial, como son las llanuras aluviales, las terrazas aluviales, los depósitos torrenciales y los propios desfiladeros.



Mapa geológico del entorno del río Ponga mostrando el itinerario fluvial. Se muestra el corte N-S a la altura del Balneario que se describe en el texto.

Escaneando el código QR se tiene acceso a todos los paneles y a las referencias bibliográficas utilizadas en la elaboración de este itinerario.



## El poder del agua

En su camino, los ríos atraviesan los distintos tipos de rocas que forman el sustrato del Parque Natural de Ponga; según el tipo de roca los elementos resultantes de la dinámica fluvial serán distintos.

Al encontrarse con las resistentes cuarzoarenitas y las calizas, los ríos excavan estrechos **desfiladeros o foces**. En estas zonas la actividad del río es principalmente erosiva. Las vertientes de los desfiladeros aportan materiales al río procedentes de los canchales o de la actividad de algún torrente, especialmente en las laderas cuarcíticas. En todo el Parque Natural encontramos buenos ejemplos de desfiladeros como la Foz de Vallemoro, Foz de la Escalada, Foz de Sobrefoz, Foz de los Andamios, el Desfiladero de los Beyos o Los Corredores, por donde transcurre este itinerario.

Cuando los ríos atraviesan materiales poco resistentes, como las lutitas y las areniscas, los ríos forman amplios valles y construyen en su fondo **llanuras y terrazas aluviales**. Estos depósitos, que forman las vegas de los ríos, están formados por acumulaciones de cantos rodados y arenas. Los mejores ejemplos de llanuras y terrazas aluviales en el Parque los encontramos en el entorno del Balneario de Mestas, en Sotos, Sota Tobaos, La Sota (ver recuadro de la derecha) y en Sellañu.

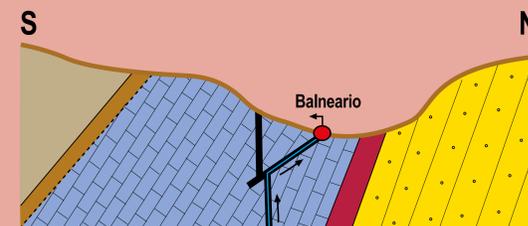
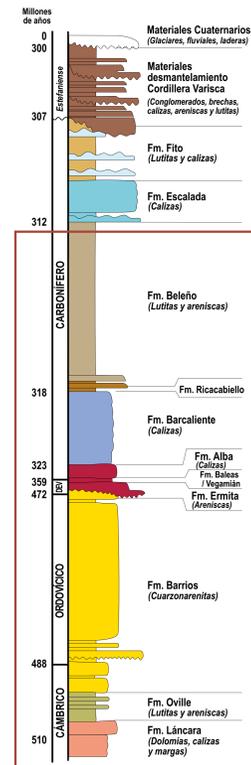
En este itinerario, el predominio de las cuarzoarenitas y las calizas hace que los elementos dominantes sean los desfiladeros, siendo las llanuras y terrazas aluviales de pequeña entidad y siempre asociadas a las lutitas y areniscas de la Formación Oville. Únicamente es reseñable la llanura aluvial de Sellañu, ubicada sobre las lutitas y areniscas de la Formación Beleño, tratándose de una llanura de mayor entidad por encontrarse a la salida de la zona de desfiladero y en la confluencia de dos ríos.

## Balneario de Mestas

Las aguas termales que son aprovechadas por el Balneario de Mestas están relacionadas con fracturas profundas. La subida del agua a través de las fallas es lo suficientemente rápida como para que no se enfríe y así se mantiene entre los 20°C y 30°C.

La temperatura del interior de la Tierra aumenta unos 3°C por cada 100 m de profundidad (**gradiente geotérmico**). Eso quiere decir que el origen del agua termal de Las Mestas podría ubicarse a más de 1000 metros de profundidad.

En su ascenso, el agua incorpora en su composición elementos de los materiales que atraviesa, por lo que las aguas termales adquieren unas características físico-químicas que las hace indicadas para el tratamiento de algunas afecciones.



Corte geológico esquemático del entorno del Balneario de Mestas (localización en el mapa geológico).



En Sellañu se encuentra la mayor llanura aluvial del Parque Natural de Ponga, formada en la confluencia de los ríos Ponga y Semeldón (Foto: Google maps).



Foz de Sobrefoz con el Tiatordos al fondo (Foto: L. Adrados).

## Las terrazas de La Sota

En la zona de La Sota, en la confluencia del río Ponga y el arroyo Salgaréu pueden observarse dos niveles aterrazados situados varios metros por encima del cauce del río Ponga.



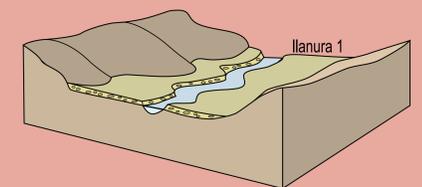
Terrazas aluviales en el entorno de La Sota (Foto: A. Viñuela).

Son dos **terrazas aluviales**, antiguas llanuras de inundación, abandonadas por el río cuando éste se vió obligado a excavar rápidamente su lecho.

Esta incisión fluvial ha sido motivada por la rápida elevación del continente debida a procesos tectónicos (Panel 7 - Tanda), proceso que también nos sirve para explicar la formación de los desfiladeros.

Estos niveles de terraza marcan antiguas posiciones del cauce. De hecho pueden observarse algunos cantos rodados en el talud de la carretera, conservados en algunas cavidades kársticas de las calizas.

Otras terrazas aluviales de Ponga pueden observarse en Sobrefoz y Yanu (Panel 4 - Curva de Puente).





## SEÑALIZACIÓN GEOLÓGICA DE LA RESERVA DE LA BIOSFERA Y PARQUE NATURAL DE PONGA

- Adrados, L.; Alonso Alonso, V.; Bahamonde, J.R.; Farias, P.; Fernández González, L.P.; Gutiérrez Claverol, M.; Heredia, N.; Jiménez Sánchez, M.; Meléndez M.; Merino Tomé; O. y Villa E. (2012). Guía geológica del Parque Nacional de Picos de Europa. IGME y OAPN. Adrados (eds).
- Alonso, J.L.; Marcos, A. y Suárez, A. (2006). Structure and organization of the Porma mélangé: progressive denudation of a submarine nappe toe by gravitational collapse. *Am. J. Sci.*, 306, 32–65.
- Bahamonde, J.R. y Colmenero, J.R. (1993). Análisis estratigráfico del Carbonífero Medio y Superior del Manto del Ponga (Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología (Univ. Oviedo)*, 19: 155-193.
- Bahamonde, J.R.; Merino, O.; Heredia N. (2007). A Pennsylvanian microbial boundstone-dominated carbonate shelf in a distal foreland margin (Picos de Europa Province, NW Spain). *Sedimentary Geology*, 198: 167-193.
- Bahamonde, J.R.; Merino-Tomé, O.; Della Porta, G. y Villa, E. (2015). Pennsylvanian carbonate platforms adjacent to deltaic systems in an active marine foreland basin (Escalada Fm., Cantabrian Zone, NW Spain). *Basin Research*, 27: 208-229.
- Bahamonde, J.R.; Della Porta, G. y Merino-Tomé, O.A. (2017). Lateral variability of shallow-water facies and high-frequency cycles in foreland basin carbonate platforms (Pennsylvanian, NW Spain). *Facies* 63: 1-39.
- Ballesteros, D.; Cuesta, A. y Rubio-Ordoñez, Á. (2011). Actividad ígnea filoniana en los Picos de Europa (N de España): basaltos, lamprófidos y andesitas. *Geogaceta*, 50 (1), 55-58.
- Colmenero, J.R.; Fernández, L.P.; Moreno, C.; Bahamonde, J.R.; Barba, P.; Heredia, N. y González, F. (2002). Carboniferous. En: Gibbons, W. y Moreno, M.T. (eds). *The Geology of Spain*. Geol. Soc. London, 93–116.
- Fernández-Viejo, G.; Llana-Fúnez, S.; Acevedo, J. y López-Fernández, C. (2021). The Cantabrian Fault at sea. Low magnitude seismicity and its significance within a stable setting". *Frontiers in Earth Sciences*.
- Golonka, J.; Ross, M.I. y Scotese, C.R. (1994). Phanerozoic paleoclimatic modeling maps. En: *Pangea: Global Environment and Resources* (Ed. by Embry A.F., Beauchamp B. & Glass D.J.) *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 17, 1–47.
- Julivert, M. (1960). Estudio geológico de la Cuenca de Beleño, valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LX-XI, 1-346.
- Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Variscan Cordillera of the northwest Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270, 1-29.
- López-Fernández, C.; Fernández-Viejo, G.; Olona, J. y Llana-Fúnez, S. (2018). Intraplate seismicity in NW Iberia along de trace of the Ventaniella Facult: a case for fault intersection at depth. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Merino-Tomé, O.; Suárez Rodríguez, A. y Alonso Alonso, J.L. (2014). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000). en GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España. [En línea]. Sistema de Información Geológica Continua: SIGECO. IGME. Disponible en <http://info.igme.es/visorweb/>
- Merino-Tomé, O.; Suárez Rodríguez A. y Alonso Alonso, J.L. Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000). in GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España (en línea).(Fecha de consulta 17 septiembre de 2021). Disponible en: <http://info.igme.es/cartografiadigital//geologica/geodezona.aspx?Id=Z1000>.
- Nuño, C.; Meléndez; M. y Arqués Prendes-Pando, F. (1995). Informe sobre el Balneario de Mestas de Ponga. IGME y Consejería de Industria, turismo y empleo. Dirección regional de Minería y Energía.
- Pérez-Estaún, A.; Bastida, F.; Alonso, J.L.; Marquínez, J.; Aller, J.; Álvarez-Marrón, J.; Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988). A thin-skinned tectonic model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics* 7:517–537.
- Rodríguez Rodríguez, L. (2015). Quaternary in the Central Cantabrian Mountains: New geomorphological and geochronological contributions. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo. 180 pp.
- Scotese, C.R. (2014). Atlas of Early Cretaceous Paleogeographic Maps. *PALEOMAP Atlas for ArcGIS, 2014, volume 2, The Cretaceous, Maps 23-31, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL*.
- Van Ginkel, A.C. (1965). Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded*, 34, 1–217.