



Patrimonio geológico en Asturias: la cuenca alta del río Nalón y la Costa de los Dinosaurios

Itinerarios geológicos de la VII Reunión de la Comisión de Patrimonio Geológico



**José Carlos García-Ramos, Montserrat Jiménez-Sánchez, Laura Piñuela,
María José Domínguez Cuesta (Editores)**

Patrimonio geológico en Asturias: la cuenca alta del río Nalón y la Costa de los Dinosaurios

**Itinerarios geológicos de la VII Reunión de la
Comisión de Patrimonio Geológico**

**José Carlos García-Ramos, Montserrat Jiménez-Sánchez, Laura Piñuela,
María José Domínguez Cuesta, Carlos López Fernández (Editores)**

Colaboradoras: Mónica Meléndez Asensio y Eva Martos de la Torre

© VII Reunión de la Comisión de Patrimonio Geológico (Museo del Jurásico de Asturias, Colunga 2006)

José Carlos García-Ramos, Montserrat Jiménez-Sánchez, Laura Piñuela, María José Domínguez Cuesta, Carlos López Fernández (Editores)

Impreso en: Servitec, Doctor Fleming 3, 3005 Oviedo

Depósito legal: AS - 3369 - 06

ISBN: 84 - 689 - 9432 - 4

ÍNDICE

LA CUENCA ALTA DEL RÍO NALÓN: EL ENTORNO DEL RÍO ALBA (PARQUE NATURAL DE REDES) Y LA CUENCA CARBONÍFERA CENTRAL.....	1
Presentación general	2
El Parque Natural de Redes.....	3
Situación geográfica y características generales.....	3
Orografía	4
Clima	4
Vegetación.....	4
Fauna	5
Geología	5
Itinerario Geológico	7
1. Embalse de Rioseco.....	9
2. La Casa del Agua	9
3. Curso bajo del río Alba.....	10
4. Lavadero de Soto de Agues.....	10
5. Sistema torrencial del Soto.....	11
6. Foz de Peña Llagos.....	11
7. Área de Carbayines	11
8. Tolva minera	12
El Paisaje Protegido de las Cuencas Mineras.....	14
Situación geográfica y características generales.....	14
Orografía	15
Clima	15
Vegetación.....	15
Fauna	16
Geología	16
Itinerario Geológico	17
El valle del río Nalón en la Cuenca Carbonífera Central: dinámica de laderas y riesgos geológicos	17
La Cuenca Carbonífera Central de Asturias. Un pasado glorioso, un presente difícil un futuro incierto.....	19
Museo de la Minería, MUMI.....	28
Bibliografía	29

EL JURÁSICO DE ASTURIAS Y SUS HUELLAS DE DINOSAURIOS. YACIMIENTOS DE LA PLAYA DE LA GRIEGA (COLUNGA) Y DE LOS ACANTILADOS DE TEREÑES (RIBADESELLA).....	31
Introducción	32
Estratigrafía y paleogeografía	32
Los yacimientos con huellas de dinosaurios	36
Yacimiento de la playa de La Griega (Colunga).....	37
Yacimiento de los acantilados de Tereñes (Ribadesella)	41
Bibliografía	48
EL MACIZO KÁRSTICO DE ARDINES: LA CUEVONA Y LA CUEVA DE TITO BUSTILLO	49
Introducción	50
El karst de Ardines	50
La Cuevaona	51
La Cueva de Tito Bustillo: aspectos geológicos y geomorfológicos.....	52
El hombre paleolítico y la ocupación del espacio subterráneo.....	54
La conservación de la Cueva: aspectos ambientales en Patrimonio Geológico y Cultural	56
Bibliografía	57

LA CUENCA ALTA DEL RÍO NALÓN: EL ENTORNO DEL RÍO ALBA (PARQUE NATURAL DE REDES) Y LA CUENCA CARBONÍFERA CENTRAL

M. Jiménez-Sánchez ⁽¹⁾

M. J. Domínguez Cuesta ⁽¹⁾

E. Martos de la Torre ⁽¹⁾

J. A. Sáenz de Santa María ⁽²⁾

J. M. Valderrábano-Luque ⁽³⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geología. Universidad de Oviedo

⁽²⁾ GEHMA, Geología y Geotecnia S. L.

⁽³⁾ INDUROT. Universidad de Oviedo, Campus de Mieres

Presentación general

El itinerario que aquí se presenta se localiza en el área central-sur de la Región asturiana, concretamente entre los concejos de Sobrescobio, Laviana, San Martín del Rey Aurelio y Langreo (Figura 1).



Figura 1.- En color negro se muestra el itinerario de la excursión (tomado de *Guía Valle del Nalón. Patrimonio Natural, Patrimonio Industrial*. Gobierno del Principado de Asturias)

En primer lugar se describirán las características del Parque Natural de Redes, donde se enmarca el entorno del río Alba y algunos de los puntos de interés geológico dentro de esta zona. Posteriormente se describirán las características del Paisaje Protegido de las Cuencas Mineras, área en la que se enmarca el resto de la excursión a través de la Cuenca Carbonífera Central.

Situación geográfica y características generales

El Parque Natural de Redes, con una superficie de 37.622 hectáreas, se localiza en el sector sur-centro-oriental de Asturias, englobando la totalidad de los concejos de Sobrescobio y Caso, (Figura 2). Sus características generales han sido abordadas previamente en diversos trabajos (Jiménez-Sánchez *et al.*, 1997, 2005), en los que se basan los datos que se exponen a continuación.



Figura 2.- Parque Natural de Redes (Fuente: Consejería de Medio Ambiente, Principado de Asturias).

La vía de acceso principal es la carretera regional AS-17, Avilés-Puerto de Tarna, que atraviesa todos los municipios siguiendo el curso del río Nalón y comunica Asturias con Castilla y León. Por el Norte, la carretera comarcal AS-254 enlaza Infiesto con Campo de Caso a través de la Collada de Arnicio.

La Administración Regional de Asturias procedió a la declaración del Parque Natural de Redes el 27 de diciembre de 1996¹, teniendo en cuenta valores como las grandes extensiones de bosques, la diversidad faunística y el hecho de contener la cuenca fluvial que abastece de agua a la zona central de Asturias (por lo cual se elaboró en 1994 un Plan Especial de Protección). Además de la figura de

¹ Ley 8/1996, de 27 de diciembre, de declaración del Parque Natural de Redes (BOPA 31-12-96)

Parque Natural, la Ruta del Alba fue declarada Monumento Natural en abril de 2001². Es en la Ruta del Alba donde se desarrollará parte del itinerario geológico escogido.

Tanto a nivel europeo como mundial el Parque Natural de Redes también ha sido objeto de reconocimiento ya que forma parte de la Red Natura 2000, tras su declaración como Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA) en 2003 y su declaración como Lugar de Importancia Comunitaria (LIC)³ en 2004. Además, el 20 de septiembre de 2001 fue declarado Reserva de la Biosfera por el Consejo Internacional de Coordinación del Programa MaB de la UNESCO.

Orografía

Los límites del Parque siguen, casi en su totalidad, la divisoria de aguas del río Nalón (excepto en la frontera con el concejo de Piloña) y superan en algunos casos los 2.000 metros, como en el caso del Pico Torres (2.104 m) o la Picota de las Hazas (2.022 m), ya en la frontera con León, en el eje de la Cordillera Cantábrica.

Clima

En las estaciones meteorológicas del Parque se recoge un promedio anual de precipitaciones superior a 1500 l/m², con un mínimo en verano y dos máximos en invierno (nieve y lluvia) y primavera. Son frecuentes las nieblas debidas al estancamiento y condensación de masas de aire húmedo especialmente en las zonas más altas del Parque.

Las medias mensuales de temperatura, presentan un valor máximo en torno a los 18° C, en julio-agosto y un valor promedio mínimo de aproximadamente 4° C en diciembre-enero. En las zonas más altas son frecuentes los ciclos de helada, que en ocasiones se extienden prácticamente a lo largo de todo el año.

Vegetación

El Parque Natural de Redes es una de las áreas más boscosas de la región asturiana, presentando además una gran riqueza vegetal, dada la gran variabilidad de altitudes presente, entre los 340 y los 2104 m de la cota más alta en el Pico Torres

El tipo de bosque mejor representado en el espacio protegido es el hayedo, que abarca una extensión cercana a las 10.000 hectáreas y que, unido a las masas de Ponga, constituye uno de los más vastos y mejor conservados núcleos de hayedo, y de bosque en general, de toda la Cordillera Cantábrica.

Están representados dos clases de hayedo: eutrofos, que crecen sobre los suelos ricos y carbonatados de las calizas y, los hayedos oligotrofos sobre suelos pobres silíceos. Además de hayas, se pueden encontrar otras especies como fresnos (*Fraxinus excelsior*), mostajos (*Sorbus aria*) o tilos (*Tilia platyphyllos*), robles albares (*Quercus petraea*), abedules (*Betula pubescens*

² Decreto 44/2001, de 19 de abril, por el que se declara Monumento Natural la Ruta del Alba (Sobrescobio) (BOPA 9-5-01).

³ Decisión de la Comisión de 7 de diciembre de 2004 por la que se aprueba, de conformidad con la Directiva 92/43/CEE del Consejo, la lista de lugares de importancia comunitaria de la región biogeográfica atlántica.

subsp. *celtiberica*), acebos (*Ilex aquifolium*) o serbales (*Sorbus aucuparia*), tejos (*Taxus baccata*), el arce (*Acer pseudoplatanus*) y el avellano (*Corylus avellana*).

Fauna

En el Parque Natural de Redes existe una gran variedad faunística (anfibios, reptiles, mamífero, aves) cuyos máximos exponentes son el oso pardo (*Ursus arctos*), el urogallo (*Tetrao urogallus*), el lobo (*Canis lupus*) y la nutria (*Lutra lutra*). Además, la pervivencia de estas especies está determinada en buena parte por la creación de diversas figuras de gestión-protección a lo largo de los años: Coto Nacional de Redes (1943), Reserva de Caza, Coto de Caza, Parque Natural y Reserva de la Biosfera.

Geología

El Parque de Redes se sitúa mayoritariamente dentro de la unidad alóctona denominada “Unidad del Ponga-Cuera”, perteneciente a la Región de Mantos (Julivert, 1960), dentro de la Zona Cantábrica (Lotze, 1945) que es el sector más externo de la Cordillera Hercínica en el Noroeste de la Península Ibérica (Figura 3). En el límite occidental del Parque se encuentra la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central.

Estratigrafía. Los materiales del sustrato de Parque Natural de Redes se caracterizan por presentar una gran variedad litológica con edades que van desde el Cámbrico al Carbonífero, con una laguna estratigráfica que abarca gran parte de los períodos Ordovícico, Silúrico y Devónico.

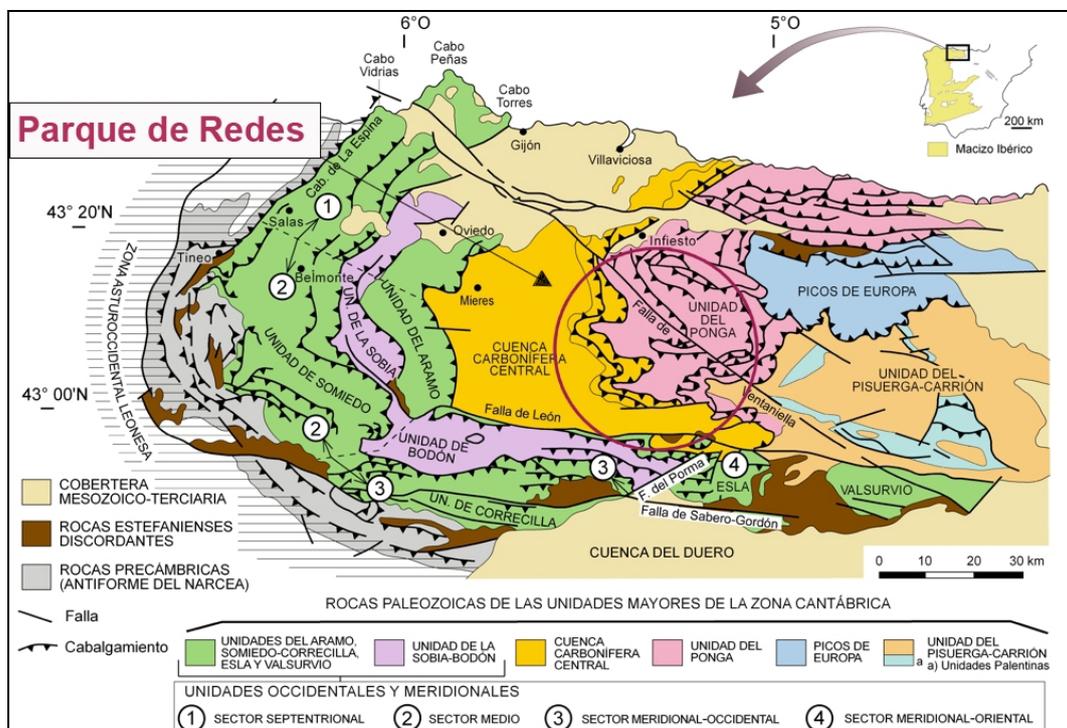


Figura 3.- Situación del Parque de Redes en el contexto geológico de la Zona Cantábrica (Figura tomada de Pérez-Estaún y Bea, 2004).

Tectónica. Desde el punto de vista estructural, lo más característico de la Unidad del Ponga es la existencia de un conjunto de cabalgamientos cuya superficie de despegue se localiza en la base de la

Formación Láncara, de edad Cámbrica. Presentan vergencia al Este y un trazado cartográfico sinuoso, debido a la existencia de pliegues transversales a ellos. Posteriormente al emplazamiento de estos cabalgamientos, se produjeron una serie de fracturas, algunas de ellas de gran importancia como la Falla de Ventaniella que presenta una orientación Noroeste-Sudeste y se extiende hasta la Costa Cantábrica, al Oeste del Cabo Peñas (Álvarez-Marrón *et al.*, 1989).

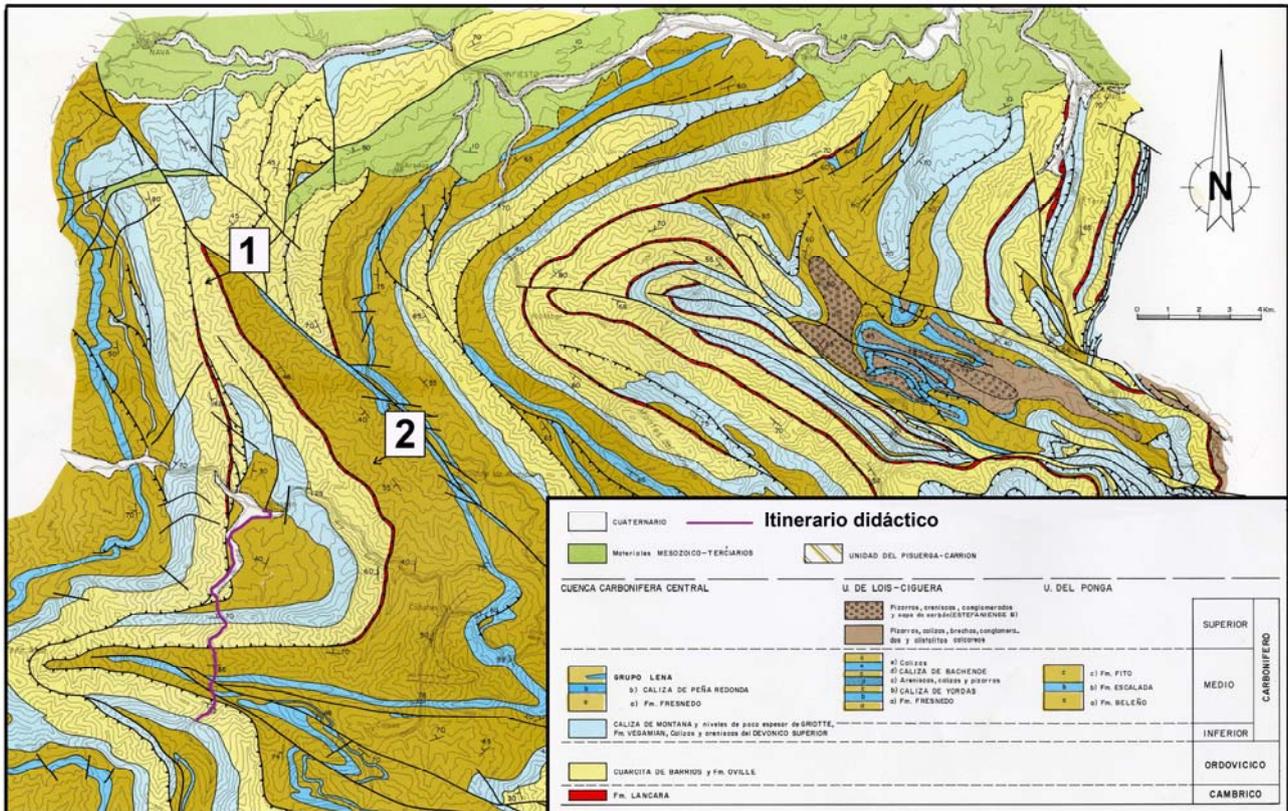


Figura 4.- Mapa geológico con el itinerario propuesto (tomado de Álvarez-Marrón *et al.*, 1989)

Geomorfología. Entre los procesos que, a lo largo del Cuaternario, han intervenido en el modelado del Parque Natural de Redes, se pueden considerar procesos fluviales, glaciares y nivales, procesos de gravedad y kársticos.

Existen numerosas evidencias de la existencia de procesos glaciares, como la presencia de morrenas y de circos y valles glaciares. Ello ha permitido establecer una fase I, de máxima expansión de los hielos, descendiendo hasta altitudes próximas a los 1000 m. Las fases II y III se sitúan respectivamente a altitudes de 1300-1500 m (Jiménez-Sánchez, 1996). Algunos estudios han puesto de manifiesto que hace 20.000 años únicamente quedarían ya glaciares de circo por encima de 1450 m (Jiménez-Sánchez y Farias, 2002; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2002).

Tras la retirada de los hielos los procesos que han cobrado mayor importancia en la zona son los ligados a la dinámica fluvial y de laderas.

Los ríos han ejercido su acción modeladora, dando lugar a valles cuya morfología está, en buena medida, condicionada por la naturaleza del sustrato. Así, es frecuente encontrar tramos de valles abiertos que conectan con gargantas y desfiladeros desarrollados sobre las litologías más resistentes. Los cambios en el nivel de base del mar Cantábrico, provocaron sucesivos encajamientos de la red

fluvial en esta zona, lo que ha provocado la aparición de al menos tres niveles de terrazas de 30, 10 y 3 m respectivamente. En muchas de las cabeceras de los valles del Parque Natural de Redes son frecuentes los procesos torrenciales, con formación de aparatos en los que intervienen procesos de tipo *debris-flow*. En esta zona, el régimen de comportamiento del río Nalón y sus tributarios, es pluvionival (Jiménez-Sánchez, 1994, 1999). Son frecuentes las crecidas invernales, coincidiendo con el máximo de precipitaciones, aunque en ocasiones también han tenido lugar grandes avenidas como consecuencia de la fusión repentina de las nieves coincidiendo con episodios de viento sur.

La evolución de las vertientes en esta zona está determinada por la actuación de diferentes procesos como son la caída de rocas y los movimientos en masa, junto con otros como la acción de la arroyada o la nivación (Jiménez-Sánchez, 1997). La litología del sustrato determina la aparición de uno u otro tipo de procesos, así es frecuente encontrar canchales y pedreros originados por la caída de rocas al pie de escarpes cuarcíticos o calcáreos. En las laderas desarrolladas sobre sustratos más blandos, son frecuentes los fenómenos de reptación superficial del terreno, que combinados con la acción del agua originan depósitos de coluviones en ocasiones con un gran desarrollo. Además, es frecuente la desestabilización del terreno en épocas de lluvia, originando movimientos en masa que, en Asturias se conocen como *argayos*. Se generan mediante una componente inicial de deslizamiento, evolucionando posteriormente la masa desplazada mediante un mecanismo de flujo.

Los procesos kársticos en esta zona, generan formas en superficie, como lapiaces y travertinos y también conductos subterráneos, como el de la Cueva de Voyu (o el Boyu), declarada recientemente Monumento Natural, en la que el río Nalón desaparece para aflorar nuevamente en superficie aguas abajo.

Itinerario Geológico

El itinerario geológico elegido se localiza en el curso medio-bajo del río Alba, en el sector suroccidental del Parque Natural de Redes (**Figura 5**). El recorrido se enmarca dentro de un itinerario didáctico de 10 km (Jiménez-Sánchez y Valderrábano, en prensa), que finaliza en el curso alto del río, donde se desarrollan desfiladeros y cascadas (Colubi y Domínguez Cuesta, 1997). A continuación se describen algunos de los puntos a visitar durante la excursión, que se desarrollará en los tramos medio-bajo del curso fluvial, desde la desembocadura del mismo en el embalse de Rioseco hacia las áreas de cabecera. Una descripción más detallada de la geología de este sector se presenta en los trabajos de Heredia *et al.*, 1989 y Rodríguez Fernández *et al.*, 1989.

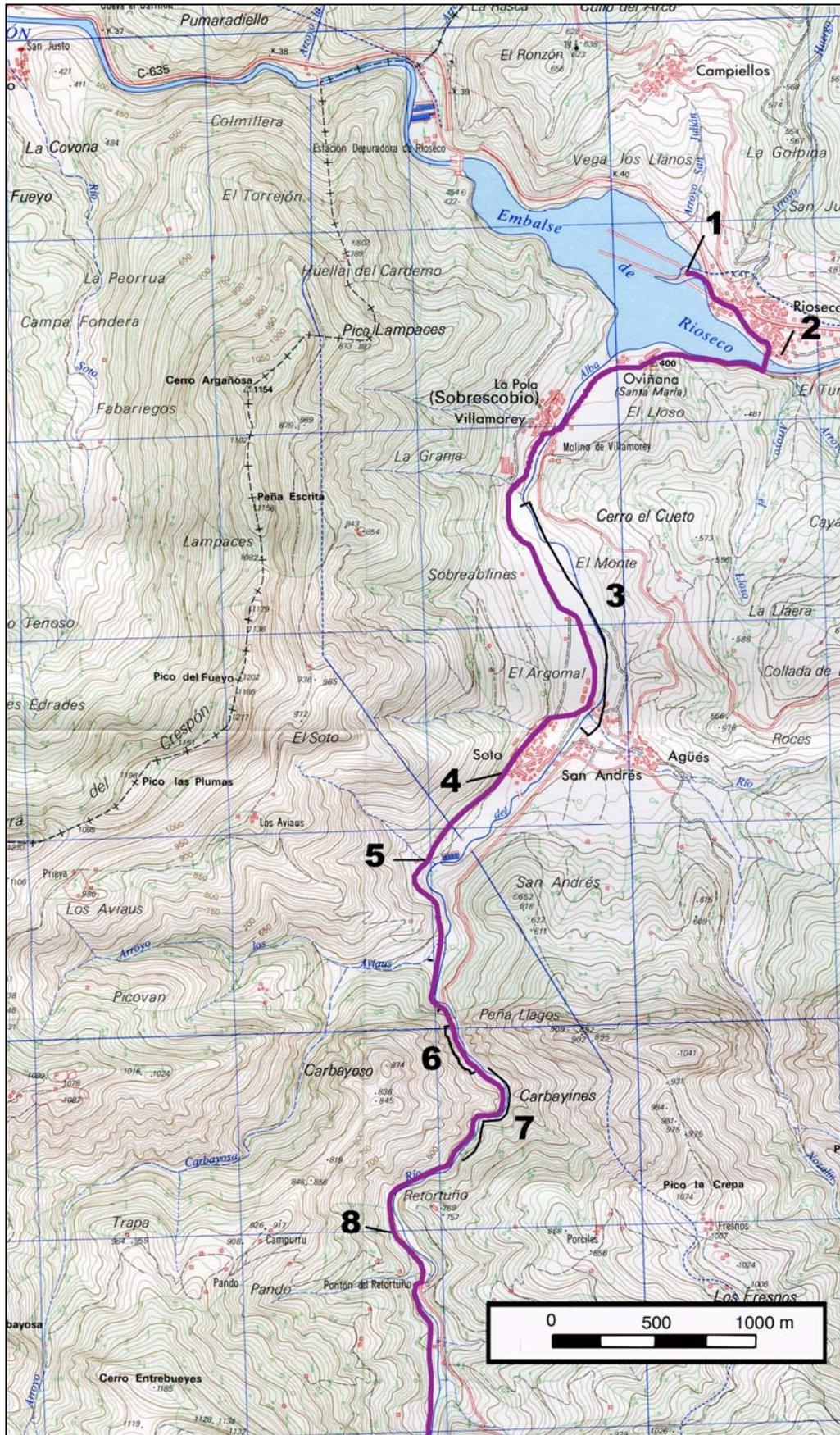


Figura 5.- Mapa topográfico en el que se muestra el itinerario propuesto. Tomado de IGN, 1989.

1. Embalse de Rioseco

El embalse de Rioseco se sitúa en la cabecera del río Nalón. Con sus 4 Hm³ constituye, junto con el embalse Tanes (32 Hm³) una de las principales reservas de agua de la región Asturiana. Sirve no solo para abastecimiento de agua, sino también para la producción de energía eléctrica y la regulación de las avenidas del río. A partir de la construcción de este embalse se ha elaborado en 1994 un Plan Especial de Protección, que incluye la cabecera del río Nalón, con el fin de preservar la calidad del agua almacenada.

Desde el punto de vista geológico, uno de los aspectos más destacables en este paisaje es la diversidad de litologías, que se refleja en fuertes variaciones en la configuración del relieve. Así, hacia el NO, se observa el valle inundado del Nalón, de perfil abrupto, excavado en materiales cuarcíticos, donde es visible el antiguo desfiladero. Por otra parte, al sur, se divisa el valle del río Alba con una llanura aluvial bien desarrollada. La alternancia de materiales de distinto comportamiento mecánico frente a la erosión origina un perfil asimétrico, con presencia de una pendiente más baja y regular en la ladera derecha, donde afloran las Lutitas de Fresnedo y de acusadas rupturas de pendiente en la ladera izquierda. Aquí la Formación Barrios y la Caliza de Montaña desarrollan altas pendientes en las zonas más elevadas y alternan con otras formaciones menos resistentes, como la Caliza de Alba, las pizarras de las formaciones Suevo y Vegamián o las Areniscas de la Ermita que afloran en bandas más estrechas, dando lugar a franjas con pendientes más bajas y rellanos (Figura 6).



Figura 6.- Aspecto del perfil asimétrico del valle del río Alba, en la zona de desembocadura de éste en el embalse de Rioseco. En primer término, herbazales higrófilos colonizando terrenos encharcados a cola de embalse.

2. La Casa del Agua

La Casa del Agua es el segundo Centro de Interpretación y Recepción de Visitantes del Parque Natural de Redes. Se localiza en el centro del pueblo de Rioseco (capital del concejo de Sobrescobio), que dista 45 km de Oviedo. Esta localización no es casual, no en vano, en el ámbito del Parque Natural de Redes, se localiza el sistema de embalses de Tanes-Rioseco, que abastece de agua a casi el 80% de la población asturiana. Para acceder a las instalaciones desde el centro de la

región debe tomarse la Carretera Regional AS-15 (Avilés-Puerto de Tarna) hasta Rioseco. O la carretera AS-17 que va desde Avilés a Puerto de Tarna.

El interior del centro está dividido en sectores temáticos. El primero de ellos está dedicado al "Ciclo del Agua". En el segundo está se hace referencia al agua en el Parque Natural de Redes, relacionándolo con el relieve, la erosión, la vegetación, la fauna y el hombre. En el tercero se explica el aprovechamiento hidroeléctrico en esta zona, con especial mención al sistema reversible de embalses Tanes-Rioseco, la central eléctrica de Tanes, el tratamiento de potabilización de agua de redes de distribución en la zona central de Asturias. El cuarto y último bloque se centra en la temática del uso y consumo de agua.

Se puede encontrar más información en: <http://tematico.princast.es/mediambi/siapa/web/educacion/recursos/red/agua/>

3. Curso bajo del río Alba

En esta localidad, se siguen observando perfiles asimétricos en el valle, como respuesta a los cambios litológicos que tienen lugar en ambas laderas.

Además, la llanura aluvial, alcanza un desarrollo importante, especialmente en la zona donde confluyen el río Alba con los ríos Argallaes y Nozalín. En la margen izquierda del río Alba, existen terrazas aluviales localizadas a 40-50 m sobre la llanura aluvial actual. Sobre estas, es posible que existan depósitos de abanicos torrenciales que provienen de la sierra del Crespón (Figura 7). También existen otras terrazas como las del sector de San Andrés (en torno a 30 m sobre la llanura aluvial del Alba), con depósitos de coluviones modificando su topografía original.



Figura 7. Terrazas fluviales adosadas a la ladera izquierda del río Alba. En primer plano, llanura aluvial (zona de Vega) del río Alba, entre Villamorey y Soto de Agues.

4. Lavadero de Soto de Agues

En este punto, se pueden observar los usos y aprovechamientos de las rocas paleozoicas, como es el caso de la Cuarcita de Barrios como elementos constructivos de algunas casas, o la utilización de Caliza de la Formación Alba en las paredes del lavadero, entre otros.

5. Sistema torrencial del Soto

En este punto se observa un sistema torrencial formado por dos cauces, con sus abanicos coalescentes confluyendo en el río Alba. En la margen izquierda del cauce activo, se observan depósitos de tipo *debris-flow* (cantos subangulosos de cuarcita envueltos en una matriz de composición y proporciones variables).

6. Foz de Peña Llagos

El sector de la Foz de Peña Llagos, es un cañon fluvial de unos 450 m de recorrido, labrado en las calizas de la Formación Barcaliente que en algunos puntos llegan a desarrollar paredes verticales.

En este punto cabe destacar el espejo de falla, al inicio del desfiladero, que muestra claramente la disposición de las estrías de la misma. Además, son muy interesantes las formaciones kársticas como un extraordinario lapiaz con canales de disolución (rillenkarrren) de varios metros de longitud, así como zonas de surgencia de agua del macizo kárstico a favor de distintos planos de anisotropía y la formación y evolución de una toba activa (Figura 8a y Figura 8b).



Figura 8.- a. Lapiaz constituido por canales de disolución en la ladera derecha del desfiladero. b. Toba activa asociada a una surgencia de agua en el Desfiladero de Peña Llagos. Los tonos blanquecinos se deben a la precipitación de carbonato cálcico sobre las formaciones vegetales.

7. Área de Carbayines

En el primer sector de este tramo, la pendiente de las paredes del valle disminuye notablemente con respecto al anterior, mientras que en el fondo cobra una cierta importancia la acumulación de depósitos constituyendo una estrecha llanura aluvial. Esta variación morfológica es debida a un importante cambio litológico: así, en la ladera derecha del valle se puede observar el contacto

normal entre la Caliza de Montaña y la Caliza de Alba (*Griotte*) que en este punto muestra, además ciertos repliegues, ocupando una estrecha banda de espesor inferior a 5m. Las capas muestran, aproximadamente, un rumbo E-O y buzamientos de 80 ° hacia el Norte. A su vez, la Caliza de Alba aparece en contacto con las areniscas de la Formación Ermita, prosiguiéndose la sucesión hacia el muro de la serie con la Cuarcita de Barrios y la Formación Oville. Estas afloran en la parte más elevada de la ladera (Pico Crespis-La Crepa, 1074m), donde quedan relieves residuales similares a pináculos. Tanto la Caliza de Montaña como la Cuarcita de Barrios han originado la aparición de escarpes en el contacto con las otras formaciones paleozoicas, menos competentes, escarpes que evolucionan mediante procesos de caída de rocas que han originado la acumulación de canchales en la vertiente, cuya fase activa muestra una disposición de franjas orientada según la propia traza de los escarpes. Avanzando hacia el sur, destaca la existencia de un desfiladero excavado en rocas de la Cuarcita de Barrios que da lugar a impresionantes crestones de cuarcita asociados a la disposición de los planos de estratificación, con buzamientos verticales. En las laderas se aprecia el desarrollo de, al menos, tres sistemas de diaclasas, que junto con la estratificación, aumentan la susceptibilidad frente a los procesos de caída de rocas (Figura 9). La existencia de un afloramiento de terrazas fluviales localizado a 2-3m sobre el cauce actual es otro aspecto interesante a destacar en este sector.

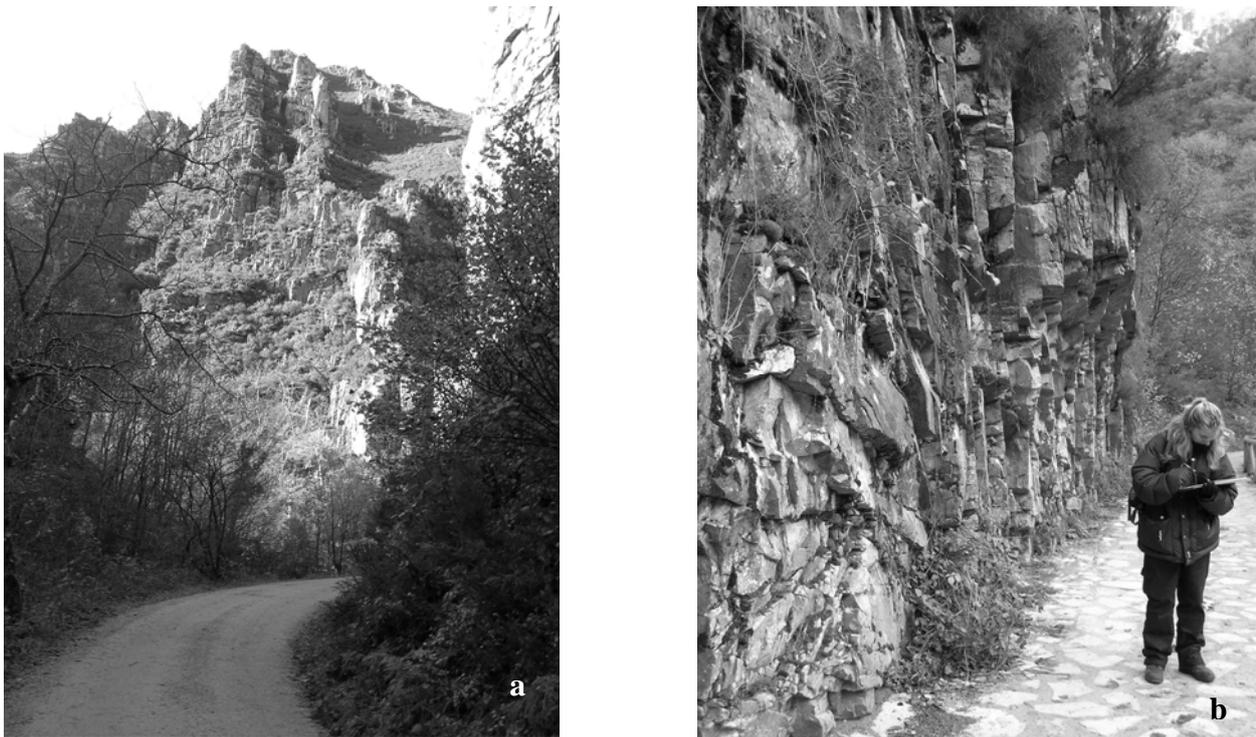


Figura 9.- a. Aspecto de los crestones de cuarcita en la ladera izquierda del desfiladero. **b.** La intersección de diaclasas y estratificación delimita bloques de roca que pueden experimentar procesos de desprendimiento

8. Tolva minera

En este punto existe una tolva (Figura 10) que deriva de una explotación de hierro abandonada, localizada más al Sur y que se conoce con el nombre de Pandanes (Carmen y Llaimo son otros

nombres con los que se conocía la mina). El origen de la mineralización sería de tipo residual, rellenando zonas de fractura y oquedades kársticas en las calizas carboníferas de la Formación Barcaliente (Gutiérrez Claverol y Luque Cabal, 1994; 1995). El mineral era transportado mediante un cable con cangilones desde la mina, localizada en la Caliza de Montaña más hacia el Sur (Gutiérrez Claverol y Luque Cabal, comunicación personal).



Figura 10.- a. Aspecto de la tolva minera de la Mina de Pandanes. **b.** Movimiento en masa y evidencias de reptación superficial.

A partir de este punto, podemos observar cómo, en relación con la presencia de las alternancias de areniscas, calizas y pizarras con capas de carbón que constituyen las formaciones detríticas carboníferas (Formaciones Beleño y Fito), las paredes del valle disminuyen de pendiente, desarrollándose frecuentemente coluviones, mientras que en el fondo se desarrolla una estrecha llanura aluvial que llega a alcanzar unos 80 m de anchura que puede ser continuada a lo largo de unos 700 m, en la que el río se encaja mostrando un cauce sinuoso. En la confluencia de los tributarios con el río Alba, en ocasiones se forman depósitos de abanicos torrenciales de escasa entidad. Asimismo, en las laderas, podemos observar evidencias de la actuación de procesos de gravedad, como movimientos en masa complejos, a los que se superponen terracitas lóbulos y depresiones originadas por procesos de reptación superficial.

El Paisaje Protegido de las Cuencas Mineras

Situación geográfica y características generales

El Paisaje Protegido de las Cuencas Mineras, con una superficie de 13.225 hectáreas se localiza en la zona central del Principado de Asturias e integra zonas del concejo de Mieres, en la cuenca del río Caudal, y de los concejos de Laviana, San Martín del Rey Aurelio y Langreo, en la cuenca del río Nalón (Figura 11).



Figura 11.- Paisaje Protegido de las Cuencas Mineras

Los principales accesos desde Oviedo son la autopista A-66 y la AS-17. La primera, conduce, por el concejo de Mieres, hasta Figaredo, desde donde parte la AS-337 hasta Sotredío, en San Martín del Rey Aurelio.

Por la Carretera Comarcal AS-17, de Langreo al Puerto de Tarna, podemos acceder a Ciaño (Langreo), Sotredío (San Martín del rey Aurelio) y Pola de Laviana (Laviana). En el concejo de Langreo la vía principal es la carretera local LA-7 que se adentra en el Paisaje Protegido desde Ciaño. Por último, en Laviana, la AS-252, de Pola de Laviana a Cabañaquinta, recorre la parte alta del concejo.

La Administración Regional de Asturias procedió a la declaración del Paisaje Protegido de las Cuencas Mineras el 14 de Marzo de 2002⁴, al tratarse de una de las áreas más representativas de la

⁴ Decreto 36/2002, de 14 de marzo por el que se declara el Paisaje Protegido de las Cuencas Mineras (BOPA 1-4-2002).

zona central de Asturias y, más concretamente, de las cuencas mineras. A nivel europeo forma parte de la Red Natura 2000, tras su declaración como Lugar de Importancia Comunitaria (LIC)⁵ en 2004.

Orografía

El núcleo principal del Paisaje Protegido de las Cuencas Mineras lo conforman la parte alta del río Turón, afluente del río Caudal (concejo de Mieres) y las cabeceras de los ríos Samuño, Santa Bárbara y Villoria (concejos de Langreo, San Martín del Rey Aurelio y Laviana respectivamente), todos ellos afluentes del río Nalón. El límite meridional de este espacio se establece por el Cordal de Longalendo, en el límite entre las cuencas hidrográficas de los ríos Nalón y Aller, incluyendo las mayores altitudes de toda la zona, representadas por la Peña Mea (1.561 m) (Figura 12) y Pico de la Forcada (1.546 m).



Figura 12.- Pico Peña Mea

Clima

Las estaciones meteorológicas recogen una precipitación media anual entre 1.100 y 1.300 l/m². La temperatura media de las máximas anuales se sitúa entre los 16°-20°C y la media de las mínimas entre 4° y 9°C.

Vegetación

Desde el punto de vista de la vegetación, el paisaje protegido de las Cuencas Mineras destaca por mantener una elevada diversidad de formaciones vegetales. Destaca la presencia de carbayedas, hayedos, rebollares, abedulares y bosques mixtos de roble albar. Además cabe destacar la presencia de acebos y tejos y, en las riberas, existen alisedas bien desarrolladas. Por otro lado, existen grandes superficies de prados y pastizales con aprovechamiento ganadero. El resto del área deforestada no dedicada a pradería está ocupada por matorrales de brezos y tojos

⁵ Decisión de la Comisión de 7 de diciembre de 2004 por la que se aprueba, de conformidad con la Directiva 92/43/CEE del Consejo, la lista de lugares de importancia comunitaria de la región biogeográfica atlántica.

Tectónica. La unidad geológica de la Cuenca Carbonífera Central, constituye el núcleo plástico de la Rodilla Astúrica. La naturaleza de sus materiales y su particular posición durante la orogenia Hercínica, determinaron un desarrollo estructural con superposición de fases de plegamiento que dan buenos ejemplos de interferencia de pliegues en condiciones flexurales (Julivert y Marcos, 1973; Aller, 1986). La vergencia de estos pliegues varía desde la zona occidental, donde son fuertemente vergentes al este, a la oriental donde se llegan a verticalizar. Posteriormente, tiene lugar una etapa de acortamiento cuya dirección coincide aproximadamente con la de los ejes del plegamiento longitudinal, por lo que los pliegues así originados se han denominado transversales (Julivert y Marcos, 1973) y se caracterizan por trazas curvas posiblemente controladas por la existencia de rampas laterales (Aller y Gallastegui, 1994). A pesar de su carácter de unidad alóctona, en el interior de la Cuenca no existen cabalgamientos, y la única fractura con una cierta importancia es la Falla de la Peña, falla inversa que se sitúa en la zona occidental con un trazado aproximado N-S.

La deformación posterior alpina que afectó al basamento varisco a lo largo de toda la Cordillera Cantábrica (Alonso *et al.*, 1996), generó también reactivaciones en algunas de las estructuras de la Cuenca Carbonífera Central.

Geomorfología. Los procesos geomorfológicos dominantes en esta área, son los fluviales y de ladera, junto con otros menos representados como torrenciales, kársticos o nivales.

Los procesos fluviales han modelado valles, en cuyo fondo se conservan ocasionalmente depósitos como llanuras aluviales y abanicos torrenciales. Actualmente la dinámica del río Nalón en este tramo de cuenca está regulada por la existencia de los embalses para aprovechamiento hidroeléctrico de Tanes y de Rioseco, ubicados agua arriba de la zona de estudio y referidos en el itinerario de la Ruta del Alba. Por otra parte, durante los años 90 se llevó a cabo una limpieza de las márgenes del río (ya se ha señalado la existencia de escombreras rellenando las llanuras aluviales) y una canalización del mismo, lo que ha modificado notablemente el régimen fluvial en algunos tramos.

En la actualidad, las vertientes de estos valles se encuentran retocadas por la actuación de distintos procesos de gravedad, responsables de la aparición de los depósitos que ocupan la mayor extensión de la zona de estudio. Los depósitos más ampliamente representados son los asociados a la gravedad, concretamente coluviones y movimientos en masa de tipo flujo. La presencia de derrubios de ladera, canchales y avalanchas de roca se restringe a las áreas donde existen escarpes de naturaleza calcárea o cuarcítica (Domínguez Cuesta, 2005).

Itinerario Geológico

El valle del río Nalón en la Cuenca Carbonífera Central: dinámica de laderas y riesgos geológicos

Entre los procesos capaces de generar riesgos geológicos, la Cuenca Carbonífera Central se ve particularmente afectada por los movimientos del terreno (Domínguez Cuesta *et al.*, 2005); continuamente se pueden leer en la prensa alusiones a los daños provocados por las inestabilidades de ladera desencadenadas en dicha zona (Domínguez Cuesta *et al.*, 1996 y 1999). Sus características orográficas y climáticas por una parte, pero fundamentalmente la naturaleza del sustrato geológico, son factores condicionantes de la aparición de fenómenos tales como

deslizamientos, desprendimientos o flujos entre otros (Domínguez Cuesta, 1996 y Domínguez Cuesta *et al.*, 1998; Marquínez *et al.*, 2003).

Por otro lado, las características del sustrato geológico han condicionado en gran medida el tipo y la distribución del poblamiento en la zona. La existencia de niveles explotables de carbón en el seno de los diferentes paquetes de edad Westfaliense ha provocado la aparición de una minería que ha actuado como reclamo laboral, teniendo lugar un incremento muy notable de la población fundamentalmente en el siglo pasado. Se ha desarrollado un poblamiento masivo tanto localizado, ocupando las áreas de la llanura aluvial (Fernández, 1992), como disperso, a lo largo de la mayor parte de las laderas. Esta dispersión de las edificaciones conlleva un aumento en la exposición al riesgo y, por tanto, un incremento de las posibilidades de aparición de daños como consecuencia de los fenómenos ligados a la evolución geomorfológica y más concretamente a la dinámica de laderas.

La actuación de la gravedad en las vertientes da como resultado un conjunto de formas de erosión y depósito que constituyen los principales rasgos geomorfológicos en la zona de estudio. Cabe destacar la importancia de los movimientos en masa, esencialmente de tipo flujo, asociados al sustrato constituido por alternancias calcáreo-detriticas.

Asociados al proceso de reptación superficial se producen coluviones, ampliamente representados en esta zona. Su presencia está claramente ligada a los fondos de las vaguadas, las cuales actúan como áreas receptoras que favorecen la acumulación de las partículas transportadas desde las vertientes. Es frecuente que los depósitos de coluvión se extiendan tapizando también la parte baja de las laderas (Figura 14).



Figura 14.- Ejemplo de coluvión rellenando el fondo de una vaguada de la Cuenca Carbonífera Central.

En muchas ocasiones, estos depósitos de coluvión que rellenan las vaguadas, se desestabilizan mediante movimientos en masa tipo flujo, que pueden involucrar tanto a formaciones superficiales como al propio sustrato rocoso.

En la Cuenca Carbonífera Central, los flujos se extienden de un modo aproximadamente homogéneo y tienen representación a dos escalas netamente diferentes:

- movimientos de orden hectométrico, cartografiables a escala 1:25.000.

A menudo, la toponimia delata la existencia de estos movimientos del terreno, como ocurre, por ejemplo, al oeste de la localidad de Sotrongio donde existe un antiguo movimiento en cuya cabecera se encuentra situado un pueblo llamado La Rotura (Figura 15a).

- otros de menor entidad (orden métrico a decamétrico), de ocurrencia actual que, a dicha escala, se representan como puntos. Son los argayos.



Figura 15.- a. Movimiento en masa ubicado entre las localidades de El Entrego y Sotrongio. **b.** Argayo en La Camperona (concejo de San Martín del Rey Aurelio), se observan respectivamente la zona de cicatriz y depósito.

Los argayos son los causantes de la mayoría de los daños que se registran actualmente en esta zona (Figura 15b). A pesar de sus pequeñas dimensiones tienen la capacidad de generar multitud de pérdidas económicas y, a veces, de vidas humanas. Un buen ejemplo lo constituye el argayo que se desencadenó en la localidad de Collado Escobal, en el concejo de San Martín del Rey Aurelio, en Diciembre de 1993. Tras varios días de aguacero, coincidiendo con el día en que se registró el dato de precipitación máxima en 24 horas, 48 l/m^2 (Domínguez Cuesta *et al.*, 1999) se produjo el flujo de buena parte de un depósito de coluvión que se encontraba en la parte media de una ladera. Aunque el volumen de material movilizado no fue demasiado grande (aproximadamente 180 m^3), fue lo suficiente para alcanzar y arrasar una vivienda que se encontraba por debajo provocando la muerte de tres personas de una misma familia.

La Cuenca Carbonífera Central de Asturias. Un pasado glorioso, un presente difícil un futuro incierto.

Desde que, en los ya lejanos días de finales del siglo XVIII, fue descubierta la presencia de carbón de piedra en los montes de Valdesoto (Siero) debido a un providencial incendio forestal que se transmitió “...a unas capas de carbón de piedra que allí había...”, la Cuenca Carbonífera Central de Asturias ha estado presente, permanentemente, en la vida social y económica de Asturias. No se descubre nada si se dice que hasta el punto de conformar el carácter, la cultura y la idiosincrasia de los asturianos de los últimos dos siglos y medio.

La Cuenca Carbonífera Central ha dado trabajo no sólo a los habitantes originales de Asturias sino a muchos otros que vinieron como emigrantes a una, entonces, tierra de promisión. Con el devenir de los tiempos, la Cuenca ha pasado por numerosas vicisitudes encontrándose, hoy, en un período de franca recesión. Esta recesión, por otra parte, es general en el contexto de la minería europea.

A continuación, se comentará, brevemente las características de la Cuenca, su actividad secular y los problemas generados por la misma, las dificultades de su presente ligado a la reducción de la actividad, con toda la problemática que esta reducción genera y como abordarlos en el futuro próximo.

Geología y minería: el carbón

La Cuenca Carbonífera Central de Asturias es la mayor del aproximadamente medio centenar de cuencas carboníferas existentes en España y, sin duda, la que más laboreo ha soportado a lo largo de los últimos dos siglos.

Se trata de una cuenca de edad Paleozoica Westfaliense D, perteneciente al macizo Hercínico Ibérico y que, dentro de la Zona Cantábrica de ese macizo, se sitúa en el núcleo de la conocida como Rodilla Astúrica.

Sus dimensiones son de unas 74.000 hectáreas, situadas en los concejos centrales de Asturias (Oviedo, Siero, Langreo, San Martín del Rey Aurelio, Laviana, Mieres, Aller y Lena) y surcada por tres ríos importantes (Nalón, Caudal y Aller) junto con sus afluentes que la atraviesan ortogonalmente a las estructuras geológicas principales. El relieve es muy importante, con grandes desniveles, desde los 280 metros sobre el nivel que es la cota media de los ríos en los valles mineros hasta los 1.500 metros de las montañas con afloramientos carboníferos productivos adyacentes a la Cordillera Cantábrica en la zona sur de la Cuenca. Diferencias de cotas de 300 a 500 metros en las laderas de los valles mineros son habituales y condicionan como se verá el laboreo minero.

La Cuenca Carbonífera Central aflora casi en su totalidad en superficie y sólo existen recubrimientos Pérmicos y Mesozoicos en la zona más noroccidental de la misma (valle del Arroyo Candín y de Siero, Pozos Pumarabule, Mosquitera y Candín - Llascaras).

Desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico, la Cuenca carbonífera Central es un conjunto de sedimentos de unos 6.000 metros de potencia (contados desde el inicio del período Westfaliense y desde el techo de la Caliza de Montaña (de edad Namuriense). Esta serie tiene un marcado carácter regresivo de muro a techo, siendo en los últimos 2.800 metros en los que las capas de carbón y los ambientes sedimentarios costeros y continentales predominan.

La secuencia se inicia con grandes paquetes de pizarras, pizarras calcáreas y niveles de calizas depositadas en ambientes marinos de plataforma más o menos profunda. Con la edad, se producen una regresión general implantándose ambientes sedimentarios de islas – barrera y llanuras aluviales costera de gran amplitud que dan lugar a niveles de areniscas cuarcíticas, grauwackas, etc., con estratificación paralela, etc.

Los aportes arenosos que originan estas islas barrera proceden del Noroeste, de grandes aparatos deltaicos y abanicos aluviales formados por potentes acumulaciones de pudingas silíceas (mas de 800 metros de espesor) visibles, hoy día, en la Unidad de Riosa. Dentro de la Cuenca *sensu stricto* se observan dos niveles de pudingas de escaso espesor (unos 30 metros).

Entre estos bancos arenosos se observan pizarras oscuras con materia orgánica depositadas en lagos costeros, pequeños canales mareales rellenos de arena y capas de carbón procedentes de un sistema de marismas costeras enraizadas mediante potentes suelos en los estratos inferiores. Las capas de carbón de la Cuenca son, por tanto, autóctonas.

Durante la evolución sedimentaria de la cuenca, cuya topografía era muy plana, se producen frecuentes elevaciones y descensos del nivel del mar provocados por el inicio de la orogenia en las partes más internas de la cordillera (al Oeste) de la Cuenca. Estos cambios provocaron en numerosas ocasiones amplias y profundas transgresiones y regresiones que modificaron el régimen sedimentario, interrumpiendo el desarrollo de las zonas boscosas. Así, se generaron multitud de capas de carbón (más de 200) desde pequeños carboneros centimétricos hasta capas de más de 2,50 metros. De todas estas capas, solamente unas 100 son explotables (a partir de 0,50 metros). Estas capas son muy continuas lateralmente y pueden seguirse a lo largo y ancho de toda la cuenca y en las diferentes minas y unidades de explotación. Los estériles situados entre ellas son también de gran continuidad lateral tanto en litología como en potencia estratigráfica.

Las capas de carbón se agrupan en determinadas zonas de la serie estratigráfica dando lugar a conjuntos de capas muy próximas unas a otras que, desde el inicio de la explotación se han denominado “paquetes” mineros. Estos “paquetes”, aun careciendo de los rasgos de verdaderas formaciones geológicas, tienen características propias que los hacen cartografiables a la escala de la cuenca. De muro a techo son: Fresnedo, Levinco, Llanón, Tendeyón, Caleras, Generales, San Antonio, Maria Luisa, Sotón, Entrerregueras, Sorriego y Modesta – Oscura.

Los cuatro primeros son prácticamente estériles, siendo denominados en la bibliografía antigua como Subhullero, mientras que los siete últimos concentran la mayoría de las capas explotadas destacando, entre ellos, los denominados Generalas, Maria Luisa y Sotón como los de más importante historia minera, amplio laboreo y extensión superficial. Los tres paquetes superiores solo afloran en los núcleos de los sinclinales del valle del Nalón, denominados sinclinal de Sama y de El Entrego.

Como consecuencia de la evolución estratigráfica, las capas de la cuenca son, en general, estrechas y presentan numerosas intercalaciones de pizarras y arcillas. En cuanto al rango de los carbones, varia desde hullas subbituminosas hasta semiantracitas. El carbón medio es una hulla con una media de 7.500 a 8.000 Kcal. Por Kilogramo y unos volátiles variables entre el 30% de la parte Norte Pozos Candil y Pumarabule) y el 5% en la zona más meridional (Pozos Santiago y San Antonio). Las cenizas intrínsecas del carbón no son muy elevadas (alrededor del 10%) y el azufre es bajo (siempre inferior al 0,8%).

Unas breves palabras para mencionar aquí uno de los acompañantes más importantes desde todos los puntos de vista de las capas de carbón: EL GAS METANO O GAS GRISÚ en el lenguaje minera. El grisú (metano en un 98%) acompaña siempre a las capas de carbón de la Cuenca Central en menor o mayor medida según las capas y con mayor o menor actividad desde capas que, históricamente, no han dado problemas a otras cuya actividad gaseodinámica es muy importante.

El grisú se encuentra dentro de la capa de carbón en una disolución sólida y con un contenido que varía desde los 3 a los 18 metros cúbicos por tonelada. Existe un equilibrio dentro del carbón de forma que, para una presión dada (la litostática) éste puede almacenar una cantidad determinada de gas. Cuando se produce la explotación, la capa de carbón pasa a estar a presión atmosférica y debe “desorber” parte de su contenido de grisú para adaptarse a las nuevas circunstancias. Existe una velocidad de desorción que es más o menos rápida y que es una característica de cada capa. Si la desorción es muy rápida se produce una fracturación del carbón y un desprendimiento instantáneo, derrabe grisoso u otro tipo de fenómenos con inundación de las labores con grisú en estado gaseoso y el consiguiente peligro contra el que la explotación minera ha tenido que luchar durante toda la vida de la cuenca.

La serie estratigráfica brevemente descrita fue afectada, a finales del Westfaliense D Superior, por la orogenia hercínica que se manifiesta en esta zona mediante un sistema de cabalgamientos de dirección Norte-Sur (empuje principal de compresión procedente del Oeste) acompañados por un sistema de pliegues cuyos ejes tienen esta misma dirección. Con posterioridad y debido al cierre de la Rodilla Astúrica, se produjo una compresión Norte – Sur que dio lugar a un segundo sistema de pliegues de dirección Este – Oeste cuya interferencia ortogonal con los primeros origina una característica disposición en “domos y cubetas” de los materiales de la Cuenca Carbonífera.

Las cubetas más intensamente explotadas son los Sinclinales de Sama, El Entrego y la Cubeta de San Mames en el Valle del Nalón; Los sinclinales del Valle y de Urbiés en el valle del Turón; los sinclinal de Cobertoria, Moreda, Coto Bello y El Rasón en el valle del Aller.

En los últimos estadios de la orogenia hercínica se produce una fracturación general de la cuenca con importantes fallas de desgarre levóginas y otras menores. Otras fases de fracturación tienen lugar en el Cretácico y también durante la orogenia alpina que reactiva algunas de las fallas hercínicas.

La deformación descrita tiene como consecuencia la existencia de buzamientos muy elevados en las capas y explotaciones de la cuenca (más del 60% de las reservas de carbón presentan buzamientos superiores a los 50°), importantes trastornos a escala de la explotación y cortas corridas (la explotación media tiene menos de 200 metros de corrida).

Todo esto, desde el punto de vista minero da lugar a un yacimiento con numerosas capas, de buzamientos altos, corridas cortas y escasa reservas por metro vertical (unas 60.000 toneladas por unidad de explotación), con altas velocidades de reprofundización (entre 12 y 18 metros por año). Se trata de un yacimiento muy complicado y costoso mineramente hablando.

Breve historia del laboreo minero

Son numerosas las fases de laboreo que la Cuenca ha sufrido a lo largo de los dos últimos siglos.

El laboreo se inicia, de forma industrial, a mediados del siglo XIX explotándose grupos mineros de montaña que entraban en las capas por los afloramientos de las laderas, a diferentes cotas, para formar los talleres y explotar el carbón de piedra que era el único que se vendía para la producción de vapor. Los talleres mineros (verticales como se ha dicho) eran explotados y posteados manualmente con el sistema de testeros invertidos importado de Francia y conocido, al principio, como método francés por haber sido implantado en Asturias por empresas y mineros de esta procedencia.

Los finos de los carbones se despreciaban y, con ellos se rellenaban las explotaciones una vez realizado el deshulle. Las capas muy anchas no eran explotadas en su totalidad y tampoco lo eran las que tenían buzamientos inferiores a 30° dado que los carbones, en esas pendientes, no “*corren por los rampones*”. Obviamente, tampoco se explotaba en zonas con importantes trastornos tectónicos.

Este tipo de explotación manual en tajos verticales se realizó durante la segunda mitad del XIX y primeras décadas del siglo XX (hasta la guerra civil) siendo muy beneficiosa para las empresas, en especial, en el período de la Primera Guerra Mundial (1914 – 1918) que es cuando el carbón asturiano resultó más rentable en toda la historia. Durante esta época se consiguió acabar, prácticamente, con todos los carbones situados por encima de la cota de los ríos iniciándose las

primeras profundizaciones de pozos verticales o inclinados. En los años 20 y 30 hubo una crisis carbonera por la bajada de los precios.

En este momento se produce un caso que ha sido objeto de numerosos estudios al tratarse de una de las pocas experiencias españolas de Autogestión Obrera. Se trata de la MINA SAN VICENTE, cuyo castillete se ha conservado y está situado al lado del MUSEO DE LA MINERÍA y que fue autogestionada por el Sindicato de Obreros Mineros de Asturias (hoy SOMA – UGT) durante este período. Estos antiguos castilletes de mina pueden servir actualmente como atractivo para la realización de itinerarios (Fandos *et al.*, 1999)

Después de la guerra de España y debido a la autarquía propia de los años 40 y 50, la cuenca resurgió económicamente, profundizándose los pozos verticales, implantándose grandes empresas (DURO FELGUERA, HULLERAS DEL ALLER, HULLERAS DE TURON, FABRICA DE MIERES, HULLERAS DE VEGUIN y OLLONIEGO, CARBONES DE LA NUEVA, etc.) que explotaron los primeras plantas de los pozos verticales. Como anécdota, existe un único pozo (SAN JOSE, Turón) que se reprofundizó hasta 6ª planta iniciándose la explotación en la planta más baja y en sentido ascendente.

Esta explotación subterránea era similar a la desarrollada en las minas de montaña aunque implicaba, obviamente, mayores costes de producción en ventilación, bombeo, transportes, etc. pero fue rentable en las condiciones tan concretas de la economía española de esos años, carente de otras fuentes de energía por el bloqueo exterior.

En su conjunto, dentro de la cuenca se implantan unos 30 pozos verticales y algunos inclinados (pozos planos) de los cuales, los más importantes, se han ido reprofundizando con el tiempo hasta alcanzar los 600 o 700 metros bajo el nivel de los valles mineros (el más profundo es el pozo Candin).

A principios de la década de los 60 se produce otra crisis del carbón asturiano que se agudiza en el año 62 (gran huelga minera) y desemboca en los cierres del año 64. En ese momento el gobierno del General Franco decide nacionalizar las minas por el interés social y para evitar revoluciones como las conocidas en los años 30, creando la E.N. HULLERAS DEL NORTE, S.A. (HUNOSA) en 1967 y 1.968 y agrupando en ella la mayor parte de las antiguas empresas.

HUNOSA racionalizó y unificó la explotación, mejoró la seguridad de numerosas formas (incremento de las secciones, mejoras en los pozos, controles, ventilación, inicio de la mecanización, etc.). Así mismo, concentró la explotación en los pozos más rentables abandonando también los pocos grupos de montaña todavía existentes. Con todo, la explotación era deficitaria pues los costes de explotación eran muy superiores ya a los precios internacionales del carbón por lo que la Cuenca, a partir de este momento siempre ha estado, de una u otra forma, subvencionada.

En esta época, todo el carbón existente dentro de una capa, sea fino o grano, tiene interés para su empleo en las centrales térmicas, lo que trae como consecuencia el relleno de los talleres con escombros calibrados procedente del lavadero y la generalización de los métodos de explotación con hundimiento del techo.

Una de las consecuencias de la mecanización iniciada por HUNOSA fue la puesta en explotación de campos tradicionalmente no explotables de capas tumbadas y de otras muy potentes que podían ser explotadas con grandes máquinas. Así se introdujeron en la Cuenca máquinas de arranque, de avance de galerías, sostenimientos integrales, etc. pasando la mecanización desde el 4% en el año 75 al 80 % de la producción en el año 2000. El incremento de la mecanización dio lugar también al

incremento de cenizas en la producción que empezó a ser lavada en su totalidad. El % de cenizas del lavadero, en HUNOSA, se movía en esos años alrededor de 55%.

En los años 70, a partir del año 1973, se produce una crisis energética importante en el ámbito internacional, que da lugar a un repunte de los precios del carbón y a un incremento de la producción de carbones en la Cuenca. En esta época (finales de los 70 y primeros 80) y debido también a la mejora de la maquinaria utilizada en la obra pública, empieza a ser rentable la extracción a cielo abierto de carbones en la Cuenca Central.

Numerosas zonas de los antiguos grupos mineros de montaña abandonadas por presentar trastornos, por ser horizontales o por tener carbones con finos fueron puestas en explotación generando una gran actividad entre el año 78 y el año 2000. HUNOSA llegó a contar con nueve explotaciones mineras a cielo abierto, algunas pequeñas y otras de tamaño medio y grande (Coto Bello, San Víctor y Braña del Río y El Abeduriu). En estas se explotaron ese tipo de capas citadas y también todos los carboneros existentes entre ellas, inexplotables por minería subterránea. Toda capa de potencia superior a 25 cm fue objeto de explotación. Se explotaron, incluso, capas ya explotadas por subterráneo y rellenas de finos no aprovechados y, también, aquellas muy anchas que solo habían sido objeto de una explotación parcial.

En los años 90, se produjo otro salto cualitativo en la mecanización de la explotación de capas verticales de gran potencia, mediante el sistema denominado de SUBNIVELES HORIZONTALES que, en esencia, consiste en excavar galerías en carbón cada 20 o 25 metros de altura y, en lugar de montar un taller convencional, volar la capa y recuperar el carbón que baje naturalmente. Este sistema se aplicó con gran éxito en algunos pozos (Montsacro, San Nicolás, Pumarabule, etc.) obteniéndose una alta rentabilidad.

A partir de mediados de los años 80, la Cuenca Central inicia la crisis que la conduce, casi inexorablemente al cierre de todas las instalaciones, con sucesivas concentraciones de las explotaciones y cierres de los pozos. En 1980, HUNOSA contaba con 23 Pozos abiertos, Siete cielos abiertos, 23.000 personas de plantillas y 4 Millones de Toneladas lavadas de producción. En el año 2000, quedaban únicamente 10 pozos, 9.000 personas y 1,5 Millones de Toneladas lavadas. En 2001 se cerró la última explotación a cielo abierto. La evolución descendente de los parámetros de la empresa continúa hasta el día de hoy.

Problemas residuales asociados al laboreo minero

Como se ha señalado, el laboreo minero en la Cuenca Carbonífera Central ha sido muy intenso durante, prácticamente, dos siglos. Este laboreo ha dejado numerosas cicatrices y problemas asociados que degradan el entorno físico de la cuenca.

Estos problemas continúan en la actualidad y deberán ser objeto de tratamiento durante muchos años. Son:

a) *Las escombreras*

Son muy numerosas, de todos los tipos (ladera, fondo de valle, grandes escombreras generales, etc.), de todos los tamaños (desde 50.000 metros cúbicos hasta 3 y 4 millones de metros cúbicos). En total, se han inventariado en la cuenca unas 1.000 escombreras con unos 120 millones de metros cúbicos de escombros.

Las escombreras presentan problemas relativos a su integración en el paisaje, su estabilidad geotécnica, su degradación debido a las aguas de escorrentía, la producción de lixiviados ácidos, etc.

Algunas de ellas se han ido restaurando con diversas finalidades: como parques y jardines las situadas en zonas urbanas; otras, las más antiguas, han sido removidas para aprovechar el carbón residual en ellas existente (escombrera de Reicastro en el valle del Caudal); Algunas se han explotado para la obtención de pizarras rojas procedentes de los antiguos incendios en su seno, utilizando este material en jardinería (parterres, alcorques, etc.); En casos determinados se han convertido en polígonos industriales cedidas por HUNOSA con objeto de reactivar el tejido económico de las comarcas mineras. En algún caso se han dedicado a instalaciones concretas como el Museo de la Minería que se emplaza sobre una escombrera de fondo de valle.

Quedan, no obstante, numerosas escombreras por recuperar, restaurar o reintegrar en el paisaje minero. Algunas de ellas son muy problemáticas pues, hasta tiempos recientes, no existía ninguna normativa sobre la manera correcta de implantar este tipo de estructura cabiéndose por el sistema de vertido libre.

En algún caso representan un peligro y deben ser vigiladas. El peligro más importante de una escombrera de carbón, excepción hecha de su estabilidad geotécnica, es el del posible incendio. En efecto, en épocas de altas temperaturas climatológicas, combinadas con lluvias y la presencia de pirita y carbón en el interior de los depósitos se produce una reacción exotérmica que genera ácido sulfúrico calentando los carbones hasta llevarlos a la autocombustión incompleta. En ese momento se observa la salida de gases de la escombrera entre los que se incluye metano, CO₂ y, lo más peligroso, CO o monóxido de carbono. Por la presencia de este gas, el incendio debe ser atajado. No es fácil, una vez desencadenado el proceso, controlar un incendio de estas características, siendo necesario regar la zona incendiada con aspersores de agua. Este proceso, a veces, lleva meses.

b) *La subsidencia minera*

Asociada al laboreo, se produce el fenómeno de la subsidencia minera que, en esencia, es la fracturación de todo el macizo rocoso situado a techo de la capa explotada y su acomodación al hueco creado por el taller. Esta subsidencia puede progresar hasta superficie creando una “*cubeta*” en la cual se produce un descenso topográfico del terreno. La magnitud del fenómeno depende de múltiples circunstancias como son: la potencia explotada de la capa de carbón, su profundidad, su geometría y buzamiento, el tipo de terrenos situados a techo, el tipo de tratamiento del postaller, el número de capas explotadas y su posición relativa, etc.

La acomodación superficial tiene lugar mediante procesos de fracturación tanto directa como inversa según las zonas. Esta fracturación es muy dañina para las estructuras situadas en superficie y, en especial, para los edificios.

El proceso es muy intenso en los primeros años a partir de la explotación pero puede prolongarse en el tiempo hasta 10 o 15 años. La duración es mayor cuanto más elevado sea el buzamiento de los estratos.

El problema de la subsidencia y su cálculo ha sido una de las constantes de la Cuenca Carbonífera a lo largo de su historia y, aun hoy, es una de las preocupaciones geotécnicas en la construcción en estas zonas. Lo será aun por muchos años.

c) *El agua de las minas*

Como consecuencia de la intensa explotación realizada y del importante grado de fracturación inducido en todo el macizo rocoso por la actividad minera (“*tronado*” en el lenguaje minero), en las zonas mineras no existe, en la práctica, una escorrentía superficial, de forma que la mayoría del agua de lluvia se infiltra hacia las labores mineras siendo bombeada desde los pozos en explotación o bien saliendo a superficie por los transversales generales de los pisos inferiores de los grupos mineros de montaña. Esta infiltración inmediata se ha contrastado en HUNOSA donde se conoce desde antiguo que existe una asociación entre los picos de lluvia recogida en superficie y el incremento del bombeo de los pozos. El período de desfase entre ambos fenómenos es de unos tres o cuatro días.

La infiltración rápida da lugar a la formación de zonas muy secas en superficie sobre las zonas minadas. Estas zonas son muy visibles en el paisaje y no tienen solución salvo que, en el futuro, se lleve a cabo un plan de cierre completo de las galerías mineras abiertas. Este plan deberá esperar al cierre de los pozos subterráneos pues, de realizarlo con aquellos en actividad, se incrementaría el peligro de aguas colgadas sobre las explotaciones activas.

La circulación de aguas por los minados antiguos produce la disolución de minerales dando al agua unas características químicas propias con un fuerte incremento en hierro que da lugar a depósitos de limonita amarillenta o parda muy característica en la salida de los caudales en superficie. Sin embargo, contrariamente a lo habitual en cuencas carboníferas, no se producen aguas ácidas. El fenómeno tiene que ver con la naturaleza calcárea de las pizarras encajantes que neutraliza el agua ácida formada en los minados en contacto con las piritas y los carbones residuales.

d) *El gas de las minas*

Como consecuencia también de la intensa explotación realizada, del importante grado de fracturación inducido en todo el macizo rocoso por la actividad minera y de la presencia de macizos residuales de carbón abandonados por distintas causas, existe una desorción continua de gas metano que migra a superficie saliendo por la fisuración.

El conocimiento de esta desorción y su escape a superficie es un problema pendiente, aún no abordado en zonas urbanas. En algunas cuencas, este problema es importante, habiendo dado lugar a algunas catástrofes por acumulación de gas en sótanos y su explosión posterior.

e) *Las explotaciones a cielo abierto*

Las explotaciones mineras a cielo abierto de la Cuenca Carbonífera central han sido objeto de una explotación muy tecnificada que incluyó, desde el principio, la restauración de las superficies explotadas. La restauración siempre ha ido por detrás de la explotación siendo planificada junto a ella. Esto no ha sido una concesión, sino la manera más racional de explotar los recursos evitando mover mucho los estériles y realizando una “*minería por transferencia*”.

La restauración realizada por HUNOSA siempre ha sido cuestionada por diferentes asociaciones de diversos tipos en función a sus intereses. Así, las organizaciones ecologistas pretendieron siempre devolver los terrenos al estado más natural posible, mientras que los ganaderos pretendieron conseguir pastizales para los ganados de montaña.

HUNOSA optó, en su día por esta segunda forma de restauración que era mucho más fácil y rápida de llevar a cabo desarrollando una técnica de trabajo cuyos resultados pueden observarse en el monte. Diez o quince años después de la finalización de muchos de los trabajos, existen zonas

explotadas y restauradas que no se distinguen de las adyacentes y, algunas, han sido colonizadas por la vegetación natural. Otras áreas se han cuidado y continúan siendo extensos pastizales de montaña aprovechados económicamente. Existen también algunas zonas, en general las más antiguas, cuya restauración no es todo lo perfecta que podría haber sido.

Las zonas restauradas de las explotaciones a cielo abierto han sido cedidas por HUNOSA a los Ayuntamientos para su explotación y uso. Estos, son de todo tipo, desde áreas de esparcimiento a zonas de pasto.

f) *Expectativas de futuro*

Como se ha señalado, el laboreo minero en la Cuenca Carbonífera Central ha sido muy intenso durante, prácticamente, dos siglos. A principios del siglo XXI, este laboreo está en su fase final por un problema de costes de explotación y precios de venta.

No obstante, cabe señalar que los recursos de carbón en la Cuenca Central no están agotados. Una estimación grosera permitiría suponer que, al menos, las capas explotables más importantes alcanzan la cota – 1.000 bajo los brocales de los pozos. Dado que se ha profundizado hasta los 600 metros de media quedarían todavía unos 400 metros verticales explotables. Esto se traduciría en unos recursos posible de 360 Millones de toneladas de carbón.

Como se ha dicho la extracción es un problema de costes que se incrementan con la profundidad y la mayor dificultad técnica de la extracción. Así pues, el futuro de la Cuenca es poco probable que esté ligado a la explotación de estos recursos salvo que cambiaran mucho las circunstancias económicas.

Como toda cuenca carbonífera, el futuro supondrá un cambio de actividad difícil de conseguir debido a la cultura de trabajo y costumbres generadas en los últimos 200 años. Este cambio conlleva:

- Asumir con orgullo nuestro pasado: “Fuimos mineros, estamos orgullosos de haberlo sido y vamos a conservar nuestro patrimonio minero (pozos, torres de ventilación, planos inclinados, herramientas, trenes, etc.)”. En este contexto se inscribe el Museo de la Minería.
- Restaurar nuestro entorno degradado por tantos años de actividad minera no siempre respetuosa con el medio, con objeto de mejorar la calidad de vida en las comarcas mineras y atraer a la población para evitar su marcha: integración de escombreras, cierre de minas, aprovechamiento y control de las aguas, limpieza de cauces de ríos, etc.
- Cambiar de actividades, aprovechando nuestra capacidad técnica, imaginación y capacidad de improvisación (muy importantes en la actividad minera) y capacidad de trabajo.

No obstante lo anterior, existen algunas posibilidades de desarrollo de proyectos ligados al carbón que están siendo estudiados y que, en todo caso, tienen el carácter de complementarios con el cambio de actividades económicas que debe darse en la Cuenca. Estos son:

- Aprovechamiento de las minas de montaña como embalses de agua, previo cierre de las bocaminas. Se calcula que, en ellas podrían acumularse hasta 50 hectómetros cúbicos de agua.
- Aprovechamiento de estos embalses para generar energía hidroeléctrica.
- Aprovechamiento de las capas de carbón a alta profundidad para generar gas en capa y su extracción.

Museo de la Minería, MUMI

El Museo de la Minería y de la Industria se encuentra en la localidad de El Entrego, en San Martín del Rey Aurelio, uno de los concejos asturianos de mayor tradición minera. Se accede desde las autovías A-8 y A-66, tomando el desvío a Langreo hacia El Entrego y Pola de Laviana, También se puede llegar al Museo de la Minería en FEVE y RENFE desde cualquier punto de Asturias.

La presencia de carbón en las rocas del sustrato asturiano constituyó el principal empuje al desarrollo en la región, favoreciéndose la creación de una amplia red de comunicaciones a través del ferrocarril, de los puertos de mar (el río Nalón fue canalizado hasta su desembocadura) y de montaña, favorecida por la potente industria del hierro y el acero, que se instaló a partir de finales del siglo XIX. Paulatinamente, el trabajo agrícola y artesanal va siendo sustituido por la actividad minera e industrial.

Este museo constituye un homenaje al “motor” principal del desarrollo asturiano. El edificio principal está formado por un gran cuerpo central de forma cilíndrica donde destaca la torre del castillete, visible tanto desde el exterior como el interior y que, mediante un ascensor o “jaula”, conecta el Museo con la Mina Imagen.

Dos naves laterales unidas al gran tambor central, albergan las numerosas salas de exposiciones, así como los servicios complementarios: salón de actos, cafetería y tiendas.

Cabe destacar la mina imagen del museo, en la que se reproduce fielmente a escala real, todo el proceso de arranque, extracción y transporte del carbón. La visita se realiza en compañía de un guía, que explica a los visitantes todos los sistemas de entibación, máquinas, ventilación, etc.

Entre las exposiciones de las distintas salas, son reseñables la de la historia técnica de la minería europea durante el periodo del siglo XVI al XVIII, la de la industria química y los explosivos (UEE), con la reconstrucción de un laboratorio de materiales de finales del siglo XIX. Además se reproducen distintas instalaciones y servicios presentes en la mayoría de las explotaciones mineras, como son la enfermería minera, la casa de aseo, que ha desempeñado tradicionalmente como centro de reunión social de los mineros, la sala de lampistería, donde se puede observar la evolución desde las lámparas de aceite, las primeras lámparas de seguridad y las utilizadas en la actualidad.

Por último, el modelo de la Brigada de Salvamento, donde se conservan aparatos utilizados por los brigadistas en las tareas de rescate.

Más información referente al Museo de la Minería se puede encontrar en: <http://www.mumi.es/>

Bibliografía

- Álvarez Marrón, J., Heredia, N y Pérez-Estaún, A. (1989): Mapa geológico de la Región del Ponga, E. 1:100.000. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 18: 127-135.
- Aller, J. A. (1986): *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Tesis doctoral. Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Oviedo. 180 pp.
- Aller, J. A. y Gallastegui, J. (1994): Analysis of kilometric-scale superposed folding in the Central Coal Basin (Cantabrian zone, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 17 (7), 961-969.
- Colubi, Y. y Domínguez Cuesta, M.J. (1997): Monumento Natural de la Ruta del Alba. En: *Espacios Naturales de Asturias*, 1: 158-161. Editorial Trea. ISBN 84-89427-60-7.
- Domínguez Cuesta, M. J. 1996: Geomorfología de la cuenca del río Villoria. Seminario de Investigación. Universidad de Oviedo. Inédito. 37 pp.
- Domínguez Cuesta, M. J., Jiménez Sánchez, M.,Rodríguez García, A. 1996: Utilidad de los archivos de prensa en el estudio de las inestabilidades de ladera en Asturias (NO de España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21, 393-404.
- Domínguez Cuesta, M. J., Jiménez Sánchez, M., Farias, P. y Menéndez Duarte, R. (1998). Dinámica de las vertientes en la zona central de Asturias. *Cuaternario y Geomorfología*, 12 (1-2): 19-33.
- Domínguez Cuesta, M. J., Jiménez Sánchez, M.,Rodríguez García, A. 1999: Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology*. V 30 1 y 2), 125-132.
- Domínguez Cuesta, M. J. 2005. Geomorfología e inestabilidad de laderas en la Cuenca Carbonífera Central (Valle del Nalón, Asturias). Análisis de la susceptibilidad ligada a los movimientos superficiales del terreno. Tesis Doctoral. ISBN. 84-8317-483-9
- Domínguez Cuesta, M. J., Jiménez Sánchez, M. y Berzeueta, E. 2005a. Susceptibilidad ante movimientos superficiales del terreno. Variables y Escalas de trabajo. En: Corominas, J. Alonso, E., Romana, M. y Hürliman, M. (Eds.) *VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables (Valencia 2005)*. Volumen 1, pp 329-340. Valencia. ISBN 84-689-2563-2.
- Fandos, P.; Álvarez, M. A.; De San Antonio, J. A. (1999) Las rutas de los castilletes en la cuenca central asturiana: La ruta de los orígenes. Simposio sobre patrimonio geológico y minero. *IV sesión científica de la Sociedad Española para la Defensa del Patrimonio Geológico y Minero*. Belmez.
- Fernández, A. (1992): La Cuenca Hullera Central. En: Editorial de Prensa Asturiana, *Geografía de Asturias*. Oviedo. II, 54, 73-92.
- Gutiérrez Claverol, M. y Luque Cabal, C. (1994): *Recursos del subsuelo en Asturias*. Segunda Edición. Universidad de Oviedo. Servicio de Publicaciones. 392 pp.
- Gutiérrez Claverol, M. y Luque Cabal, C. (1995): Recursos geológicos. En: Aramburu, C. y Bastida, F. (Eds.): *Geología de Asturias*, 187-202. Editorial Trea.
- Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R., Barba, P., Gallastegui, G., Villa, E., Leyva, F. y Suárez (1989): *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, nº 54 (Rioseco)*. I.T.G.E.
- Instituto Geográfico Nacional (1989): Mapa topográfico nacional. Hoja 54-III Escala 1:25.000. Rioseco
- Jiménez Sánchez, M. (1994): *Geomorfología de la Cuenca Alta del Río Nalón (Cordillera Cantábrica, Asturias)*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.297 pp.
- Jiménez Sánchez, M. (1996): El glaciario de la Cuenca Alta del Río Nalón: una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9 (3-4).
- Jiménez Sánchez, M., Silva, P., Solano, S. y Valderrábano, J. (1997): El Parque de Redes. En: *Espacios Naturales de Asturias*, 2: 125-155. Editorial Trea. ISBN 84-89427-60-7.

- Jiménez Sánchez, M. (1997): Movimientos en masa en la cabecera del río Nalón. *Cuaternario y Geomorfología*, 11 (3-4): 3-16.
- Jiménez Sánchez, M. (1999): Geomorfología fluvial en la cuenca alta del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Noroeste de España). *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo. Volumen especial homenaje a Jaime Truyols*, 21: 189-200.
- Jiménez Sánchez, M. y Farias, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of Last Glacial Maximum older than 18 ka in SW European Mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.
- Jiménez Sánchez, M., Ruiz Zapata, B., Farias, P., Gil García, M. J., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A. (2002): Palaeoenvironmental research in Cantabrian Mountains: Redes Natural Park and Comella Basin. In: Ruiz Zapata, B., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A Gil García, M. J., Bardají Azcárate, T., Bustamante, I., Martínez Mendizábal, I. (2002): *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region*. ISBN 84-699-8798-4, pp. 229-240.
- Jiménez Sánchez, M., Silva, P., Solano, S. y Valderrábano, J. (2005): El Parque de Redes. En: Reservas de la Biosfera de Asturias. Picos de Europa, Redes, Somiedo, Muniellos (obra colectiva), 50-81. Editorial Trea. ISBN 84-9704-216-6.
- Jiménez-Sánchez, M. y Valderrábano, J. (en prensa): *El Parque Natural de Redes, (Asturias): un paseo por el valle del río Alba (Serie Itinerarios geológicos por la Naturaleza)*. Consejería de Educación del Principado de Asturias.
- 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*, 71: 1-346.
- Julivert, M. (1967): La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología. Universidad de Oviedo*, 1, 39-46.
- Julivert, M. y Marcos, A. (1973): Superimposed holding Ander flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, NW Spain). *Am. Jour. Sci.*, 273:353-375.
- Lotze, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92. Trad. Por Ríos, J. M.: Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, 5, 149-166.
- Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Paläont. Abh.*, 163, 2: 256-315.
- Marquínez, J.; Menéndez Duarte, R. A.; Fernández Menéndez, S.; Fernández Iglesias, E.; Jiménez, B; Wozniak, E.; Lastra, J.; Rocas, J. y Adrados, L. (2003): *Riesgos Naturales en Asturias*. KRK Ediciones. 133 pp.
- Pérez Estaún, A. y Bea, F. (2004): Macizo Ibérico. En: Vera, J. A. (Ed.): *Geología de España*, 2: 19-228. Sociedad Geológica Española e IGME.
- Rodríguez Fernández, L. R. (1983): Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero. En: Carbonífero y Pérmico de España. *X Inter. Congr. Carbonif. Stratigr. Geol.*, Madrid, 151 – 162.
- Rodríguez Fernández, L. R., Heredia, N., Barba, P., Gallastegui, G., Villa, E. y Leyva, F. (1989): Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000, Hoja nº 54 (Rioseco). ITGE.

**EL JURÁSICO DE ASTURIAS Y SUS HUELLAS DE
DINOSAURIOS. YACIMIENTOS DE LA PLAYA DE LA
GRIEGA (COLUNGA) Y DE LOS ACANTILADOS DE
TEREÑES (RIBADESELLA).**

J. C. García-Ramos ⁽¹⁾ ⁽²⁾

L. Piñuela ⁽²⁾

J. I. Ruiz-Omeñaca ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geología. Universidad de Oviedo

⁽²⁾ Museo del Jurásico de Asturias (MUJA)

Introducción

Dentro del Principado de Asturias, los afloramientos más espectaculares y en mejor estado de conservación con rocas de edad jurásica, se extienden de forma prácticamente continua a lo largo de una estrecha franja litoral comprendida entre el Cabo Torres, en Gijón, y la playa de Arra, situada a unos dos kilómetros al este de Ribadesella (Figura 1). Los municipios implicados en este sector costero son, de oeste a este, Gijón, Villaviciosa, Colunga, Caravia y Ribadesella. Estos afloramientos del Jurásico forman parte de la denominada Cuenca de Gijón-Villaviciosa, cuyo extremo occidental está representado por la falla de Veriña, a unos pocos kilómetros al oeste de Gijón, y el oriental por la falla de Ribadesella, coincidiendo allí con la playa de Arra. Esta fractura vertical de trazado este-oeste, que pone en contacto los afloramientos jurásicos con las calizas carboníferas, se desarrolló inicialmente durante el Cretácico, permitiendo la conservación de la sucesión jurásica en el bloque hundido septentrional, actuando de nuevo en el Paleógeno, durante la etapa compresiva alpina que condujo a la creación de la Cordillera Cantábrica.

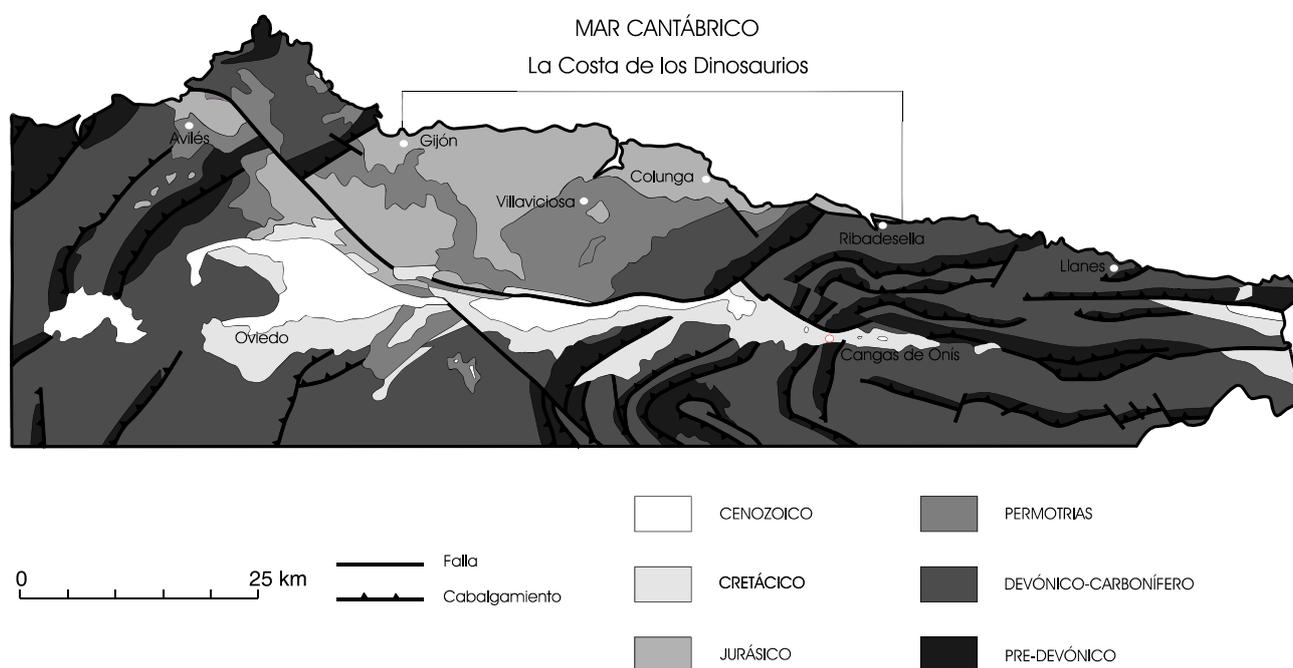


Figura 1. Mapa geológico del sector oriental de Asturias

Estratigrafía y paleogeografía

Las rocas del Jurásico de Asturias se agrupan en dos conjuntos litológicos de orden mayor. El inferior está constituido eminentemente por rocas carbonatadas de origen litoral (Fm. Gijón) y marino abierto (Fm. Rodiles). El superior consta principalmente de rocas silíceas de origen continental (fluvial), como son las Fms. La Ñora y Vega, y marino restringido y costero (deltaico), representados por las Fm. Tereñes y Lastres respectivamente. Figura 2.

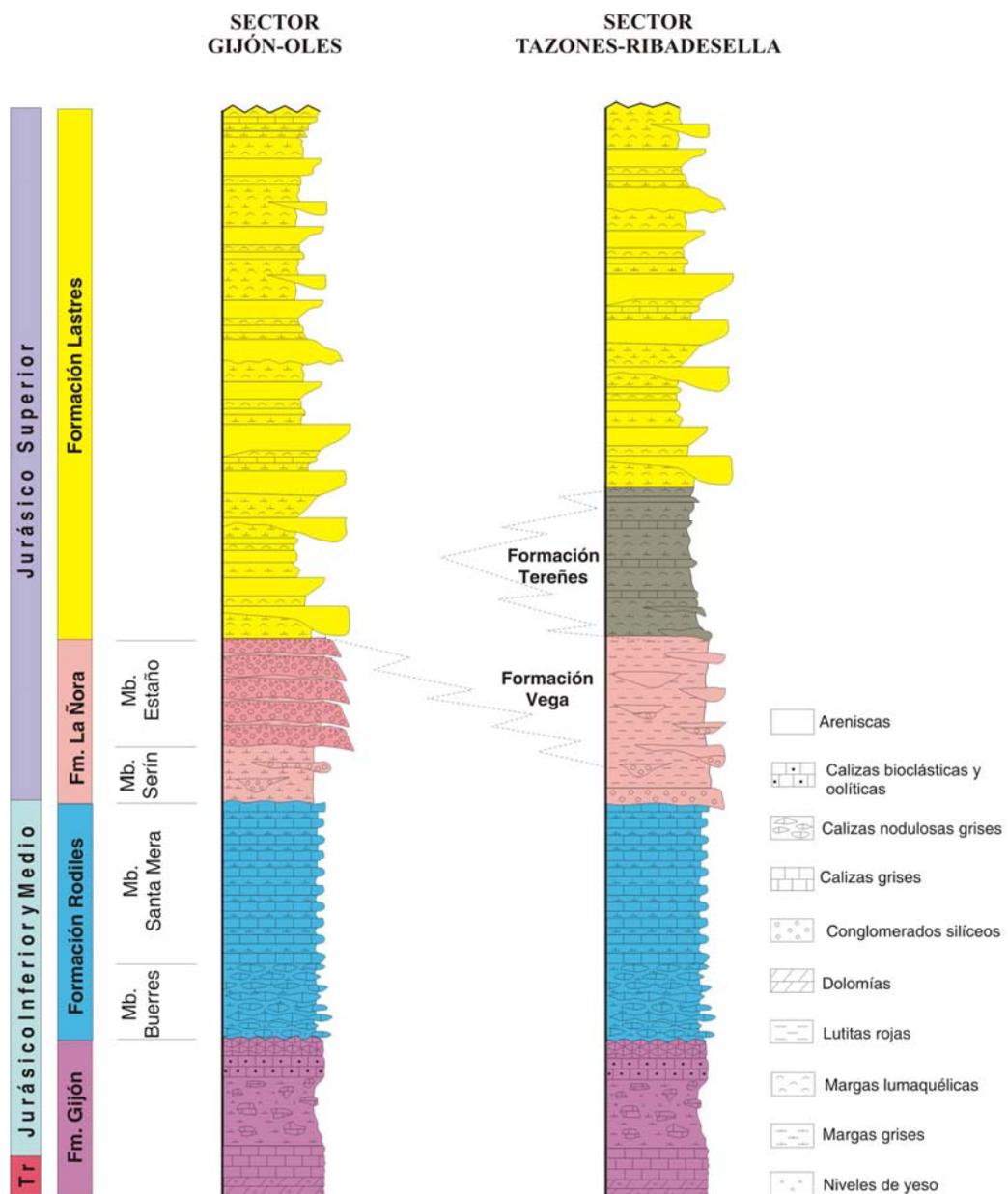


Figura 2. Columnas estratigráficas representativas del Jurásico asturiano (no a escala).

La historia jurásica de Asturias se inicia con una sucesión de calizas, dolomías y margas (Fm. Gijón) que representaron en su momento una costa baja e irregular rica en fangos carbonatados. Entre estas litologías se encuentran además algunos intervalos de espesor métrico, constituidos por brechas calcáreas. Su origen, está relacionado con procesos de disolución de capas de yesos intercaladas entre las calizas muy fracturadas, lo que provoca la fragmentación y el colapso de éstas, generando acumulaciones estratiformes de carácter brechoide.

Posteriormente el ascenso paulatino del nivel del mar hizo que gran parte de la región asturiana quedase sumergida bajo un mar abierto (Figura 3) con una profundidad que en algunos momentos debió de rebasar los 100 m. La Fm. Rodiles tiene dos partes claramente diferenciadas; los primeros metros están constituidos por una calizas nodulosas con algunos niveles muy finos de margas que representan la parte proximal de una rampa carbonatada. En el resto, las capas de calizas y margas adquieren una disposición plano-paralela y representan la parte media y externa de la rampa previamente mencionada.

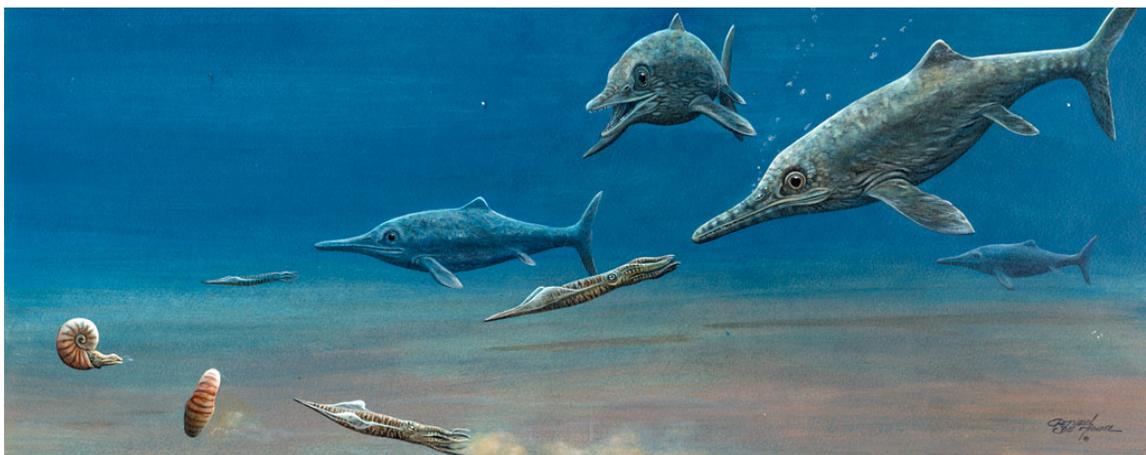


Figura 3. Reconstrucción parcial del ecosistema marino durante el Jurásico temprano con ictiosaurios, ammonites y belemnites. Ilustración: Arturo de Miguel.

A comienzos del Jurásico Superior tuvo lugar un cambio drástico en el paisaje como consecuencia de la actividad de diversas fallas dentro de un régimen distensivo, que condujo en último término a una elevación y emersión de parte del territorio. Como consecuencia de esta actividad tectónica, el mar que cubría hasta entonces buena parte de Asturias durante el Jurásico Inferior y Medio, se retiró bruscamente dando paso a nuevas zonas litorales y a territorios emergidos que pronto iban a ser colonizados por dinosaurios (Figura 4) y otros vertebrados coetáneos como: tortugas, cocodrilos, lagartos, peces, reptiles voladores, etc.

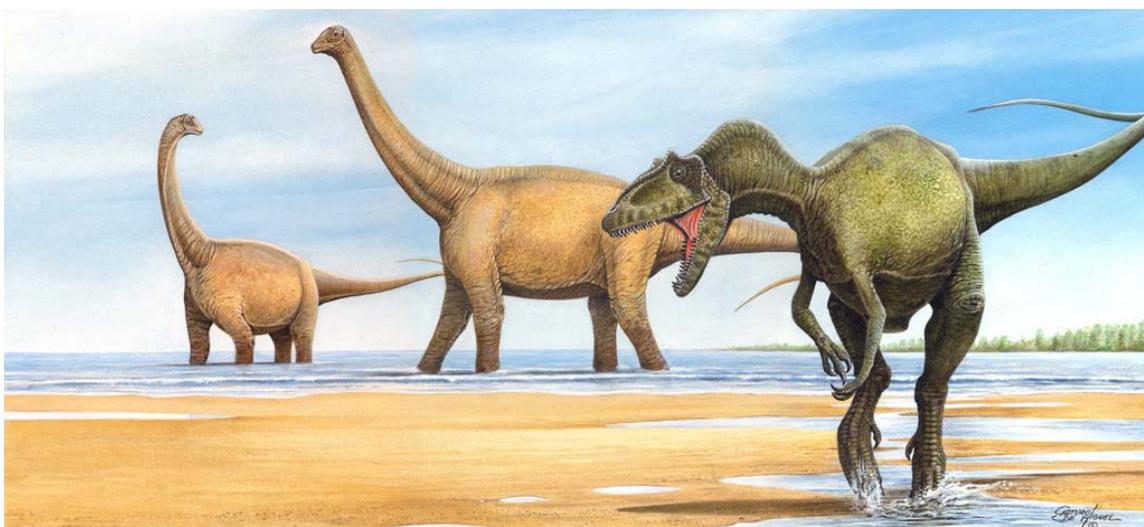


Figura 4. Alosáurido al acecho de dos camarasáuridos que buscan refugio internándose en una ciénaga de la llanura costera. Escenas como esta debieron ser habituales en el territorio asturiano durante el Jurásico tardío. Ilustración: Arturo de Miguel.

Esta actividad tectónica controlada por fracturas distensivas, representaba los primeros estadios de una etapa de *rifting* que iba a alcanzar su culminación durante el Cretácico Inferior. Como consecuencia de la misma se generó un acusado relieve en el SW de la región, dentro de la denominada Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), cuya erosión proporcionaría los primeros aportes de material terrígeno a la cuenca.

Una vez emergidas las sucesiones carbonatadas de origen marino, tuvo lugar un proceso de carstificación de las mismas que se tradujo en la formación de arcillas de descalcificación, brechas

de colapso y paleovalles excavados en las rocas calcáreas. Poco después comenzarían a llegar hasta el oriente de la región los primeros materiales terrígenos (gravas y arenas) de origen aluvial procedentes de la erosión del relieve recién creado que rellenaron inicialmente los paleovalles y las cavidades cársticas hasta su colmatación.

Las espesas sucesiones, de hasta 60 m de potencia formadas mayoritariamente por conglomerados silíceos con intercalaciones menores de areniscas y de lutitas rojas con paleosuelos calcáreos, ordenadas verticalmente en ciclos grano y estratodecrecientes de espesor métrico, constituyen la Formación La Ñora de origen aluvial. Estos materiales pasan lateralmente hacia el NE a alternancias de areniscas blancas, grises y rojizas con lutitas rojas y algunos lechos conglomeráticos (Formación Vega), igualmente ordenado en ciclos grano y estratodecrecientes dentro de un gran ciclo mayor del mismo carácter. Representaron depósitos fluviales formados por cauces efímeros de alta sinuosidad separados entre sí por áreas entre canales con paleosuelos de tipo caliche y lagunas esporádicas con elevada actividad microbiana (oncoides).

Un nuevo ascenso del nivel del océano permitirá avanzar la línea de costa que se situará ahora en el interior del territorio que hoy ocupa Asturias con un trazado NW-SE, muy diferente al actual. Por delante de dicha costa, apenas influenciada por las mareas ni por el oleaje, salvo durante tempestades, se instala un mar restringido y somero, separado de mar abierto por un umbral o barrera de origen tectónico que impide la entrada de fauna marina desde el exterior. En el fondo de dicho mar se acumuló una espesa sucesión de fangos calcáreos oscuros ricos en materia orgánica y faunas de invertebrados de aguas salobres (bivalvos, gasterópodos, ostrácodos) ahora convertidas en acumulaciones lumaquéllicas (Formación Tereñes). Ese mar servía de refugio, además, a multitud de cocodrilos, tortugas y peces.

La costa, surcada por pequeños deltas de dominio fluvial que aportaban arena a la misma, era visitada con frecuencia por dinosaurios y otros reptiles de la época que dejaron sus huellas plasmadas en el sedimento (Figura 5). Las alternancias de lutitas, margas y areniscas que representaron en su momento el depósito acumulado en la antigua franja litoral, constituyen hoy la unidad litoestratigráfica conocida como Formación Lastres con la que culmina la sucesión jurásica.



Figura 5. Reconstrucción de un ecosistema dentro de un ambiente deltaico durante el Jurásico tardío de Asturias. Ilustración Arturo de Miguel.

Los yacimientos con huellas de dinosaurios

La franja litoral de Asturias que discurre entre las localidades de Gijón y Ribadesella, recibe el nombre de “La Costa de los Dinosaurios” (García-Ramos *et al.*, 2000; 2002; 2004); ningún otro litoral español reúne las características paleontológicas únicas que le hagan acreedor de este título. A lo largo de este tramo de costa se han establecido diez rutas situadas en los acantilados de los concejos de Villaviciosa, Colunga y Ribadesella.

Los yacimientos del Jurásico Superior de Asturias se caracterizan por el predominio de las icnitas conservadas como contramoldes de arenisca respecto a aquellas registradas como moldes (Figura 6). Este modo de preservación favorece, a juzgar por los excelentes ejemplares recogidos de los acantilados, la reproducción fiel de los rasgos anatómicos de los pies y/o manos de estos reptiles, como almohadillas, garras, etc. Además se han encontrado icnitas con marcas de la piel (Figura 7), lo que constituye un hallazgo de gran relevancia debido a la escasez de ejemplos de este tipo en el registro fósil mundial, así como con acanaladuras o estrías producidas por las irregularidades de la piel del reptil (escamas) al hundir éste sus extremidades en un fango lo suficientemente plástico (Lires *et al.*, 2001).



Figura 6. Contramolde de la huella del pie derecho de un dinosaurio terópodo. Con una longitud de 82 cm, representa la mayor huella de este grupo de reptiles carnívoros conocida a nivel mundial. A su lado se muestra otra icnita de terópodo de pequeño tamaño para comparación.



Figura 7. Impresiones de la piel conservadas en arenisca formando parte del contramolde de la huella, posiblemente del pie, de un dinosaurio cuadrúpedo y herbívoro (saurópodo).

El Gobierno del Principado de Asturias a través de su Consejería de Medio Ambiente, Ordenación del Territorio e Infraestructuras declaró Monumento Natural, en el año 2001, los yacimientos costeros del Jurásico asturiano. Esta figura de protección jurídica, se hace necesaria para evitar posibles daños o expolios en los yacimientos, además de constituir la base legal en la que se apoyan las labores encaminadas a la conservación de los mismos.

PARADA 1 (ver Anexo)

Yacimiento de la playa de La Griega (Colunga).

Caminando por el lado oriental de la playa, y después de recorrer unos 500 metros a partir del panel informativo, nos encontramos con un bloque suelto de arenisca rojiza perteneciente a la Formación Vega (Figura 8). En la superficie del mismo se pueden observar dos icnitas de dinosaurios cuadrúpedos conservadas como contramoldes y orientadas en direcciones opuestas. Una de ellas, que corresponde al pie de un dinosaurio saurópodo, muestra un contorno ovalado y en su parte delantera se pueden apreciar vagamente las impresiones de dedos muy cortos y curvados. La otra icnita que se conserva en el mismo bloque, presenta una morfología en media luna y se ha atribuido también a un saurópodo, aunque no se puede precisar si ambas pertenecían o no al mismo individuo.



Figura 8. Contramoldes en arenisca de las huellas del pie y de la mano de dinosaurios saurópodos. Yacimiento de la playa de La Griega (Colunga).

Siguiendo unos 150 m más por el borde del acantilado, llegamos a unos estratos de arenisca, ligeramente inclinados hacia el mar cuya superficie se encuentra surcada por diaclasas en distintas direcciones. Inmediatamente por encima, aparece una caliza gris que contiene icnitas de dinosaurios cuadrúpedos y algunas de bípedos, estas últimas más difíciles de reconocer. Desde este punto puede contemplarse una buena vista del pueblo de Lastres y del Museo del Jurásico de Asturias (Figuras 9 y 10).





Figuras 9 y 10. Vista de la villa marinera de Lastres (arriba) y del edificio del MUJA (abajo) desde el yacimiento de icnitas de dinosaurios de la playa de La Griega (Colunga).

La superficie del estrato de roca caliza, perteneciente a la parte más inferior de la Formación Tereñes, muestra una topografía muy irregular debido a la presencia de un elevado número de pisadas de dinosaurios y a varios sistemas de diclasas que la atraviesan. La actual caliza micrítica, constituía hace unos 150 millones de años, el barro calcáreo del fondo de una laguna costera. En ella vivían pequeños organismos invertebrados, como gasterópodos y ostrácodos, cuyos restos fosilizados aparecen ahora incrustados en la roca.

Las dos grandes depresiones de contorno subcircular que se observan en este último yacimiento, corresponden a las huellas del pie de un dinosaurio saurópodo de extraordinarias dimensiones (Figura 11). El diámetro de algunas de ellas, llega a alcanzar 125 cm, lo que las convierte en unas de las mayores conocidas hasta el momento. Su contorno externo muestra un reborde abultado que representaría el barro calcáreo extruido al pisar el dinosaurio.



Figura 11. Huellas de pisada atribuibles al pie de un saurópodo de proporciones gigantescas. A juzgar por su diámetro de 1,25 m, se encuentran entre las mayores el mundo. Dentro de una de ellas el investigador M. Lockley de la Universidad de Colorado en Denver, toma algunas notas sobre el yacimiento. Playa de la Griega (Colunga).

Las icnitas de dinosaurios de la playa de La Griega fueron interpretadas, inicialmente por dos investigadores alemanes en los años ochenta (Mensink y Mertman, 1984) como producidas por dinosaurios bípedos. Sin embargo, los estudios posteriores, contradicen esta hipótesis y nos permiten afirmar con seguridad que el autor de las enormes icnitas pertenece al grupo de los gigantescos saurópodos (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995; Lires et al, 2001; Lockley et al, en prensa).

Sobre la misma superficie que contiene las grandes huellas subredondeadas, aparece además un rastro de pisadas con una longitud aproximada de 5 metros, atribuible en este caso a un pequeño dinosaurio saurópodo. El estado de conservación de estas huellas es algo deficiente debido a que se encuentran en una superficie irregular afectada además por diversas fracturas.

De las 8 icnitas que componen dicho rastro, 6 corresponden a las huellas de los pies. Las dos únicas impresiones de las extremidades delanteras, muestran un contorno en forma de media luna y se sitúan ligeramente por delante de aquellos. La longitud de la huella de la mano mejor conservada (la correspondiente al par número 5 contando en el sentido de avance del dinosaurio) es de 21 centímetros y su anchura de 29 (Figura 12).

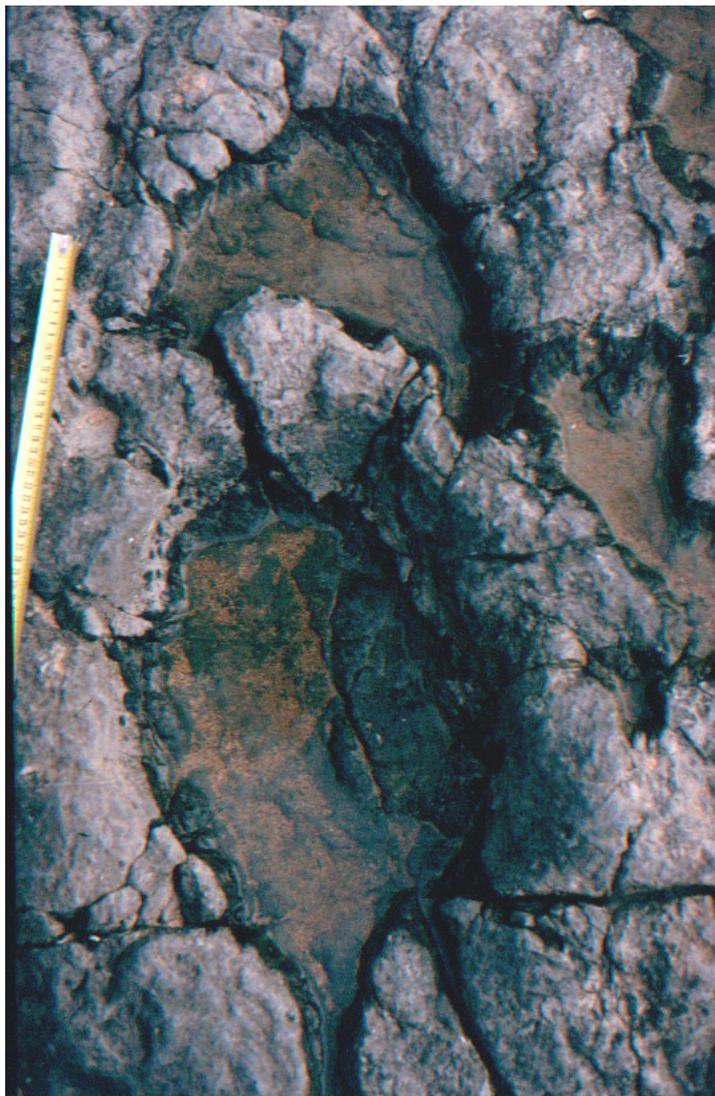


Figura 12. Detalle del par mano-pie mejor conservado del rastro de un pequeño dinosaurio saurópodo en el yacimiento de la playa de La Griega.

Las huellas de los pies presentan formas ovaladas con longitudes entre 43 y 63 centímetros (aunque esta última medida está algo exagerada debido a la superposición parcial del pie sobre la mano). Una de ellas había sido interpretada erróneamente como perteneciente a un terópodo por los investigadores alemanes antes mencionados. La estimación de la longitud del tronco del reptil (140 cm) en base a la distancia gleno-acetabular calculada a partir de las huellas de pisada, así como el tamaño de las mismas, nos indican que el autor del rastro sería un saurópodo de pequeña talla.

PARADA 2 (ver anexo)

Yacimiento de los acantilados de Tereñes (Ribadesella)

Se accede desde la localidad del mismo nombre, situada unos dos kilómetros a oeste de Ribadesella. Una vez en el acantilado y partiendo de la escalera de acceso a este. Para observar las primeras huellas es preciso caminar unos 80 m en dirección este, hasta llegar a un estrato de arenisca calcárea de color gris claro inclinado hacia el mar. En él se distinguen algunos rastros difusos y varias huellas aisladas de dinosaurios bípedos. La icnita mejor conservada se localiza en la parte inferior del estrato, próxima a la arena de la playa y tiene una longitud de 58 cm; su forma alargada, con

talón asimétrico y la terminación de sus dedos en garras, permite interpretarla como la huella izquierda de un terópodo de gran talla, con una altura de cadera próxima a los 3 m. Un poco más abajo, aparece otra icnita (correspondiente a un pie derecho) que forma un rastro con la anterior, aunque sólo se observa en ocasiones dado que a menudo queda cubierta por la arena oscura de la pequeña playa que se forma allí (Figura 13).



Figura 13. Rastro de terópodo formado por dos huellas consecutivas muy desgastadas debido a la erosión marina. Yacimiento de Tereñes (Ribadesella).

En un punto intermedio entre la escalera de acceso al acantilado y las huellas de terópodo anteriores, se encuentra un estrato de caliza arenosa margosa grisácea de superficie muy irregular debido a la gran cantidad de icnitas que contiene. Se pueden distinguir en él varias huellas de terópodos y al menos cuatro rastros paralelos y muy próximos entre sí de ornitópodos (Figuras 14 y 15). Existen varias razones para determinar que estos últimos se desplazaban juntos formando un grupo organizado sobre una charca de la llanura costera, como pueden ser: la disposición en paralelo de los rastros siguiendo la misma dirección, el espaciado bastante regular entre los mismos lo que sugiere un movimiento acompasado de los individuos, así como una velocidad relativa de marcha, similar en todos ellos (Piñuela *et al.*, 2002).



Figura 14. Rastros paralelos de dinosaurios bípedos y herbívoros (ornitópodos) que caminaban en grupo siguiendo la misma dirección. Detalle de una de las huellas mejor conservadas. Yacimiento de Tereñes (Ribadesella).

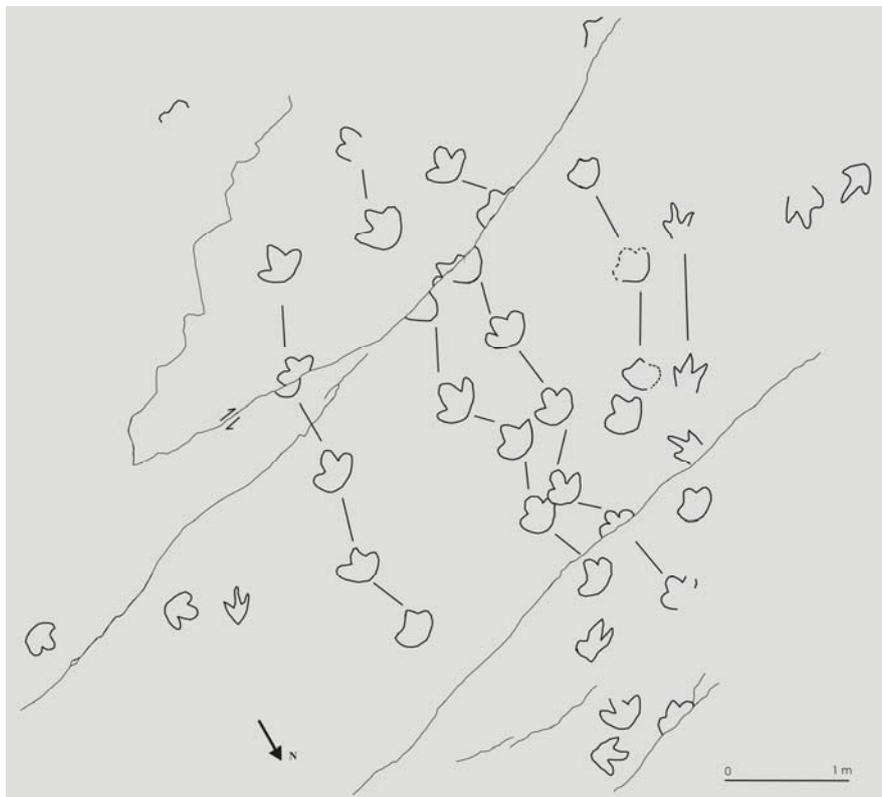


Figura 15. Mapa de la superficie que contiene los rastros paralelos de dinosaurios ornitópodos. Acantilados de Tereñes (Ribadesella).

Otra conclusión interesante que podemos extraer del estudio de estos rastros, es que uno de los dos individuos que se encontraban en la parte central del grupo, empujó al otro, desplazándolo lateralmente, lo que queda reflejado en la aproximación excesiva de sus huellas llegando incluso a superponerse dos de las icnitas de ambos dinosaurios. A partir de este punto, los dos rastros vuelven a separarse y a discurrir paralelos. Podemos conjeturar, en base al tamaño de las icnitas, que fueron dejadas por ornitópodos de tamaño relativamente grande, posiblemente muy próximos al grupo de los iguanodóntidos.

Este yacimiento resulta además muy significativo desde un punto de vista científico, puesto que representa la primera cita en el Jurásico español de un comportamiento gregario en este grupo de dinosaurios. Además, en el resto del mundo, son relativamente escasos los yacimientos de icnitas que documentan el desplazamiento en manadas de los ornitópodos (Figura 16).

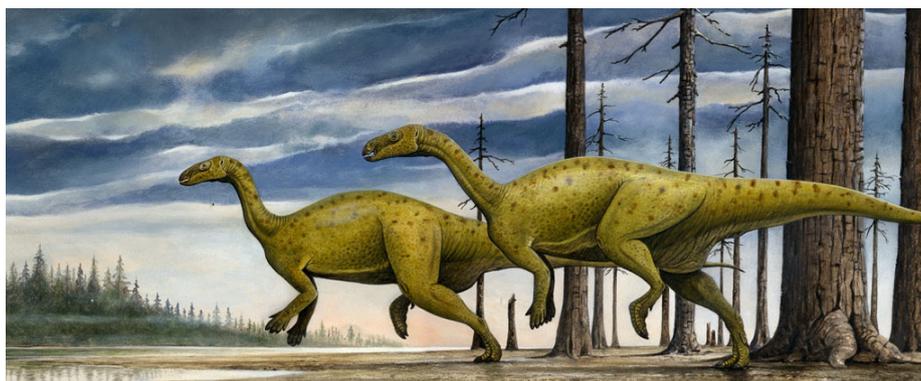


Figura 16. Pareja de camptosáuridos (dinosaurios ornitópodos) similares a los que dejaron impresas sus huellas en las llanuras costeras del Jurásico de Asturias. Ilustración Arturo de Miguel.



Figura 17. Rastro de un dinosaurio terópodo de gran tamaño. Yacimiento de Tereñes (Ribadesella).

Sobre la superficie de un estrato inferior al que contiene los rastros de ornitópodos, se observa otro de un dinosaurio carnívoro, formado por 5 icnitas consecutivas con un tamaño medio de 43 cm de longitud y 41 de anchura (Figura 17). Las huellas son algo más largas que anchas, presentan dedos estrechos y alargados, terminados en garras, y un ángulo de paso alto; todas estas características apuntan a un terópodo de gran talla, con una altura de cadera próxima a los 2 m.

Siguiendo el recorrido por el borde del acantilado unos 90 m hacia el oeste de la escalera metálica de acceso al mismo, y tras rebasar un pequeño entrante del acantilado, se llega un estrato de arenisca margosa inclinado hacia el mar y a menudo parcialmente cubierto por un tapiz verdoso de algas, especialmente durante los meses de invierno y primavera. En la superficie del mismo, se observa el rastro de un dinosaurio cuadrúpedo, posiblemente un estegosaurio, cuyo sentido de progresión es hacia parte alta del estrato (Figura 18). Se han contabilizado en él unas 16 icnitas pertenecientes la mayoría de ellas a impresiones de los pies. Las huellas que forman parte del rastro se conservan como relieves elevados, presentando las correspondientes a los pies una longitud media de 38 cm. Al comienzo del rastro, se encuentra un par mano-pie, en este caso, perteneciente a las extremidades derechas del reptil. Atendiendo al tamaño de las huellas podría tratarse de un dinosaurio de aproximadamente 152 cm de altura hasta la cadera.



Figura 18. Rastro de un dinosaurio cuadrúpedo y herbívoro, posiblemente un estegosaurio. A la derecha, detalle de un par mano-pie del mismo. Acantilados de Tereñes (Ribadesella).

Caminando en dirección al mar, a unos pocos metros del rastro de saurópodo anterior, se encuentra una roca calcárea con grietas de desecación, que contiene dos icnitas aisladas de dinosaurios terópodos, caminando en direcciones opuestas (Figura 19).



Figura 19. Huellas de pisada atribuibles a dinosaurios terópodos en una superficie con grietas de desecación. Yacimiento de Tereñes (Ribadesella).

A partir de este lugar nos podemos dirigir hacia el denominado Peñón del Forno, que constituye un pequeño saliente rocoso hacia el mar. Poco antes del mismo, sobre un bloque de roca gris de la Formación Tereñes, caído al pie del acantilado, podemos ver huellas de dinosaurios ornitópodos superpuestas a grietas de desecación (Figura 20).

Una vez rebasado dicho peñón, y caminando unos 140 m más hacia el oeste, en la pequeña ensenada que se encuentra a continuación, observamos un bloque suelto de arenisca rojiza oscura perteneciente a la Formación Vega (Figura 21). Una de sus superficies, dispuesta verticalmente, contiene alrededor de 17 contramoldes de huellas tridáctilas, aparentemente dispuestas sin un orden concreto, con tamaños que oscilan entre los 11 y los 14 cm de longitud para las más pequeñas, y los 18 cm en el caso de las mayores. Se trata de huellas de dinosaurios bípedos de pequeño tamaño con una altura de cadera en torno a los 55 cm en los de menor talla y de 90 cm en los mayores.



Figura 20. Rastro de dinosaurio ornitópedo constituido por dos icnitas sobre una caliza margosa afectada por grietas de desecación. Acantilados de Tereñes (Ribadesella).



Figura 21. Bloque suelto de arenisca de la Fm. Vega con huellas de pisada de dinosaurios bípedos, algunas de ellas atribuibles a pequeños ornitópedos. Yacimiento de Tereñes (Ribadesella).

Bibliografía

- García-Ramos, J. C. y Gutiérrez Claverol, M. (1995). La geología de la franja costera oriental y de la depresión prelitoral de Oviedo-Cangas de Onís. En: Aramburu, C. y Bastida, F. (eds.), *Geología de Asturias*, Ediciones Trea, Gijón, pp. 247-258.
- García-Ramos, J. C., Aramburu, C., Piñuela, L. y Lires, J. (2000). La costa de los dinosaurios. Rutas por el Jurásico de Asturias, Consejería de Educación y Cultura, Principado de Asturias, 33 p.
- García-Ramos, J. C., Lires, J. y Piñuela, L. (2004). Dinosaurios. Rutas por el Jurásico de Asturias. *La Voz de Asturias*, Lugones (Siero), 204 p.
- García-Ramos, J. C., Piñuela, L. y Lires, J. (2004). Guía del Jurásico de Asturias. Rutas por los yacimientos con huellas de dinosaurios, Zinco Comunicación, Gijón, 118p.
- Lires, J., Piñuela, L. y García-Ramos, J. C. (2001). Nuevos datos y reinterpretación del yacimiento jurásico de icnitas de dinosaurio de la playa de La Griega (Colunga, Asturias). En: Meléndez, G., *et al.*, (eds.). *Los fósiles y la paleogeografía*. Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza, XVII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, 5 (1), 342-347.
- Lires, J., Piñuela, L. y García-Ramos, J. C. (2001). Impresiones tegumentarias en icnitas de dinosaurios saurópodos del Jurásico de Asturias. En: Meléndez, G., *et al.*, (eds.). *Los fósiles y la paleogeografía*. Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza, XVII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, 5 (1), 348-353.
- Lockley, M. G., García-Ramos, J. C., Piñuela, L. y Avanzini, M. Shrinking the world's largest dinosaur tracks: observations on the ichnotaxonomy *Gigantosauropus asturiensis* and *Hispanosauropus hauboldi* from the Late Jurassic of Asturias, Spain. *Ichnos* (en prensa).
- Mensink, H. y Mertmann, D. (1984). Dinosaurier-Fährten (*Gigantosauropus asturiensis* n. g. n. sp.; *Hispanosauropus hauboldi* n. g. n. sp.) im Jura Asturiens bei La Griega und Ribadesella (Spanien), *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1984 (7), 405-415.
- Piñuela, L., García-Ramos, J. C. y Lires, J. 2002. Comportamiento gregario de ornitópodos en el Jurásico de Asturias, En: Pérez-Lorente, F. (ed.) *Dinosaurios y otros reptiles mesozoicos de España*. Resúmenes de las comunicaciones ponencias y paneles, Universidad de La Rioja, pp. 44-45.
- Vídeo y DVD (2003): Asturias: La Costa de los dinosaurios, Servicio de Medios Audiovisuales, Universidad de Oviedo.

EL MACIZO KÁRSTICO DE ARDINES: LA CUEVONA Y LA CUEVA DE TITO BUSTILLO

M. Jiménez-Sánchez

E. Martos de la Torre

Departamento de Geología. Universidad de Oviedo

Introducción

La Cueva de Tito Bustillo forma parte del complejo entramado de simas, galerías y cavernas que horadan el interior del macizo kárstico de Ardines, al Oeste de Ribadesella (Figura 1). Su descubrimiento tuvo lugar en abril de 1968, cuando los componentes del grupo de espeleología Torreblanca, descendieron por el llamado Pozo del Ramu o de la Cerezal. Días después, uno de los integrantes del grupo falleció en un accidente de montaña, por lo que la Cueva, hoy uno de los principales santuarios de arte rupestre de toda Europa, recibió su nombre como homenaje. La Cueva se encuentra desde 1969 abierta al público para uso turístico y tiene un recorrido horizontal de unos 600 m en su sector habilitado para la visita, al que hoy se accede mediante un túnel artificial abierto en 1970 por el Patronato de Cuevas Prehistóricas de Asturias. En el mismo macizo se encuentra la cavidad de la Cueva, abierta al público también para uso turístico durante todo el año, con un régimen de visitas menos restrictivo que el de la Cueva de Tito Bustillo.

Desde los años setenta, las cuevas turísticas del Macizo de Ardines han sido estudiadas por arqueólogos y expertos en arte, como Berenguer (1969), Mouré Romanillo (1975, 1976), Balbín y Mouré (1981a, 1981b, 1983), pudiendo encontrarse explicaciones sencillas sobre el Arte Rupestre en los trabajos de Mouré Romanillo (1992) y Blas Cortina (1996). En cuanto a los trabajos geológicos, además de los estudios regionales preexistentes (Navarro y Leyva, 1986, Marquínez, 1987), en los últimos años se han realizado aportaciones en forma de estudios relacionados con aspectos geológicos, geomorfológicos y de conservación de la cueva (Hoyos *et al.*, 1996; Jiménez-Sánchez *et al.* 2000; Jiménez-Sánchez *et al.* 2004a, 2004b, 2004c), estudios relacionados con la estructura y estabilidad de la Cueva y de Tito Bustillo (García-Ramos *et al.*, 1995; Foyo *et al.* 2003), análisis hidroquímico-ambiental (Jiménez-Sánchez *et al.* 2002; Liñán *et al.* 2004). La Cueva y la Cueva de Tito Bustillo fueron incluidas también en la obra general sobre Patrimonio Geológico de Asturias, Cantabria y País Vasco, editada por ENRESA (Durán *et al.* 2002).

El objetivo de la visita es conocer algunos de los aspectos geomorfológicos del karst de Ardines. En las presentes líneas, además de algunos datos sobre la geología de las Cuevas de Tito Bustillo y la Cueva, se ofrecen algunas notas sobre el Arte Rupestre y la ocupación de la Cueva de Tito Bustillo por el hombre paleolítico, basados en la recopilación bibliográfica que se presenta al final. Obviamente, estos textos especializados proporcionarían al lector una visión más exacta y completa que todo lo que se recoge en estos apuntes de campo, elaborados con la única misión de servir como apoyo de referencia al visitante.

El karst de Ardines (PARADA 3, ver anexo)

Desde el punto de vista geológico, el Macizo de Ardines se sitúa en la Región de Pliegues y Mantos. Las rocas en las que se modela el karst de Ardines pertenecen a la Caliza de la Escalada, que en este sector presenta una gran densidad de discontinuidades. Además de la estratificación (con inclinación variable hacia el SO y vertical), García Ramos *et al.* (1995) han descrito un sistema de diaclasas de orientación NO-SE que buza al Norte unos 45°, otro NE-SO subvertical, y un tercero paralelo a la superficie topográfica.

El karst superficial corresponde a un conjunto de dolinas y lapiaces modelados sobre un nivel de rasa costera de 70-80 m de altitud, dentro de los niveles ampliamente descritos para el litoral cantábrico por Flor (1983) y Mary (1983). En el fondo de estas dolinas se abren entradas a la compleja red de conductos subterráneos que constituyen no sólo la Cueva de Tito Bustillo, sino también otras cavidades conocidas bien por su valor artístico y arqueológico, como La Lloseta o Cueva del Río o

además por la belleza de su configuración natural, como la Cuevona. Sin embargo, uno de los rasgos llamativos del paisaje kárstico en este sector corresponde al valle ciego del río San Miguel, que con una cuenca superficial de cerca de 10 km² de superficie, se sume en el paraje conocido como la Gorgocera. A partir de aquí, y hacia el Este, el río circula subterráneamente a lo largo de unos 500 m (Figura 1).

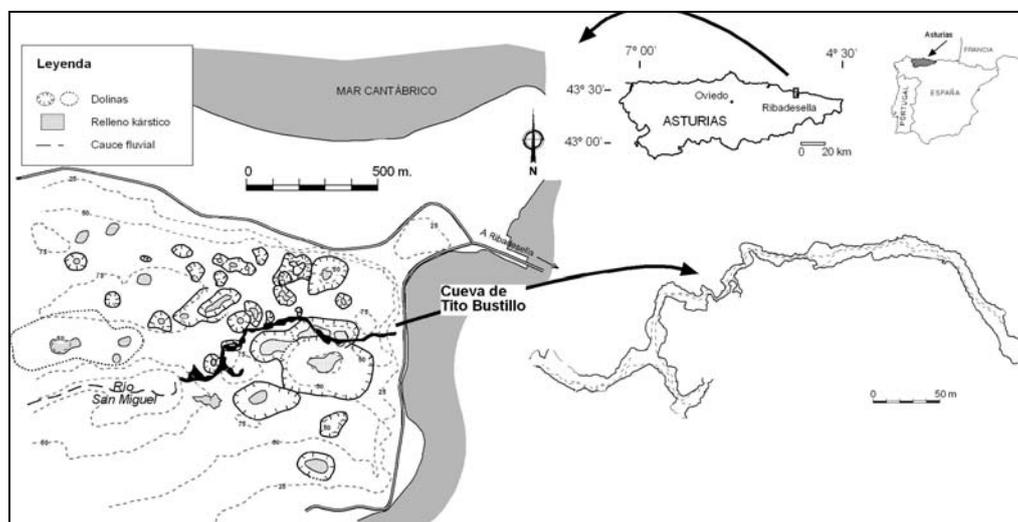


Figura 1. Esquema geomorfológico del sector oriental del Macizo de Ardines y planta de la Cueva de Tito Bustillo.

El endokarst del Macizo de Ardines está formado por una compleja red de conductos subterráneos que incluyen la Cueva de Tito Bustillo y otras cavidades conocidas como la Cuevona. Se ha establecido la hipótesis de la probable existencia de una tercera cavidad localizada entre ambas y conectada con el exterior, y la posible comunicación subterránea entre ellas mediante el nivel activo hoy ocupado por el río San Miguel (Alonso Peña *et al.*, 1996).

La Cuevona

La cavidad kárstica conocida como La Cuevona se localiza en la ribera izquierda de la ría de Ribadesella, en una zona contigua a la cueva de Tito Bustillo y a una cota superior. Su boca de entrada se sitúa a unos 33 m sobre el nivel actual del río Sella. El interior de la gruta consta de dos zonas bien diferenciadas, la galería de acceso y la sala principal de morfología abovedada. Esta última, con forma de pirámide trigonal de lados desiguales, se asienta sobre una planta romboidal de relieve irregular con unas dimensiones aproximadas de 65x50 m. En la parte más superior de la bóveda, a una altura al suelo de unos 24 m hay una abertura que comunica con el exterior permitiendo la entrada de luz natural.

La morfología de la cavidad está relacionada con varios tipos de discontinuidades: superficies de estratificación, fallas y tres sistemas de diaclasas (Alonso *et al.*, 1999). El conjunto condiciona en buena medida la orientación e inclinación de las paredes tanto de la sala principal como de la galería de acceso a la misma. El suelo de la sala principal está constituido por una importante acumulación caótica de bloques calizos que alcanza, en algunos casos, espesores superiores a los 200m.

En el borde septentrional de la sala principal se localiza la zona actual de drenaje de la caverna (el primitivo tuvo lugar, al menos parcialmente, a través de la galería de acceso a la sala). Se trata de un sumidero cuyo trazado gira finalmente en dirección E hasta comunicar con un pequeño lago subterráneo-con nivel de agua fluctuante según las mareas- que desagua directamente en la ría del Sella, ligeramente al sur de la desembocadura del arroyo San Miguel -prácticamente a la altura de la entrada de la cueva de Tito Bustillo (Alonso *et al.*, 1999).

La Cueva de Tito Bustillo: aspectos geológicos y geomorfológicos

La cueva de Tito Bustillo tiene un recorrido horizontal de unos 600 m en su sector habilitado para la visita, al que hoy se accede mediante un túnel artificial. Se trata de una galería de orientación variable (NO-SE a SO-NE y ENE-OSO a NNE-SSO) que aparece genéticamente relacionadas con discontinuidades de similar orientación (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2000, Figura 2).

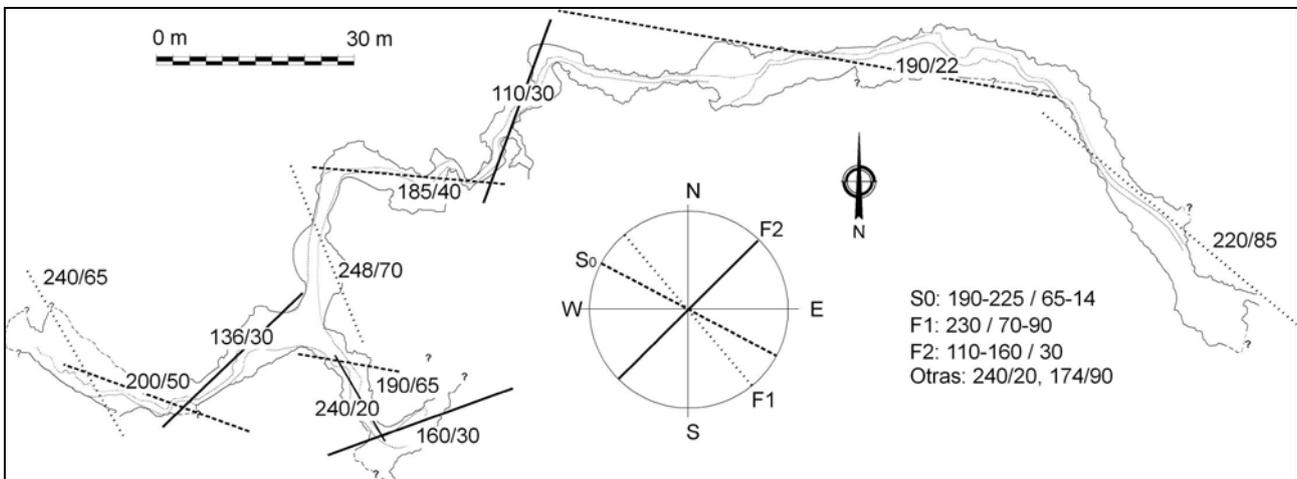


Figura 2. Relación entre la disposición de la Cueva de Tito Bustillo y la orientación de las discontinuidades en la misma (Jiménez-Sánchez *et al.* 2000).

De la dinámica actual de la cueva, se puede destacar la existencia de numerosas zonas de goteo y la circulación subterránea del río San Miguel, por debajo del nivel de galerías, cuyo desbordamiento tiene lugar en épocas de crecida (Martínez Sanmiguel, 1990). Ambos grupos de procesos tienen importantes implicaciones en la conservación de los paneles, ya que pueden originar procesos de alteración y lavado sobre los pigmentos utilizados.

En el presente trabajo se describen exclusivamente las características del sector de la Cueva de Tito Bustillo para el que existe disponible topografía, aunque, debido a la escala de trabajo, la reproducción del mapa resulta imposible aquí. Las formas identificadas se han agrupado en fluiokársticas, de gravedad, de precipitación química, aunque existen otras de carácter antropogénico y biogénico (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2000, 2004), aunque esto ha sido precisado con más detalle en estudios posteriores (Jiménez-Sánchez *et al.* 2004b).

Formas fluiokársticas. Este grupo de formas incluyen el conducto hipogeo del río San Miguel, algunos sumideros y un conjunto de depósitos. Existe un curso de agua activo en la cueva que atraviesa la cavidad presumiblemente en dirección ENE-OSO en el sector suroriental, por debajo de la cota de la Sala del Gran Panel. Asimismo, en diversos puntos de la cueva, especialmente en su

sector oriental, se han reconocido depresiones cerradas, ocasionalmente con morfología alargada, que seguramente funcionan como sumideros tras épocas de inundaciones. En el sector de la entrada, a través de estas oquedades, se han observado además evidencias de circulación de agua en sentido SO a NE por parte de pequeños canales localizados a unos 3 m por debajo del piso turístico de la cueva. Por otra parte, se han identificado evidencias de circulación forzada (tubos y *roof pendants*) y marcas e arcilla asociadas a épocas de inundaciones. En diversos puntos de la cueva aparecen depósitos fluviales de tamaño grava a fango y ocasionalmente arena, principalmente en el sector occidental de la cueva. Estos depósitos están recubiertos por una colada estalagmática con desarrollo de *gours*, de los que se han podido reconocer secciones que muestran un nivel inferior con predominio de gravas redondeadas, un decrecimiento del tamaño de grano hacia techo. El hecho de que finalmente la serie culmine con un depósito químico sugiere un progresivo decrecimiento de energía en las corrientes fluviales. En otras zonas de la cueva se han reconocido arenas y limos con laminación paralela y/o cruzada.

Formas de gravedad. Las formas de gravedad más significativas son depósitos de colapso, que se presentan en forma de bloques aislados o bien de acumulaciones de bloques constituidas por fragmentos de caliza de tamaño decimétrico a métrico con morfología angulosa y disposición caótica. Ocasionalmente, el depósito involucra también la aparición de estalagmitas rotas. De estos depósitos, el más destacable es el existente en la Sala del Yacimiento, constituido por bloques de caliza de tamaño métrico, fosilizados en algunos puntos por espeleotemas (Figura 3).



Figura 3. Desprendimiento de bloques de tamaño métrico en la Sala del Yacimiento.

Finalmente, en la Sala del Gran Panel se ha identificado un movimiento en masa de tipo flujo, originado por inestabilidad de niveles margosos dentro de la Caliza de la Escalada.

Formas de precipitación química: espeleotemas. Las formaciones que afloran en la mayor parte del sustrato de la cueva son acumulaciones de material carbonatado de origen químico y pueden ser clasificadas en dos grupos genéricos: *dripstone* y *flowstone*. Entre los primeros aparecen estalactitas, estalagmitas y columnas. La presencia de estalactitas excéntricas en diversos puntos de la cueva, como las proximidades del acceso a la Galería de los Caballos es un aspecto interesante a destacar. En cuanto a los espeleotemas “*flowstone*”, se han caracterizado así algunas masas

estalagmíticas con desarrollo de *gours* y las grandes coladas compactas que tapizan buena parte de la cavidad, en concreto el sector central a oriental. Como formas especialmente llamativas se puede destacar la columna que existe a la entrada, en las proximidades del Camarín, las grandes coladas estalagmíticas que aparecen a lo largo de buena parte de la cavidad, en ocasiones con desarrollo de *gours*. La presencia de estalactitas excéntricas en las inmediaciones de la Galería de los Caballos es otro aspecto interesante a destacar.

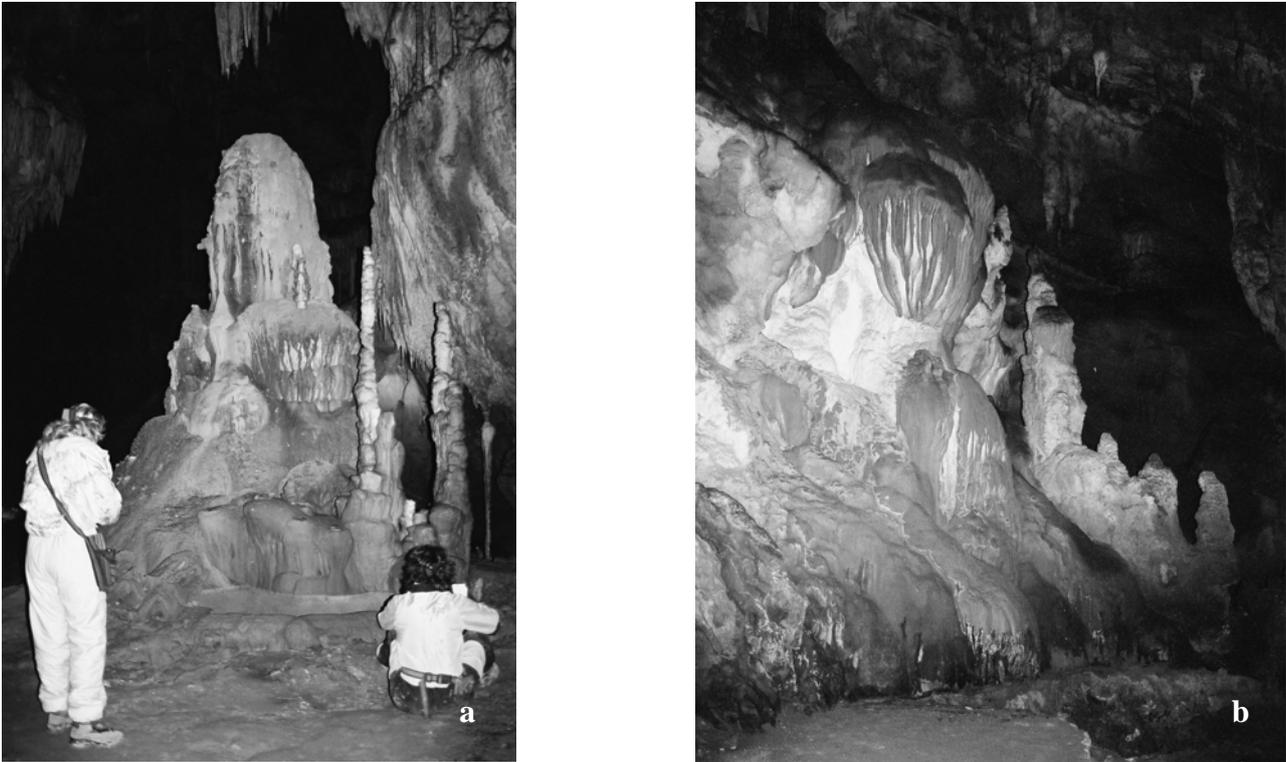


Figura 4. Espeleotemas en la cueva de Tito Bustillo. A) Formación estalagmítica compleja; B) espeleotemas de aspecto medusoide con estalagmitas alineadas en dirección 120°N.

El hombre paleolítico y la ocupación del espacio subterráneo

En el sector sur, la galería se bifurca en dos ramales, en uno de los cuales, el oriental, se ubica el Gran Panel (Sala del Gran Panel) y en el otro, no abierto al público, está la Sala del Yacimiento, excavada en los años setenta (Moure Romanillo, 1975; Moure Romanillo y Cano Herrera, 1976). Este yacimiento habría constituido la zona de estancia de la cueva. Los restos encontrados corresponden a desechos alimenticios, utensilios de piedra, hueso y asta, así como piezas de arte mueble y adornos personales. De la interpretación de estos restos, hoy se sabe que los habitantes de las cuevas eran cazadores-recolectores-marisqueros, que probablemente constituían núcleos de población unidos por vínculos familiares, y que en la cueva no habitarían simultáneamente más de 20-30 individuos. Las excavaciones han puesto de manifiesto que cazaban animales como ciervo, cabra, caballo, bisonte, uro, reno y corzo. La abundancia de restos de cierva y cervatillos indican que las técnicas empleadas eran las de acoso a manadas. Adicionalmente se han encontrado restos de foca y topillo nórdico. También se han hallado conchas de moluscos de roca y espinas de pescado procedentes de ambientes fluviales y estuarinos, como salmón y reo. Determinados tipos de polen encontrados en los yacimientos apuntarían también a un consumo de raíces y frutos. Se

piensa que, además del propio entorno de la cueva, existirían estructuras habitables como rústicos muros y techumbres. El único dato de radiocarbono ha proporcionado una edad de 14.350 BP, aunque una discusión y recopilación completa sobre dataciones puede encontrarse en Adán Álvarez (1997).

Un segundo yacimiento se encuentra en la denominada "Gran Sala", justo al pie de la pared donde se localiza el Gran Panel. Esta zona era el área de decoración de la cueva y en el yacimiento se han encontrado restos de utillaje, comida e incluso un hogar. La datación de los niveles arqueológicos ha dado como resultado una edad de 14.500 BP. La correlación arqueológica de ambos yacimientos permite interpretar además que muy probablemente, los autores del panel de los polícromos fueran los habitantes de la entrada de la cueva por la Gorgocera. Queda por establecer si realmente las áreas donde se pintaba eran zonas ocultas o si simplemente se han conservado exclusivamente aquellas pinturas realizadas en los sectores más restringidos.

Llama la atención que, pese a sus duras condiciones de vida, el hombre del Paleolítico era además un gran artista, en prueba de lo cual ha dejado numerosas manifestaciones en la Cueva. En los yacimientos anteriormente citados, se han encontrado piezas de arte mueble, talladas en asta y hueso, cuyos mayores exponentes son una pequeña cabeza de cabra en asta de cérvido, que habría sido utilizada como un colgante y un bastón cuidadosamente tallado, sin mencionar los adornos en espátulas y arpones, o los grabados de animales en placas de pizarra. Sin embargo, es el arte parietal el que hace de Tito Bustillo un santuario de excepción, a la altura del de Altamira o el de Lascaux. Se han catalogado más de 170 evidencias parietales, de las cuales dos tercios corresponden a animales y el tercio restante a signos, algunos todavía incomprensibles. En el mes de septiembre del año 2001, el equipo de investigación que dirige Rodrigo de Balbín dio a conocer un nuevo descubrimiento, de extraordinaria importancia científica: dos pinturas antropomórficas y cinco diminutas tallas de caballo y de ciervas sobre huesos de equinos. Más datos sobre los trabajos recientes en Arte Rupestre se pueden encontrar en Balbín *et al.* (2003).

Atendiendo a criterios arqueológicos y artísticos, Mouré Romanillo (1992) dividió las evidencias del arte rupestre parietal en dos sectores: oriental y occidental. Los datos que se presentan a continuación están contenidos en los trabajos de dicho autor.

El Sector Oriental está constituido por los denominados Santuarios A y B. El Santuario A está constituido por signos pintados en rojo, típicos del Oriente de Asturias y del Occidente de Cantabria, que se agrupan a su vez en los conjuntos II, III, IV y V. El más famoso de todos ellos, el conjunto III, se sitúa en una pequeña cavidad conocida con el nombre de Camarín de las Vulvas. El resto de los conjuntos corresponden a figuras geométricas (líneas, lazos, bastones y parrillas), exceptuando el conjunto V, que corresponde al negativo de una mano. El Santuario B incluye grabados de animales, agrupados en los conjuntos I (hilera de ciervos), VI (signos cuadrangulares) y VII (cérvidos, cápridos y cetáceo?). Resulta destacable que este último conjunto habría sido realizado no sólo con incisiones sino también a partir del empleo de un instrumento de punta ancha y roma.

Es en el Sector Occidental de la Cueva donde se conservan las muestras de arte parietal que le han valido su renombre mundial. El arte es de tipo figurativo y las técnicas utilizadas son más complejas que en el caso anterior, al igual que la composición de los resultados obtenidos. Se utiliza el grabado, acompañado en algún caso del emplastecido con barro, el raspado, el sombreado y los efectos de policromía. Se distinguen los siguientes conjuntos:

- la Galería de los Caballos (VIII), constituida por diversas figuras, entre las que predominan caballos, grabadas aprovechando en parte el microrrelieve kárstico.
- la zona de la Encrucijada (IX), con un caballo de color rojo-violáceo elaborado con técnicas, dimensiones y color similares a los de los caballos que aparecen en el Gran Panel (grabado y diferentes intensidades de lavado)
- el Gran Panel (X). Este conjunto se caracteriza por la superposición de figuras de animales, bien sincrónicamente, con el fin de lograr efectos de perspectiva o bien diacrónicamente, con el fin de reutilizar el panel a lo largo del tiempo. Como nivel pictórico de referencia, existe una mancha roja visible por debajo de los caballos y renos. El análisis del panel demuestra que existe una etapa antigua que consta de cuatro fases en las que se realizan manchas y signos rojos, pinturas negras y grabados geométricos. La mancha roja sería posterior a esta etapa antigua y a ella se superpondría otra etapa reciente, con otras cuatro fases de ejecución del trabajo pictórico que incluirían los famosos polícromos (renos y caballos) y los grabados asociados a ellos.

La conservación de la Cueva: aspectos ambientales en Patrimonio Geológico y Cultural

Al igual que en otros santuarios de arte rupestre, la Cueva de Tito Bustillo fue abierta al público para su visita y conocimiento como bien cultural. No obstante, compatibilizar el uso turístico y la conservación del arte es una tarea compleja, que debe ser abordada con la participación de equipos multidisciplinares.

Hasta el momento, un equipo del CSIC liderado por Manuel Hoyos, desarrolló un seguimiento de los parámetros microclimáticos y el estado de alteración de los paneles, con una metodología de trabajo ya aplicada previamente por ellos mismos en otras cuevas como la de Candamo. Durante 1999, se abordó la realización de diversos trabajos del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo relacionados con la conservación de la Cueva. Parte de estos resultados, en concreto el relativo al estudio hidroquímico-ambiental, se presentaron en el congreso internacional celebrado en Nerja en septiembre de 2002 (Jiménez-Sánchez *et al.* 2002) y se recogieron en publicaciones colectivas posteriores (Liñán *et al.* 2004), mientras que los relativos a las observaciones microclimáticas realizadas, aunque de modo discontinuo, han sido presentados en la reunión de AEQUA de 2003 (Canto *et al.*, 2003).

Diversos estudios (Martínez San Miguel, 1990; Hoyos *et al.*, 1996, Jiménez-Sánchez *et al.* 1999) han dado a conocer que actualmente el agua del río San Miguel muestra evidencias de deterioro ambiental. Este hecho, unido a las inundaciones de la cueva, puede suponer un grave riesgo para las pinturas, todavía no suficientemente evaluado. Tampoco se ha evaluado todavía el posible impacto de las aguas de infiltración, por lo que deberá ampliarse la información hidroquímica existente actualmente, a fin de valorar su posible influencia como agente de alteración de las pinturas.

Finalmente, resulta innegable que el conocimiento geológico, geomorfológico de las cuevas y del macizo kárstico del que forman parte se hace necesario como soporte de cualquier estudio que, desde la perspectiva geológica, se lleve a cabo dentro de ellas.

Bibliografía

- Adán Álvarez, G. (1997): *De la caza al útil: la industria ósea del Tardiglaciario en Asturias. Consejería de Cultura. Principado de Asturias.* 383 pp.
- Alonso Alonso, J. L., García-Ramos, J.C. y Gutiérrez Claverol, M. (1999): Control estructural de la cavidad kárstica “La Cueva” (Ribadesella, Asturias). En: B. Andreo, F. Carrasco, y J. J. Durán (Eds.): *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*, 65-76. Patronato de la Cueva de Nerja. Instituto de Investigación.
- Balbín, R. de: «L'art de la Grotte de Tito Bustillo (Ribadesella, Espagne). Une vision de synthèse». *L'Anthropologie*, t. 93, n° 2, pp. 435-462.
- Balbín Behrmann, R., Alcolea González, J. J. y González Pereda, M. A. (2003): El macizo de Ardines, un lugar mayor del arte paleolítico europeo. En: Balbín Behrmann, R. y Bueno Ramírez, P. (Eds.): *El arte prehistórico desde los inicios del siglo XXI. Primer Symposium Internacional de Arte Prehistórico de Ribadesella*, pp. 91-151. Asociación Cultural Amigos de Ribadesella.
- Balbín, R. de y Moure, A. (1980): «Pinturas y grabados de la cueva de Tito Bustillo (Asturias): el Conjunto I». *Trab. De Prehistoria*, 37, pp. 365-382.
- Balbín, R. y Mouré, A. (1981): «Las pinturas y grabados de la cueva de Tito Bustillo. El sector oriental». *Studia Archaeologica*, 66, Valladolid.
- Balbín, R. y Mouré, A. (1983): «La galería principal de la cueva de Tito Bustillo». *Ars Praehistorica*, I, pp. 47-97.
- Balbín, R. y Mouré, A. (1983): «Las superposiciones en el panel principal de la cueva de Tito Bustillo». Homenaje a D. M. Almagro, t. I, pp. 287-299.
- Berenguer, M. (1969): La pintura prehistórica de la cueva de Tito Bustillo, en Ardines (Ribadesella). *Boletín de la Real Academia de la Historia*, CLXIV, pp. 139-152.
- Blas Cortina, M. (1996): *Cuevas prehistóricas de Asturias. Arte rupestre paleolítico*. Trea.
- Canto Toimil, N., Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., (2004): Observaciones microambientales en la Cueva de Tito Bustillo. En: Flor, G.: *Actas de la XI Reunion de AEQUA*, pp. 159-164.
- Durán Valsero, J. J., Jiménez-Sánchez, M., Rivas Areales, A., Robledo Ardila, P. A. (2002): Las cuevas de la Cornisa Cantábrica: un paraíso subterráneo. En: Nucho del Rivero (Ed.): *Patrimonio Geológico de Asturias, Cantabria y País Vasco*, 528-560. ENRESA.
- Flor, G. (1983): Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*, 13, 65-81.
- Foyo Marcos, A., Suárez, J. L., Tomillo, C. y Sánchez, M. A. (2003): Análisis previo de la relación entre la estructura geológica y el desarrollo del modelado kárstico en el Macizo de Ardines. Ribadesella. Asturias. En: Balbín Behrmann, R. y Bueno Ramírez, P. (Eds.): *El arte prehistórico desde los inicios del siglo XXI. Primer Symposium Internacional de Arte Prehistórico de Ribadesella*, pp. 153-160. Asociación Cultural Amigos de Ribadesella.
- García-Ramos, J. C., Alonso Alonso, J. L. y Gutiérrez Claverol, M. (1995): *Informe geológico sobre la Cueva de Ribadesella*. Informe inédito. Consejería de Cultura del Principado de Asturias. 25 pp.
- Hoyos, M., Soler, V., Cañaveras, J. C., Sánchez Moral, S. y Sanz, E. (1996). *Memoria final sobre las características geológico-kársticas y microambientales de la cueva de Tito Bustillo, Ribadesella*. Informe inédito. Museo de Ciencias Naturales. Consejería de Cultura del Principado de Asturias.
- Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., Canto Toimil, N., Farias Arquer, P., García Sansegundo, J. y González Pérez, N. (2000): *Estudio geomorfológico y ambiental de la Cueva de Tito Bustillo (Ribadesella)*. Informe inédito. 87 pp. Consejería de Cultura del Principado de Asturias. Universidad de Oviedo.
- Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., Canto Toimil, N., Meléndez Asensio, M. y González Pérez, N. (2002). Caracterización hidroquímico-ambiental de la cueva de Tito Bustillo (Ribadesella, Asturias). En: F. Carrasco, J. J. Durán y B. Andreo (Eds.): *Karst and Environment*. 529-537.

- Jiménez-Sánchez, M., Aranburu, A., Martos, E. 2004. *Estudio geomorfológico de la Cueva de Tito Bustillo*. Informe inédito. Consejería de Comunicación Social y Turismo del Principado de Asturias. 111 pp.
- Jiménez-Sánchez, M., Anadón-Ruiz, S., Farias, P., García-Sansegundo, J. y Canto Toimil, N. (2004): Geomorfología de la cueva de Tito Bustillo y del macizo kárstico de Ardines (Ribadesella, Costa Cantábrica, Norte de España). *Boletín del IGME*, 2:115. pp. 257-263.
- Jiménez-Sánchez, M., Aranburu, A., Martos, E. y Domínguez-Cuesta, M. J. (2005): Geomorphological maps in caves: a research in Cantabrian Coast, Northern Spain. En: Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Desir, G., Guerrero, J., Lucha, P., Marín, C. y García-Ruiz, J. M. *6th Internacional Conference on Geomorphology; Geomorphology in regions of environmental constrasts. Abstract Volume*. Zaragoza (7-11 septiembre 2005), p. 226. D.L. Z-2. 162/2005.
- Jiménez-Sánchez, M., Durán, J. J., López-Martínez, J., Martos, E. y Arrese, B. (2004): Estudios geomorfológicos en cavidades kársticas de España. En: Andreo, B. y Durán, J. J. (Ed.): *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*, 333-349. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas, nº 12. ISBN: 84-7840-551-8.
- Liñán, C., Calaforra, C. M., Cañaveras, J. C., Carrasco, F., Fernández Cortés, A., Jiménez-Sánchez, M. Martín Rosales, W., Sánchez Martos, F., Soler, V. y Vadillo, I. (2004): Experiencias de monitorización medioambiental en cavidades turísticas. En: Andreo, B. y Durán, J. J. (Ed.): *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*, 385-429. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas, nº 12. ISBN: 84-7840-551-8.
- Marquínez, J. (1987): Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 295-308.
- Martínez San Miguel, E. (1990): *Prevención de inundaciones en la Cueva de Tito Bustillo*. Proyecto Fin de Carrera. Departamento de Prospección y Explotación de Minas. Universidad de Oviedo.
- Mary, G. (1983): Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 13, 3-35.
- Mouré Romanillo, A. (1975): *Excavaciones en la cueva de Tito Bustillo (Asturias). Campañas de 1972 y 1974*. IDEA.
- Mouré Romanillo, A. (1976): *Excavaciones en la cueva de Tito Bustillo (Asturias). Trabajos de 1976*. IDEA.
- Mouré Romanillo, A. (1992): *La cueva de Tito Bustillo. El Arte y los Cazadores del Paleolítico*. Trea.
- Navarro, D. y Leyva, F. (1986): *Memoria del Mapa Geológico de España escala 1:50.000 Ribadesella, hoja 31*. IGME.
- Tielve Cuervo, J. J. (1991): *Levantamiento taquimétrico de la Cueva de Tito Bustillo, Ribadesella*. Informe inédito. Consejería de Cultura del Principado de Asturias.

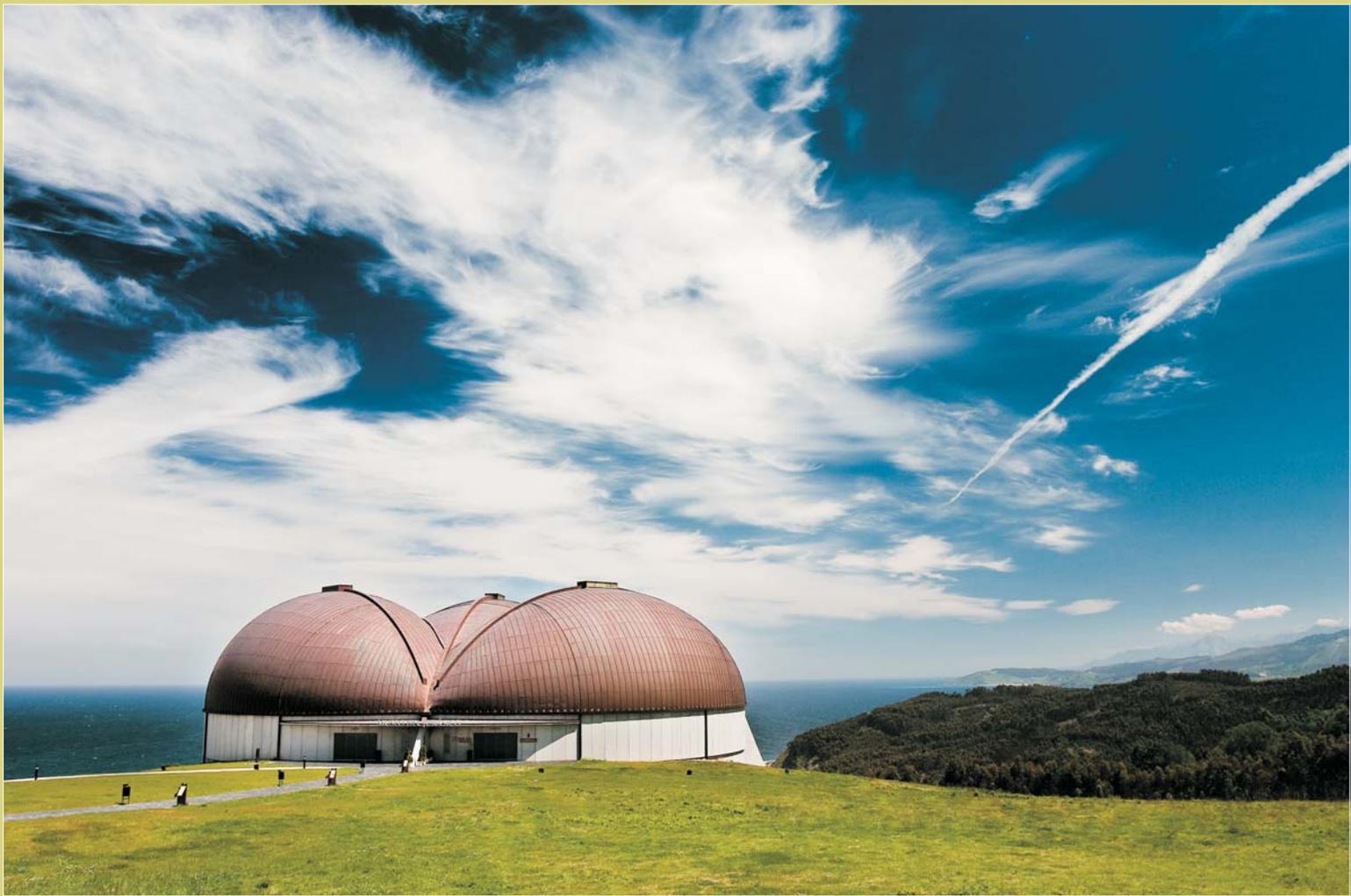
ANEXO

ITINERARIO DE LA EXCURSIÓN:

El Jurásico de Asturias y sus huellas de dinosaurios. Yacimientos de la playa de la Griega (Colunga) y de los acantilados de Tereñes (Ribadesella). Karst de Ardines

Paradas 1, 2 y 3 (P1, P2 y P3)





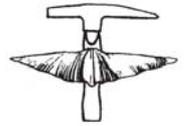
Entidades organizadoras:



GOBIERNO DEL PRINCIPADO DE ASTURIAS
CONSEJERÍA DE CULTURA, COMUNICACION SOCIAL Y TURISMO



Universidad
de Oviedo



Facultad de Geología
Dpto. de Geología

Entidades colaboradoras:



Colegio Oficial
de Geólogos
Asturias



PARQUE NATURAL
DE REDES



Indurot



SOCIEDAD ESPAÑOLA DE
PALEONTOLOGÍA



SOCIEDAD
GEOLOGICA
DE ESPAÑA



Instituto Geológico
y Minero de España



cajAstur



Costa Verde
AUTOCARES



CAJA RURAL



ACOTUR
"Entre el mar y la montaña"



Asturias
paraíso natural



colunga



Sociedad Española
de Geomorfología



Ayuntamiento de
Colunga