

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA A ESCALA 1:25.000 DEL PARQUE NACIONAL DE ORDESA Y MONTE PERDIDO Y SU APLICACIÓN A LA GESTIÓN E INTERPRETACIÓN DEL MEDIO NATURAL DEL PARQUE NACIONAL

**ALEJANDRO ROBADOR¹, JOSEP MARIA SAMSÓ², VICTORIANO PUJALTE³,
BELÉN OLIVA⁴, INMACULADA GIL⁵, RUTH SOTO⁶, AITOR PAYROS⁷,
IDOIA ROSALES⁸ Y JOSEP TOSQUELLA⁹**

RESUMEN

El principal resultado del presente proyecto es un nuevo mapa geológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido a escala 1:25.000 que además del ámbito estricto del Parque Nacional abarca las áreas vecinas. Esta cartografía representa un gran avance sobre los trabajos previos y en ella se plasman los principales avances en el conocimiento de la estratigrafía y de la estructura de este sector pirenaico, fruto del presente proyecto. Este mapa, digitalizado e incluido como diferentes capas de información en una geodatabase de ARCGIS©, se integrará en los Sistemas de Información Geográfica del Parque Nacional. Esta nueva cartografía constituirá sin duda una herramienta valiosísima para el desarrollo de futuras investigaciones en el área.

La realización del mapa geológico ha permitido también un detallado estudio de la geometría y cinemática de emplazamiento de las láminas que componen la unidad tectónica de Monte Perdido. Se han realizado estudios paleomagnéticos para mejorar el conocimiento de la cinemática de los cabalgamientos y la cronología de la deformación.

Además de cartografiarse sus unidades, se han estudiado detalladamente las sucesiones del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno inferior. Este estudio se ha apoyado con dataciones realizadas mediante

¹ Área de Cartografía Geocientífica. Instituto Geológico y Minero de España, c) la Calera 1, 28760, Tres Cantos, Madrid. a.robador@igme.es

² Geólogo consultor, c) Mayor, 30, 1º, 22700, Jaca. josemsamso@gmail.com

³ Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, Ap. 644, Bilbao. victoriano.pujalte@ehu.es

⁴ Departamento de Geodinámica Interna, Fac. Ciencias, Universidad de Zaragoza, Edificio C, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. boliva@unizar.es

⁵ Área de Cartografía Geocientífica. Instituto Geológico y Minero de España, c) la Calera 1, 28760, Tres Cantos, Madrid. i.gil@igme.es

⁶ Área de Investigación del Subsuelo y Almacenamientos Geológicos. Instituto Geológico y Minero de España, c) Manuel Lasala, 44 - 9º B, 50006 Zaragoza. r.soto@igme.es

⁷ Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, Ap. 644, Bilbao. a.payros@ehu.es

⁸ Área de Investigación en Cambio Global. Instituto Geológico y Minero de España, c) la Calera 1, 28760, Madrid. i.rosales@igme.es

⁹ Departamento de Geodinámica y Paleontología. Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Campus de "El Carmen", Avda. 3 de Marzo s/n, 21071 Huelva. josep@uhu.es

foraminíferos bentónicos y estudios magnetoestratigráficos. Se ha investigado con especial atención el intervalo estratigráfico del límite Paleoceno-Eoceno, un período durante el que tuvo lugar un evento de calentamiento global conocido como máximo térmico del límite Paleoceno-Eoceno (PETM). Se ha comprobado que el registro de este fenómeno en el Parque Nacional corresponde a una unidad siliciclástica comparativamente delgada (de 10 a 30 m), pero lateralmente extensa, que se ha interpretado como el depósito de un antiguo sistema deltaico de dominio fluvial, lo que representa una prueba clara de la intensificación del ciclo hidrológico durante el PETM.

Finalmente, otra de las actividades principales de este proyecto han sido las labores de divulgación de los valores geológicos del parque que se han plasmado en la elaboración de una guía didáctica que describe los rasgos geológicos más llamativos de una forma sencilla pero rigurosa y en una completa catalogación del Patrimonio Geológico del Parque Nacional.

Palabras Clave: Mapa geológico, Ordesa y Monte Perdido, Pirineos, PETM, Paleomagnetismo.

SUMMARY

The main result of this project is a new Geological Map at scale 1:25.000, which includes the whole area of the Ordesa and Monte Perdido National Park and also parts of the surrounding main valleys. This map integrates all the new stratigraphic and tectonic data obtained during this research work and represents a great improvement over previous geological cartographies of the study zone. For one thing, the map is digitalized as a set of coverages integrated in an ARCGIS® geodatabase, and thus is ready to be integrated within the GIS Service of the National Park. The new map will be an invaluable tool for a variety of future scientific researches in the area.

The geological map has greatly improved knowledge of the internal geometry of the Monte-Perdido thrust sheet sequence and its emplacement kinematic. Paleomagnetic studies were performed in an attempt to better understand the thrust kinematics and the deformational history.

In addition to the mapping, a comprehensive stratigraphic study of outcropping Late Cretaceous, Paleocene, and Early Eocene series was carried out. This study was supported by analyses of the larger foraminifera faunas included in these series as dating and correlation tools and by magnetostratigraphic studies. Special attention was paid to the Paleocene-Eocene boundary, a time during which a global warming event took place, the so-called Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM). It has been demonstrated that the PETM is recorded in the Ordesa and Monte Perdido National Park by comparatively thin (10-30 m) but laterally extensive accumulations of siliciclastic deposits that are thought to represent an ancient fluvial-dominated delta system. Such system records a rapid and massive input of siliciclastics into the area, a clear proof of the acceleration of the hydrological cycle during the PETM.

A final, but no less important task of this project was to enhance the public awareness of the exceptional geological value of the National Park. For this purpose a guide book describing in a basic but rigorous manner the main geological features of the Park, and a catalogue of geosites, were made.

Key words: Geological map, Ordesa and Monte Perdido, Pyrenees, PETM, Paleomagnetism.

INTRODUCCIÓN

Además de su enorme valor ecológico y paisajístico, el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido es también un área clave para entender la

estructura e historia geológica de la Cordillera Pirenaica. Tal importancia es conocida desde hace tiempo, dado que, ya desde el inicio de las exploraciones geológicas a finales del siglo XVIII, la zona atrajo la atención de los investigadores en su acer-

camiento a los Pirineos. Así, RAMOND DE CARBONNIERÈS, uno de los investigadores pioneros, publicó sus "Voyages au Mont Perdu" en 1801, atraído por la presencia, anómala para las ideas geológicas imperantes en la época, de un elevado macizo calcáreo en el sector central de una cadena montañosa. Desde entonces el conocimiento geológico del área progresó en paralelo al de los Pirineos en su conjunto. De entre los numerosos trabajos realizados en la zona, merecen destacarse los de LUCIEN BRIET, a cuyos esfuerzos y labor de difusión se debe la creación del Parque Nacional; E. DE MARGERIE y FRANZ SCHRADER, quienes realizaron las primeras cartografías de este sector pirenaico; A. BRESSON, descubridor de la ventana tectónica de Gavarnie; y, más recientemente, M. SEGURET y P. SOUQUET, cuyas respectivas tesis doctorales son de referencia obligada en estudios sobre la estructura y estratigrafía pirenaicas.

Pese a tal importancia, la única cartografía geológica de cierto detalle del Parque Nacional anterior al presente proyecto era la contenida en las Hojas del Mapa Geológico Nacional 2ª serie (MAGNA) de Bujaruelo (146), Liena (147), Broto (178) y Bielsa (179), editadas por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), y no resultaba enteramente satisfactoria. Por un lado, la escala de estas hojas (1:50.000) es insuficiente para conseguir una buena definición cartográfica de bastantes de los rasgos del Parque. Por otro, estas hojas presentan algunas inconsistencias puesto que fueron realizadas en diferentes épocas. Este déficit era desafortunado, dado que la cartografía geológica es un elemento básico para la caracterización de recursos y elementos abióticos que constituyen el soporte de los elementos bióticos del Parque, cuya gestión y conservación requiere de un conocimiento detallado de las características geológicas del territorio. Por ello, y tal como se deduce de su título, el objetivo central que se fijó este proyecto fue el levantamiento de un nuevo mapa geológico, a escala 1:25.000.

La correcta elaboración de una cartografía geológica requiere de un conocimiento detallado de la estratigrafía de la sucesión, esto es, de la edad y características del conjunto de formaciones sedi-

mentarias que afloran en el Parque Nacional. Para este fin se han levantado un total de 15 perfiles estratigráficos a diversas escalas. Para la datación de las distintas formaciones, y la correlación de los diferentes perfiles, se han utilizado preferentemente los macroforaminíferos contenidos en las mismas. Se han utilizado además otras técnicas, como análisis isotópicos, que han resultado claves para fijar la posición del evento conocido como Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM, por sus siglas en inglés), un evento climático global considerado por muchos autores como un antecedente del actual proceso de calentamiento climático. Igualmente se abordó el Análisis magnetoestratigráfico del Paleoceno-Eoceno basal. Estos estudios indican la existencia de una remagnetización que ha borrado la señal original en la sección analizada e impide utilizar este método para datar la serie.

La deformación tectónica de los materiales aflorantes es uno de los aspectos más llamativos del paisaje del Parque. Su estudio se realizó en paralelo al levantamiento cartográfico, acompañado de un estudio paleomagnético y un análisis de las fábricas magnéticas.

Por último, pero no menos importante, se ha elaborado una guía geológica didáctica que describe de manera elemental aunque rigurosa los principales rasgos geológicos del Parque Nacional, al objeto de difundir su conocimiento entre el gran público y ayudarle a comprender y valorar adecuadamente el patrimonio geológico que representa.

El propósito de esta memoria es describir de forma necesariamente resumida los métodos seguidos en este estudio, y los principales logros obtenidos con la realización del proyecto.

AREA DE ESTUDIO

El Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, como ya se ha mencionado, se encuentra emplazado en un sector clave para la comprensión de la constitución geológica de los Pirineos (Fig. 1). El extraordinario relieve del Parque, unos 2200 m entre el fondo del circo de Gavarnie y la cima del

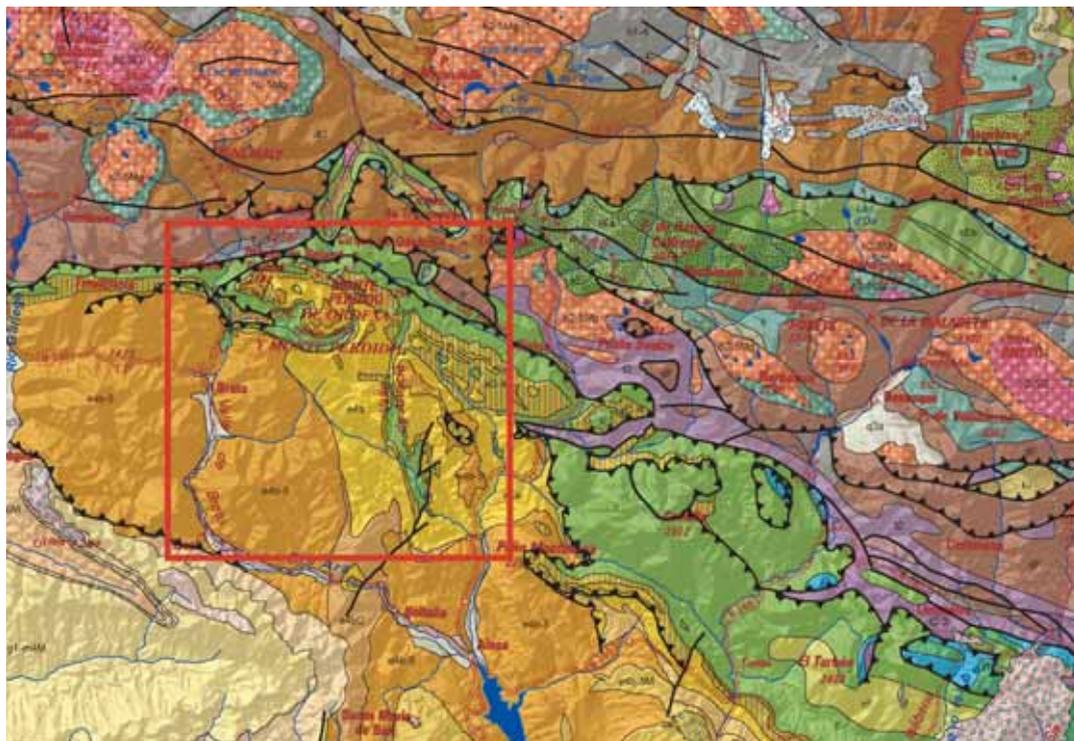


Figura 1. Mapa geológico del sector central de los Pirineos mostrando la localización del Parque Nacional (TERNET *et al.*, 2008).

Figure 1. Geological map of the central Pyrenean area showing the location of the National Park (TERNET *et al.*, 2008).

Monte Perdido, junto a la inclinación general de las rocas hacia el sur, permite observar a gran escala la estructura tectónica de los Pirineos meridionales, constituida por un conjunto de cabalgamientos apilados con importantes desplazamientos horizontales.

La unidad estructural inferior pirenaica en este sector corresponde al autóctono relativo del cabalgamiento de Gavarnie, conocida como unidad del Guarga. La suprayacente unidad de Gavarnie, a la cual pertenecen la gran mayoría de los afloramientos de este sector, se superpone sobre la anterior mediante una superficie de cabalgamiento "cabalgamiento de Gavarnie" que forma una ventana tectónica en el valle homónimo descrita originalmente por BRESSON (1903). Esta superficie aflora también más al este formando otra ventana en el valle de La Larri y en los valles de Langorrués y de La Barrosa circundando los afloramientos del Granito de Bielsa y su cobertera mesozoica.

La unidad de Gavarnie incluye una gran extensión de afloramientos de rocas paleozoicas de las que únicamente su sector más meridional se encuentra en el área de estudio; en esta zona se encuentran recubiertos de forma discordante por una serie calcárea del Cretácico superior.

Dentro de la Unidad de Gavarnie puede distinguirse otra gran unidad tectónica correspondiente a la Unidad del Monte Perdido. Esta es la unidad que contiene todos los afloramientos que dan su carácter peculiar al parque. Su cabalgamiento basal puede observarse en la entrada al valle de Ordesa desde Torla donde se reconoce por la superposición de calizas coniacienses sobre los depósitos del Paleoceno inferior. La estructura de la Unidad de Monte Perdido está constituida por un gran pliegue basal de amplio radio sobre el que está excavado el valle de Ordesa y sobre él un conjunto imbricado de pequeños cabalgamientos y pliegues asociados que producen el apilamiento del Monte Perdido. Hacia

el este la estructura de la unidad de Monte Perdido está dominada por la gran estructura anticlinal en cuyo núcleo se localiza el cañón de Añisclo.

MATERIAL Y MÉTODOS

La realización de una cartografía geológica es una labor integradora que exige el manejo y razonamiento de múltiples disciplinas de las ciencias geológicas. La primera labor a abordar ante la realización del mapa geológico de un sector, tras la definición de la escala de representación, es la selección de las unidades litológicas a representar y la definición de los criterios de delimitación. Para esta tarea es imprescindible el levantamiento de secciones estratigráficas. Esta fue una de las primeras tareas que se abordó al realizar secciones completas de la sucesión mesozoica y terciaria en las paredes norte y sur del valle de Ordesa y en el cañón de Añisclo. Uno de los principales condicionantes de esta labor de definición de unidades, debido a las características topográficas del Parque Nacional, es la disposición de los materiales en grandes paredes verticales en amplias áreas del parque, lo que ha condicionado la agrupación de los términos litológicos en unidades cartográficas representables y legibles sobre la base topográfica 1:25.000. Para la selección de las unidades paleozoicas a representar se han seguido los criterios utilizados por los autores de las hojas MAGNA de Bujaruelo (RIOS ARAGÜES *et al.* 1989), Liena (RIOS ARAGÜES *et al.* 1982) y Bielsa (RIOS ARAGÜES *et al.* 1979), modificándolos cuando fue necesario y adaptándolos a la nueva escala de representación. Una vez definidas todas las unidades a representar, su cartografía precisa se ha abordado primeramente mediante un reconocimiento fotogeológico y posteriormente directamente sobre el terreno en recorridos dirigidos específicamente para el seguimiento de los contactos geológicos y la identificación de estructuras tectónicas. Las labores de campo destinadas a la realización del mapa se han completado a lo largo de numerosas campañas realizadas preferentemente durante los meses estivales de 2007, 2008 y 2009.

Como elemento base del reconocimiento fotogeológico se usaron fotografías aéreas a escala

1:33.000 proporcionadas por el Servicio Geográfico del Ejército. Los contactos geológicos se representaron sobre ortofotomágenes restituidas a escala 1:5.000 de la DGA, suministradas por el departamento cartográfico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, siendo además cotejados con las ortofotografías y los mapas topográficos, ambos a escala 1:5.000 descargables desde la página web del Gobierno de Aragón (www.sitar.aragon.es) correspondiente al Servicio de Información Territorial de Aragón. Con posterioridad se ha adaptado la traza cartográfica al mapa topográfico oficial del Parque a escala 1:25.000, para evitar contradicciones en la lectura.

De este modo se dispone de la cartografía geológica resultante sobre dos bases topográficas: una base a escala 1:5.000 procedente del ya citado Servicio de Información Territorial de Aragón y otra correspondiente a la topografía oficial del Parque Nacional a escala 1:25.000 (Fig 2).

La composición digital original del mapa geológico se realizó en primer lugar en un programa CAD. El mapa resultante se exportó a ArcGis donde se ha convertido al formato geodatabase de ESRI® con una estructura compatible con la del sistema de información geográfica del Parque Nacional para su perfecta integración y explotación.

Recogida y estudio de muestras

Para la datación de las sucesiones estratigráficas y la caracterización petrológica de los distintos términos estratigráficos se han recogido un total de 238 muestras de rocas duras tanto en las series estratigráficas levantadas como en localidades aisladas. De las muestras recogidas se han realizado 98 láminas delgadas que se han observado mediante un microscopio petrográfico y una lupa binocular. Su estudio ha permitido identificar numerosos microfósiles que caracterizan las biozonas del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno. Esta tarea ha servido para el establecimiento de correlaciones estratigráficas detalladas entre diferentes áreas, base fundamental para el estudio estratigráfico y el análisis sedimentológico.

Se han estudiado también algunas muestras de margas del Eoceno inferior por su posible conte-

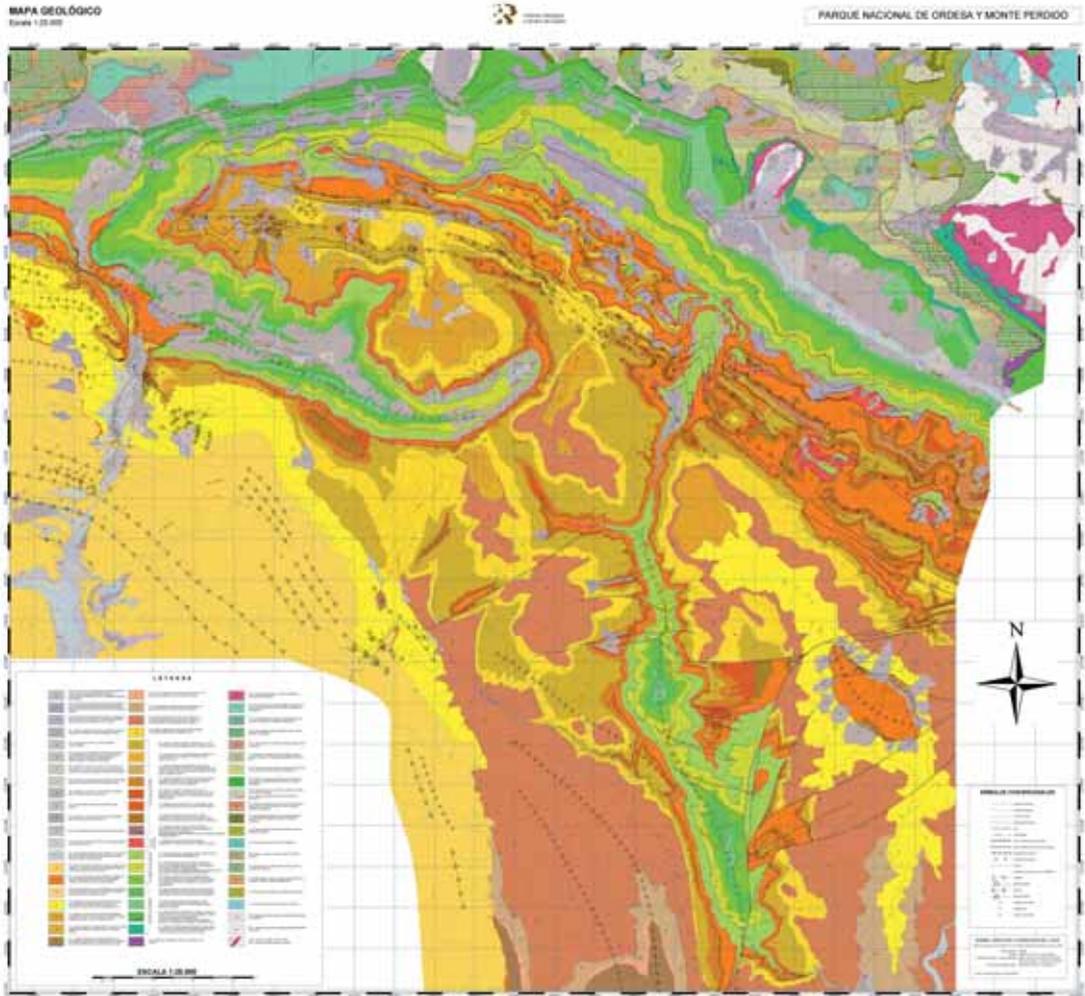


Figura 2. Vista reducida del mapa geológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido elaborado en el marco del proyecto de investigación.

Figure 2. General view of the geological map of the Ordesa and Monte Perdido National Park elaborated within the research project.

nido en nannoplancton calcáreo. Desafortunadamente, su estudio no dio resultado, debido a que la sucesión ha sufrido un leve proceso de recristalización durante su enterramiento y posterior deformación tectónica que impide el reconocimiento a nivel específico de estos microfósiles.

Para confirmar la presencia del evento de calentamiento global del PETM en el área del Par-

que se realizaron dos tipos de muestreos específicos. En concreto, se recogieron muestras de sedimentos de grano fino de las "Margas con *Nummulites*", que se analizaron mediante difracción de Rx para establecer la composición de los minerales de la arcilla. Se ha podido así establecer que dichas margas presentan altos contenidos en caolinita, lo que apoya su atribución al PETM. Adicionalmente se hicieron análisis de

isótopos estables de C y O en muestras de calizas en la sección de la Brecha de Arazas. Los análisis se realizaron sobre roca total, en un total de 13 muestras. Los resultados obtenidos confirmaron la presencia de la excursión isotópica de carbono que caracteriza el evento (CIE, *carbon isotopic excursion*).

Levantamiento de perfiles estratigráficos

El estudio estratigráfico y sedimentológico de las sucesiones del Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno Inferior se ha realizado en varias fases. En una primera etapa se procedió al levantamiento de 15 secciones estratigráficas de detalle en el sector cartografiado, completando un total de 4.745 m de serie. Dos de tales secciones corresponden a perfiles completos de todas las unidades mesozoicas presentes en el área de estudio, desde el Santoniense hasta el Eoceno inferior: la sección de Carriata-Salarons, con 1.140 m de serie y la de la Senda de los Cazadores-Punta Cuta de 1.145 m de espesor. Otras cinco secciones corresponden a perfiles estratigráficos detallados de las sucesiones del límite Paleoceno-Eoceno levantadas sobre diferentes unidades tectónicas: sección del Cilindro de Marboré y Lago Helado, 195 m; sección de la Ciudad de Piedra, 200 m; sección de El Fraile, 270 m; sección del Refugio de Góriz, 275 m y sección de la Cola de Caballo con 275 m. Finalmente se han levantado otras ocho series de la sucesión del Paleoceno-Eoceno inferior en otras áreas para caracterizar las variaciones laterales de este intervalo: sección del Bajador de Ziarrazils, 315 m,

sección de la Brecha de Arazas, 260 m, sección del Pico Mondoto, 250 m, Tozal del Cebollar con 180 m, sección de Balliñiscló, 240 m, sección de Gallisué, 204 m y las secciones de La Pardina y las Zucas.

Estudio paleomagnético

Con los estudios paleomagnéticos se pretendían dos tipos de objetivos: establecer el registro de las inversiones del campo magnético (magnetoestratigrafía), alrededor del Paleoceno-Eoceno basal y cuantificar las posibles rotaciones producidas en el sistema de cabalgamientos del Monte Perdido. Para el primer objetivo se seleccionaron tres secciones estratigráficas (Carriata-Salarons, Gallisué y Bujaruelo) que registran la variabilidad de facies para el intervalo estudiado y están situadas en posiciones estructurales diferentes, lo que hubiese permitido detectar las posibles interferencias de la deformación sobre los resultados. Estas series, que suman un total de 480 m, fueron muestreadas de forma sistemática con espaciados que oscilaron entre 5 m y 20 m buscando una resolución de 20-40 muestras por magnetozona. Se realizaron un total de 130 estaciones, y se obtuvieron 2 muestras por estación.

El estudio de rotaciones precisó del muestreo de 5 láminas de cabalgamiento superpuestas y de diferentes posiciones estructurales dentro de cada lámina (Fig. 3). Para ello se aprovecharon las estaciones realizadas para el levantamiento magnetoestratigráfico, y se completaron con la realización de 5 estaciones en otras tres láminas

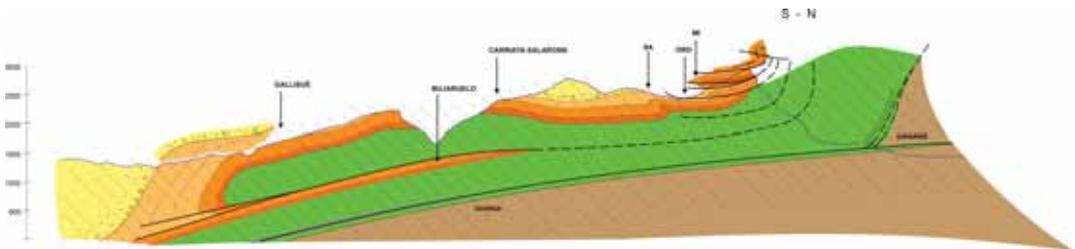


Figura 3. Proyección de la posición de las estaciones de muestreo para estudios magnetoestratigráficos y de paleomagnetismo sobre un corte N-S del área del Parque.

Figure 3. North-South cross-section showing the location of sampling spots used for magnetostratigraphic and paleomagnetic analysis.

de cabalgamiento diferentes. En las estaciones para análisis de rotaciones se obtuvieron una media de 10 muestras por estación. El diseño de este muestreo tuvo en cuenta además la obtención de muestras tanto en niveles calizos como en niveles margosos y en distintas posiciones estructurales para poder llevar a cabo el estudio de fábricas magnéticas.

Las muestras fueron obtenidas en campo mediante una perforadora portátil y orientadas *in situ*. En el laboratorio fueron preparadas para la obtención de especímenes de tamaño estándar para análisis paleomagnéticos. Los especímenes fueron sometidos a distintos análisis en diferentes laboratorios. En primer lugar se realizó el estudio de fábricas magnéticas. Este requiere la medida de la susceptibilidad magnética de cada espécimen en varias direcciones del espacio. Las medidas fueron realizadas en la Universidad de Zaragoza, a temperatura ambiente con un susceptómetro Kappabridge KLY-3 que trabaja con un campo magnético débil (300 A/m y 875 Hz).

Tanto para el estudio magnetoestratigráfico como para detectar posibles rotaciones de eje vertical entre diferentes unidades estructurales, es necesario realizar la desmagnetización progresiva de los especímenes, bien por la aplicación sucesiva de campos magnéticos alternos o bien calentando las muestras. La desmagnetización progresiva por campos alternos se ha llevado a cabo sobre una parte de las muestras en el laboratorio de la Universidad de Burgos. El resto de muestras fueron desmagnetizadas térmicamente cada 50-100° en el laboratorio de paleomagnetismo del instituto Jaume Almera (CSIC-Universidad de Barcelona). Las sucesivas medidas de las muestras se realizaron en ambos laboratorios con un magnetómetro criogénico 2G-Enterprise.

Catalogación del patrimonio geológico y elaboración de una guía geológica didáctica

Esta actividad se ha desarrollado paralelamente a las campañas de campo, en las que se ha recopilado la información de todos aquellos puntos visitados que tienen un potencial didáctico sobre los diferentes aspectos de la geología del Parque Nacional o que puedan realizar una aportación

importante al conocimiento de la misma. Estos afloramientos se han posicionado mediante GPS y en ellos se han recogido todas sus características con contenido didáctico y se han realizado esquemas y fotografías. Toda la información de estos puntos se ha almacenado en una base de datos con el objeto de tener un catálogo completo del Patrimonio Geológico del Parque.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Cartografía geológica a escala 1:25.000 del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido

La nueva cartografía geológica a E. 1:25.000 elaborada dentro del marco del presente proyecto (Fig. 2) no solamente comprende el ámbito del Parque Nacional (15.600 ha) sino que se extiende por diversas áreas vecinas abarcando un total de 43.700 ha. con el objeto de representar la continuación de algunas estructuras tectónicas, permitir tener una visión más amplia de la configuración geológica, y relacionar afloramientos próximos. Así, en el valle de Broto se ha ampliado el sector estudiado hasta abarcar las localidades de Broto y Buesa y en el sector meridional hasta incluir las localidades de Fanlo, Ceresuela, Yeba, Vió y Buerba al objeto de cartografiar completamente en el sector la superficie de erosión basal de los depósitos turbidíticos eocenos. En la zona oriental el mapa se ha ampliado hasta las localidades de Belsierre y Puértolas incluyendo completamente el Castillo Mayor y la cabecera del valle de Pineta y de esta forma completar la cartografía de la ventana tectónica de La Larri y la estructura oriental del Macizo de Monte Perdido y del Cañón de Añisclo.

Como ya se ha mencionado, entre las cartografías geológicas previas a la que aquí se presenta se encuentran la adjunta a los trabajos de VAN DE VELDE (1967) y VAN LUNSEN (1970) y sobre todo los mapas geológicos a escala 1:50.000 de la serie MAGNA editados por el Instituto Geológico y Minero de España, hojas n^{os} 146-Bujaruelo (RIOS ARAGÜES *et al.* 1989), 147-Liena (RIOS ARAGÜES *et al.* 1982), 178-Broto (RIOS ARAGÜES *et al.* 1982) y 178-Bielsa (RIOS ARAGÜES *et al.* 1982).

En esta cartografía se han diferenciado un total de 68 unidades litológicas, 14 de ellas correspondientes a formaciones superficiales cuaternarias y 4 a rocas ígneas o metamórficas. La escala detallada de trabajo ha permitido la definición y cartografía de nuevas unidades litoestratigráficas que no estaban contempladas en trabajos cartográficos anteriores. Esta mayor definición litológica ha permitido también obtener un mayor detalle en la reconstrucción estructural respecto a la que se tenía hasta la fecha.

Las rocas ígneas y metamórficas, constituidas por granitoides, gneises y migmatitas, afloran formando el zócalo de la unidad estructural infra-yacente al manto de Gavarnie en las ventanas de Gavarnie, y La Larri (Unidad del Guarga) (Fig. 4) y por debajo del cabalgamiento basal de dicha unidad en la sierra de Ruego y el valle de La Barrosa. Pueden presentar localmente una cobertura reducida de rocas triásicas pero casi siempre aparecen recubiertas por las calizas del Cenomaniense superior y Turoniense con un hiato estra-

tigráfico que abarca al menos la totalidad del Jurásico y el Cretácico inferior.

La estratigrafía de la Unidad de Gavarnie está compuesta por un zócalo constituido por rocas paleozoicas deformadas por la orogenia varisca que afloran en el sector NO del mapa. Esta sucesión se encuentra compuesta por una unidad inferior de pizarras ampelíticas negras atribuidas al Silúrico sobre la que se encuentra una serie compleja de unidades del Devónico. Al igual que en otras zonas pirenaicas vecinas la estratigrafía del Devónico en este sector está dominada en su parte inferior por un tramo predominantemente carbonatado. El Devónico medio corresponde a un conjunto predominantemente terrígeno con algunas intercalaciones de niveles de calizas. El Devónico superior y la parte inferior del Carbonífero se encuentran representados por unidades de calizas en facies "griotte" y ocasionalmente por calizas masivas arrecifales de corales y algas.

Los últimos depósitos paleozoicos están constituidos por los afloramientos de la "facies Culm",

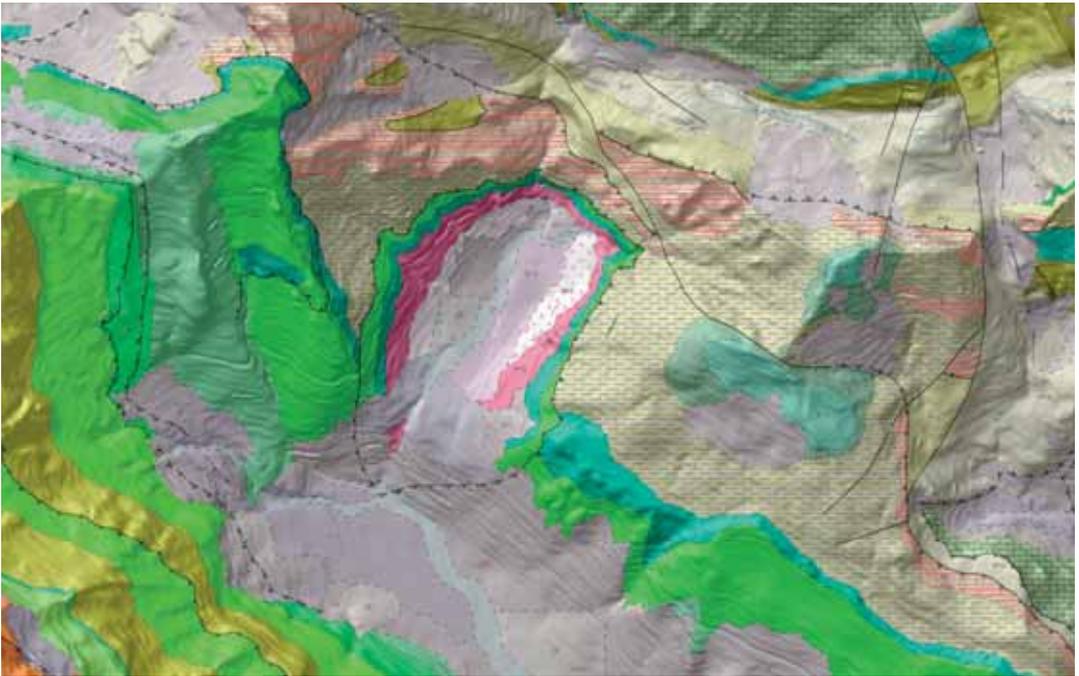


Figura 4. Vista de detalle de la ventana tectónica de La Larri del mapa geológico.

Figure 4. Close view of the La Larri tectonic window from the geological map.

de edad Namuriense – Westfaliense, compuestos por grauwacas, pelitas y arenitas, localmente en facies turbidíticas.

En todo este sector pirenaico, tanto en la Unidad de Gavarnie como en su autóctono relativo, se encuentra como característica diferenciadora una superficie erosiva fini-paleozoica, que se prolonga prácticamente hasta el inicio del Cretácico superior. Sobre esta superficie, de carácter irregular, se depositan directamente calizas con *Prealveolina* del Cenomaniense superior y calizas oscuras de carácter pelágico de edad Turoniense, conjuntamente agrupadas en la unidad K1, o las calizas con rudistas y otros bivalvos del Coniaciense, (unidad K2). De este modo, las citadas unidades se encuentran dispuestas en discordancia angular sobre los materiales del paleozoico, deformados por la orogenia varisca y posteriormente erosionados. La evolución del despegue del cabalgamiento basal de la unidad de Gavarnie condiciona que algunos tramos de esta discordancia formen pequeños cabalgamientos y en algunos sectores la parte baja de la unidad K2 se encuentre recristalizada, formando capas de dolomías y calizas de grano grueso, que se han diferenciado en la cartografía.

De forma general la sucesión cretácica se puede dividir en dos grandes unidades: Calizas de los Cañones y Arenisca de Marboré, que resultan muy útiles para simplificar la estratigrafía.

Las Calizas de los Cañones representan un intervalo predominantemente calcáreo que incluye además de las unidades K1 y K2 ya descritas, calizas con *Hippurites* y otros rudistas y calizas micríticas. Su edad abarca desde el Cenomaniense superior al Campaniense inferior.

La Arenisca de Marboré (SOUQUET, 1967) está compuesta por areniscas líticas y cuarcíticas, con algunas pasadas de conglomerados de pequeños cantos cuarcíticos en su base. En su mitad inferior son normalmente poco fosilíferas, mientras que en su parte superior se encuentran niveles muy ricos en *Orbitoides* que permiten caracterizar el Maastrichtiense medio y superior. Destaca en su parte central un nivel compuesto por varias capas de calizas arenosas bioclásticas, entre las que destaca la abundancia de fósiles de es-

ponjas silíceas al norte y de nódulos de sílex al sur. Esta capa guía ha sido individualizada en el mapa con el nombre de capa de Calcilarruego (unidad K6c), puesto que el mirador del mismo nombre se asienta sobre ella. Su cartografía ha sido clave para situar la continuación de los planos de cabalgamiento en la parte norte del mapa, en las caras umbrías de Mondaruego, Taillon, Gavarnie, Astazuy y Pineta.

Las unidades del Paleoceno y Eoceno Inferior constituyen los niveles que dan una mayor espectacularidad al paisaje del Parque Nacional, ya que corresponden al conjunto de calizas blancas que forman las paredes superiores de los valles de Ordesa y Añisclo y constituyen asimismo las alineaciones de crestas del Monte Perdido (Fig. 5) y las Zucas. Estas sucesiones representan los depósitos de plataformas carbonatadas someras depositadas durante un período relativo de tranquilidad tectónica. Esta circunstancia ha favorecido su análisis secuencial y una detallada división en unidades litoestratigráficas (ROBADOR, 2005). De este modo se distinguen dos grandes conjuntos: Fm. Salarons (VAN de VELDE, 1967) y Grupo Gallinera (ROBADOR, 2005) separados por una superficie de discontinuidad de importancia regional conocida en todo el ámbito pirenaico como “Discontinuidad del Paleoceno medio”.

La Formación Salarons, de edad Daniense, representa el registro de un importante evento transgresivo y está compuesta por dolomías de colores blancos que debido a su fácil erosionabilidad forma una característica banda de color blanco y pendiente comparativamente menos acusada que destaca en las paredes del valle de Ordesa.

El Grupo Gallinera puede subdividirse en varias formaciones y miembros, algunos de los cuales se han definido y cartografiado por primera vez en el marco del presente proyecto. Así es posible distinguir dos conjuntos gracias a la presencia en su parte superior de un nivel compuesto por margas con abundantísimos nummulites que representa la base del Eoceno. Dada esta composición litológica, más blanda que la de las rocas infra- y suprayacentes competentes, las Margas con *Nummulites* se reconocen fácilmente en el paisaje, ya que constituyen de-

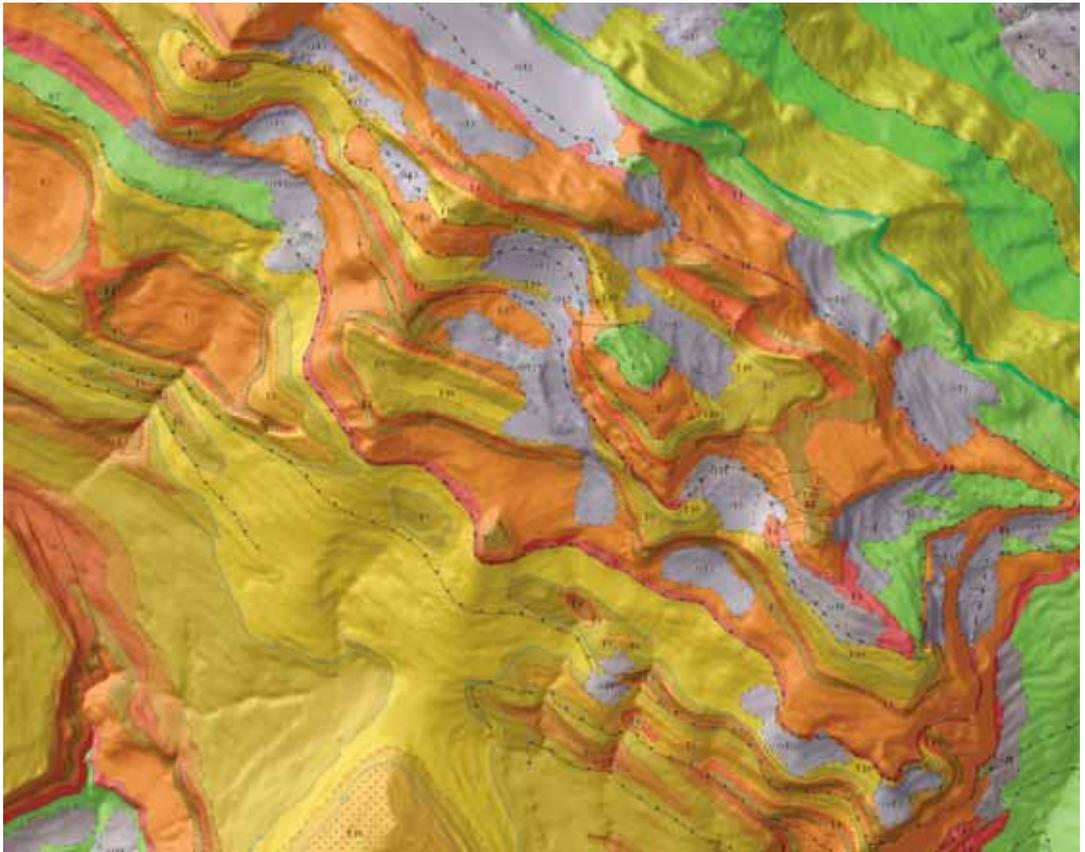


Figura 5. Vista de detalle del sector de las tres Sorores del mapa geológico. Las unidades de colores naranjas y rojos corresponden al Paleoceno y Eoceno inferior.

Figure 5. Close view of the Las Tres Sorores area from the geological map. Orange and red colours corresponds to Paleocene and early Eocene units.

presiones topográficas o repisas características (“fajas” en la toponimia local), tales como la bien conocida “Faja de la Senda de las Flores”. Por encima, y estrechamente asociado con este nivel aflora en muchos sectores del Parque Nacional un tramo litológico compuesto por areniscas, frecuentemente microconglomeráticas, con cemento silíceo, que se ha diferenciado como Miembro Pardina. Petrográficamente las areniscas de esta unidad presentan un porcentaje muy elevado de granos de cuarzo, superior al 95% en muchas muestras, y pueden clasificarse por ello como cuarcarenitas. La composición casi exclusivamente silíceo de estas rocas hace que constituyan una anomalía dentro del contexto mayoritariamente carbonatado del macizo del Monte

Perdido y por ello puedan albergar endemismos de especies vegetales. El estudio sedimentológico detallado de estas dos unidades y su relación con el PETM ha sido uno de los objetivos de investigación concretos del proyecto.

Además en algunas secciones de este intervalo estratigráfico y con el objetivo de apoyar las correlaciones estratigráficas de la serie del Paleoceno-Eoceno inferior sustentadas por criterios secuenciales y datos paleontológicos, se ha abordado también el estudio magnetoestratigráfico. Este trabajo se ha centrado en tres secciones: Carriata-Salarons, Gallisué y Bujaruelo. En la primera sección estudiada, Carriata-Salarons, no ha

sido posible obtener la componente primaria (sedimentaria) magnética que refleja la orientación de los minerales ferromagnéticos con el campo magnético en el momento en que se deposita el material. La obtención de la componente primaria es necesaria para el levantamiento del perfil magnetoestratigráfico y por tanto, no ha sido posible datar la serie utilizando este método. Las secciones de Gallisú y Bujaruelo están todavía en fase de análisis.

La parte superior de Grupo Gallinera, por encima del Miembro Pardina, se ha diferenciado como Formación Góriz. Su base está compuesta por una unidad distintiva muy característica del Eoceno inferior pirenaico que corresponde a calizas bioclásticas con *Alveolina*. En el área de Ordesa esta unidad incluye niveles con gran contenido terrígeno y estratificación cruzada de media escala, lo que atestigua su depósito en condiciones muy someras. Hacia arriba el contenido terrígeno de la unidad disminuye progresivamente al tiempo que cambia sus facies y contenido fósil pasando a ser calizas micríticas con *Nummulites* y *Alveolina*; calizas exclusivamente con *Nummulites*; calizas oscuras con restos de esponjas silicificadas y nódulos de sílex sin macroforaminíferos y finalmente margas y margocalizas hojosas correspondientes a la Formación Margas de Millaris. Esta secuencia refleja una progresiva profundización del medio de depósito producida por la flexión litosférica asociada a los estadios iniciales de desarrollo de la cuenca de antepaís surpirenaica.

En el sector meridional del mapa se han representado los afloramientos de las unidades de plataforma más jóvenes que se sitúan sobre las margas de Millaris en este sector y que corresponden a las Formaciones Metils, de edad llerdiense medio-superior, Margas de Yeba (Ilerdiense superior-Cuisiense) y a la Formación Calizas de Boltaña de edad Cuisiense.

Las unidades eocenas de plataforma anteriormente descritas se encuentran profundamente erosionadas por una superficie de truncación sedimentaria que erosiona progresivamente unidades más antiguas hacia el norte. Esta discordancia corresponde a la discontinuidad basal de la Cuenca turbidítica eocena surpirenaica que se originó como conse-

cuencia del levantamiento orogénico ligado a las fases principales de la orogénesis pirenaica. En efecto, este proceso produjo un cambio en la organización paleogeográfica de la cuenca pirenaica, pasando de la etapa Cretácico superior-Eoceno inferior durante la cual la cuenca sedimentaria presentaba facies proximales al sur y distales al norte a una segunda fase en la que se invierte esta polaridad generándose de esta manera una superficie de discontinuidad. La sedimentación en esta segunda etapa se produce en condiciones marinas profundas, dominando los depósitos de tipo turbidítico y los niveles de resedimentación de grandes bloques de calizas eocenas conocidos como "Megacapas".

En el Parque Nacional la cartografía de esta superficie de discontinuidad presenta una clara inmersión hacia el NO encontrándose truncadas bajo ella todas las unidades del Cuisiense al Eoceno inferior y llegando a incidir sobre los depósitos de la parte inferior del Grupo Gallinera en los contrafuertes occidentales del valle de Ordesa. Sobre esta discordancia se disponen sedimentos progresivamente más modernos desde el NO hacia el SE.

La primera unidad que fosiliza la superficie son las Areniscas de Tobacor que están constituidas por areniscas de naturaleza lítica y cuarcítica, estratificadas en capas continuas o en grandes canales, con brechas intercaladas y depósitos caóticos que incluyen grandes bloques de calizas eocenas y niveles resedimentados de conchas de foraminíferos, entre los que destacan alveolinas, nummulites, assilinas y bioclastos variados. Esta unidad puede llegar a disponerse directamente sobre las calizas de la parte inferior del Grupo Gallinera en las proximidades de los Miradores del Molar. Sus rasgos sedimentológicos y la evolución lateral hacia el sur a depósitos de granulometría más fina sugieren un área fuente septentrional. Se atribuye una edad Cuisiense inferior medio a esta unidad. Cartográficamente desaparece hacia el sur por solapamiento sobre la discordancia.

Sobre las Areniscas de Tobacor se dispone una serie con claras características turbidíticas (Grupo Hecho) compuesta por alternancias regulares de capas delgadas de areniscas con niveles de arcillas y limos en una típica facies "flysch". Esta serie puede dividirse en este sector en dos gran-

des conjuntos mutuamente discordantes separados por los afloramientos discontinuos de un nivel de brechas y olistolitos de calizas ordenados en grandes canales de base erosiva y techos transicionales. Este tramo, denominado como Megacapa de Torla, puede ser un equivalente de la Megacapa de Villanúa (MT3).

La cartografía se ha completado con la representación de las formaciones superficiales cuaternarias que en algunos sectores, como las partes inferiores de los valles de Pineta y Ordesa ocupan grandes extensiones. Para esta labor ha servido de ayuda el mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (GARCIA RUIZ Y MARTÍ BONO, 1993).

Registro geológico del evento del límite Paleoceno-Eoceno

Se denomina Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM) a un episodio de fuerte calentamiento global experimentado en el planeta Tierra

hace 55 millones de años (ZACHOS *et al.*, 2008). Este evento duró aproximadamente 200.000 años y estuvo asociado con una excursión negativa (-2 al -6‰) de isótopos de carbono (CIE) y con numerosos cambios bióticos (CLYDE & GINGRICH, 1998; WING *et al.* 2005; PUJALTE *et al.* 2009b). El PETM (o el CIE, que es su marca de identificación) está muy bien documentado a escala global, sobre todo en sucesiones sedimentarias procedentes de fondos oceánicos, pero también en series aflorantes. En el ámbito pirenaico, en concreto, ha sido reconocido con plena seguridad en secciones con depósitos marinos profundos del País Vasco (SCHMITZ *et al.*, 1997, 2001; ORUE-ETXEBARRIA *et al.*, 2004), y en series con depósitos continentales y litorales de la Cuenca de Tremp-Graus (SCHMITZ Y PUJALTE, 2003 y 2007; ROBADOR, 2005; PUJALTE *et al.*, 2009a; DOMINGO *et al.*, 2009), (Fig. 6).

En la zona Surpirenica central, en la que se incluye el territorio del Parque Nacional, el registro

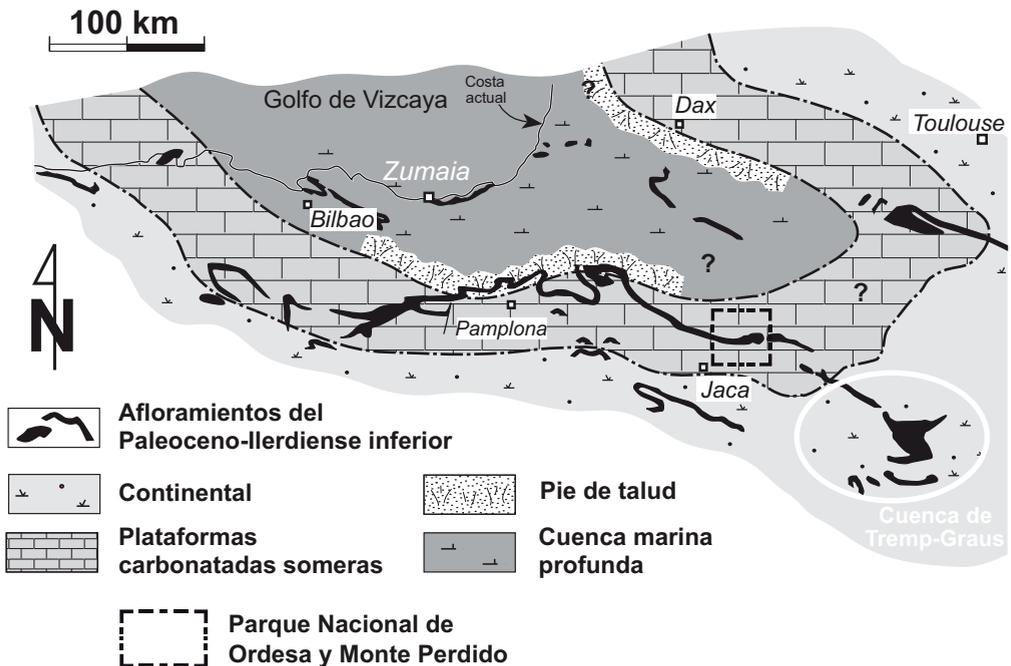


Figura 6. Mapa paleogeográfico del dominio Pirenaico para el Paleoceno (modificado de Baceta *et al.*, 2004).

Figure 6. Paleogeographic map of the Pyrenean domain for Paleocene times (Modified from Baceta *et al.*, 2004).

del evento era comparativamente peor conocido, aunque varios trabajos habían apuntado que el PETM podría estar allí representado por una unidad comparativamente delgada (1-5 m), aunque lateralmente extensiva, denominada "Margas con *Nummulites*" (PUJALTE *et al.*, 2003; BACETA *et al.*, 2004; ROBADOR, 2005). Las investigaciones desarrolladas en el marco de este proyecto han confirmado plenamente dicha posibilidad y han aportado nuevos datos que arrojan nueva luz sobre el impacto del PETM en la cuenca Pirenaica.

La parte más baja del Ilerdiense (primer piso del Eoceno) está representada en casi toda el área del Parque Nacional por dos unidades estratigráficas: la inferior está constituida por las ya citadas Margas con *Nummulites*; la superior, denominada "Miembro Pardina" está mayoritariamente

formada por materiales siliciclásticos. (Fig. 7). Las Margas con *Nummulites* están principalmente formadas por margas, margocalizas, y calizas margosas, todas ellas con contenidos variables de granos de cuarzo de tamaño limo. El rasgo más distintivo de esta unidad es un elevado contenido en nummulítidos, que localmente forman verdaderas lumaquelas, la mayoría de los cuales pertenecen a la especie *Nummulites* aff. *minervensis* (Fig. 8). Tal asociación faunística monoespecífica es una de las pruebas de la pertenencia de las Margas con *Nummulites* al PETM (PUJALTE *et al.*, 2003; BACETA *et al.*, 2004; ROBADOR, 2005). Como comprobación adicional, se realizó un muestreo para análisis isotópicos en la sección de la Brecha de Arazas, cuyos resultados demuestran que el comienzo del CIE coincide precisamente con la base de las Margas con *Nummulites* (Fig. 9).

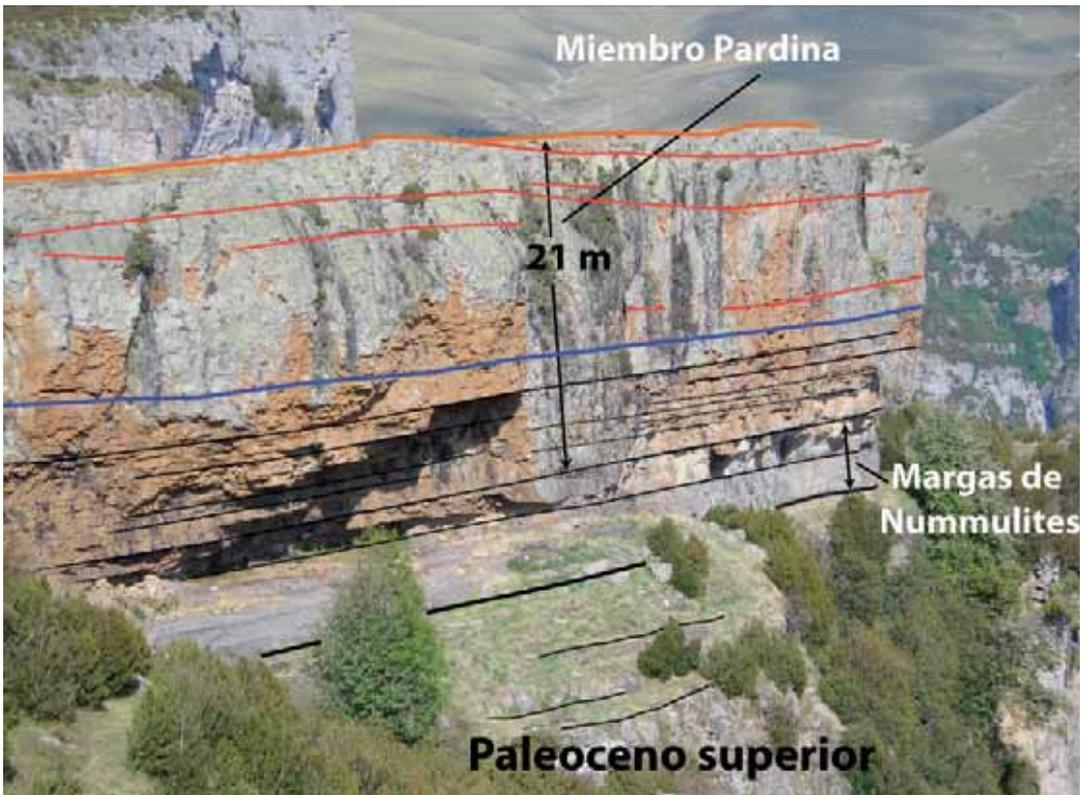


Figura 7. Vista de las unidades de la base del Eoceno: Margas con *Nummulites* y Miembro Pardina en las estribaciones del pico Montoto.
Figure 7. View of the two early Eocene units: Nummulitic marls and Pardina Member in the vicinity of Montoto peak.

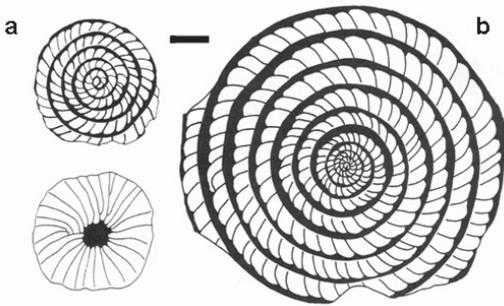


Figura 8. Esquemas a cámara lúcida de *Nummulites* aff. *minervensis*. a) Secciones ecuatorial y vista externa de una forma megalosférica (forma A); b) Sección ecuatorial de una forma microsférica (forma B). Escala gráfica: 1 mm.

Figure 8. Camera lucida sketches of *Nummulites* aff. *minervensis*. a) Equatorial section and external view of a megalospheric (A) form; b) Equatorial section of a microspheric (B) form. Graphic scale: 1 mm.

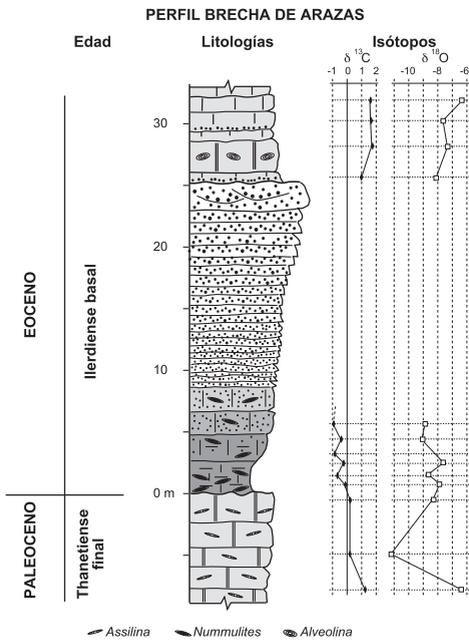


Figura 9. Columna estratigráfica y perfil isotópico de la sección Brecha de Arazas. Nótese que los valores de delta C son positivos en el Thanetiense final, se hacen negativos al comienzo del Ilerdiense (Margas con *Nummulites*), y vuelven a valores positivos en las calizas de *Alveolina* suprayacentes al Mb Pardina. Explicación en el texto.

Figure 9. Stratigraphic cross-section and isotopic profile of the Brecha de Arazas section. Note that the values of delta C are positive in the late Thanetian, become negative at the beginning of the Ilerdian (*Nummulitic* Marls) and return to positive in the *Alveolina* limestones unit on top of the Pardina Mb. Explanation in the text.

En las secciones de la Brecha de Arazas, la Pardina, y Mondoto las Margas con *Nummulites* alcanzan entre 4,4 – 5 m de espesor y descansan sobre las calizas arenosas del Paleoceno superior con un contacto neto, que corresponde a una superficie encostrada y ferruginizada con nódulos de pirita, rasgos que sugieren un suelo endurecido (*hardground*). En su parte inferior la unidad está formada por margas arenosas calcáreas, muy ricas en nummulítidos y su contenido en carbonato aumenta progresivamente hacia arriba, hasta pasar de modo muy gradual al Mb. Pardina.

El Mb. Pardina está mayoritariamente formado por areniscas y conglomerados siliciclásticos. Tal composición le confiere un aspecto distintivo en el paisaje, sobre todo porque su carácter silíceo propicia que en superficie aparezca recubierto por líquenes de colores verdosos, en contraste con los tonos grisáceos de los materiales carbonatados infra- y suprayacentes. Tal circunstancia permite su identificación y facilita su cartografía. El Mb. Pardina carece de fósiles, y su contenido en carbonato es generalmente muy bajo e incluso nulo, lo que impide hacer análisis isotópicos de carbono (Fig. 9). Sin embargo, tanto en la sección de la Brecha de Arazas como en otras representativas como las del barranco de La Pardina y Mondoto es posible constatar que el paso de las Margas con *Nummulites* al Mb. Pardina tiene lugar por un enriquecimiento progresivo en la vertical de material siliciclástico.

El Mb. Pardina puede dividirse en su sección tipo (Faja de la Pardina, Fig. 10) en dos subunidades: la inferior tiene 11,75 m y está compuesta por areniscas silíceas estratificadas en capas decimétricas. Las areniscas de las capas inferiores contienen proporciones variables de intraclastos y cemento carbonatado. El contenido en carbonatos, sin embargo, disminuye progresivamente hacia arriba, al tiempo que aumenta el tamaño de grano de cuarzo y el espesor de los bancos. Presentan laminaciones cruzadas de ripples de corriente y oleaje, a veces parcialmente obliteradas por bioturbación.

La subunidad superior del Mb. Pardina tiene 7 m de espesor y está separada de la inferior por un contacto erosional. Está compuesta por areniscas con



Figura 10. Vista del intervalo del Eoceno inferior en la faja de la Pardina mostrando las unidades constituyentes, la geometría de los depósitos y su interpretación sedimentológica.

Figure 10. View of the early Eocene interval in the Pardina strip showing their constituent units, their depositional architecture and its sedimentological interpretation.

pasadas microconglomeráticas con cantos de cuarzo que llegan a alcanzar 5 cm de diámetro. Presenta estratificación cruzada a pequeña y media escala. A gran escala se constata que la subunidad está compuesta por cuerpos con geometrías canaliformes laxas que se recortan entre sí (Fig. 10). Como resultado, la ordenación vertical del tamaño de grano no presenta una pauta bien definida, si bien los clastos mayores tienden a concentrarse en la parte inferior y los metros superiores están constituidos por areniscas de tamaño de grano grueso sin pasadas microconglomeráticas. No obstante, los últimos centímetros de la subunidad están constituidos por un nivel de microconglomerados con señales de retrabajamiento, que podría corresponder a un depósito residual (*lag*). Dichos microconglomerados son recubiertos abruptamente por calizas de milióolidos y alveolinas, con toda probabilidad resultado de un rápido evento transgresivo.

La comparación entre las diversas secciones analizadas, y la cartografía efectuada, demuestra además un aumento del espesor de las Margas con *Nummulites* hacia el Norte, que es compensado mediante un decrecimiento complementario de espesor del Mb. Pardina en la misma dirección. Como resultado, en la unidad tectónica más alta del apilamiento de Monte Perdido (sección del Cilindro de Marboré, Fig.11), las Margas con *Nummulites* alcanzan 30 m espesor y el Mb. Pardina ha desaparecido. Es razonable concluir por todo ello que ambas unidades son vertical y



Figura 11. Vista del Cilindro de Marboré mostrando el intervalo correspondiente al PETM aquí totalmente constituido por margas. La sección se encuentra invertida.

Figure 11. View of the Cilindro de Marboré peak showing the PETM interval, here made up entirely of marls. Note that the section is overturned.

lateralmente intergradacionales, lo que necesariamente implica que el Mb. Pardina pertenece también al PETM. En base a los citados rasgos sedimentológicos, el conjunto Margas con *Nummulites*/Mb. Pardina del PETM se considera acumulado en un sistema deltaico de dominio fluvial. En concreto, las Margas con *Nummulites* representarían depósitos de prodelta, la subunidad inferior del Mb Pardina correspondería al frente deltaico y, finalmente, la superior pertenecería a barras de desembocadura.

En secciones realizadas en la parte meridional de la zona estudiada (por ejemplo, las de San Urbez, Baños o Bañinisco), el sistema deltaico del PETM únicamente está representado por el Mb Pardina y con un espesor reducido, en tanto en la sección de Gallisú las calizas de alveolinas del Ilerdiense descansan directamente sobre términos Paleocenos, no existiendo por tanto registro del PETM (Fig. 12). Los datos de dichas secciones meridionales sugieren que el delta se desarrolló en condiciones de bajo nivel del mar. Un ascenso del nivel marino, inmediatamente posterior al PETM, forzaría el retroceso de la línea de costa y determinaría el cese de los aportes siliciclásticos, y el consiguiente abandono y fosilización del sistema deltaico.

En cualquier caso, el carácter del conjunto Margas de *Nummulites*/Mb. Pardina, que contrasta fuertemente con la litología predominante carbonatada del resto de la Fm Gallinera, demuestra un fuerte incremento de aportes de materiales siliciclásticos durante el (geológicamente) corto intervalo del PETM. Tal incremento sólo puede explicarse por una acentuación de la escorrentía de agua superficial, lo que a su vez implica una aceleración del ciclo hidrológico en relación con el evento.

Una de las consecuencias del actual proceso de calentamiento climático global pronosticadas por los modelizadores es un aumento de las tasas de evaporación y precipitación, con la consiguiente intensificación del ciclo hidrológico (e.g., HOUGHTON *et al*, 2001, WEBSTER *et al.*, 2005). Muchos investigadores coinciden en señalar coincidencias entre el actual proceso y el PETM. Los datos aportados por este trabajo contribuyen a reforzar esta posibilidad.

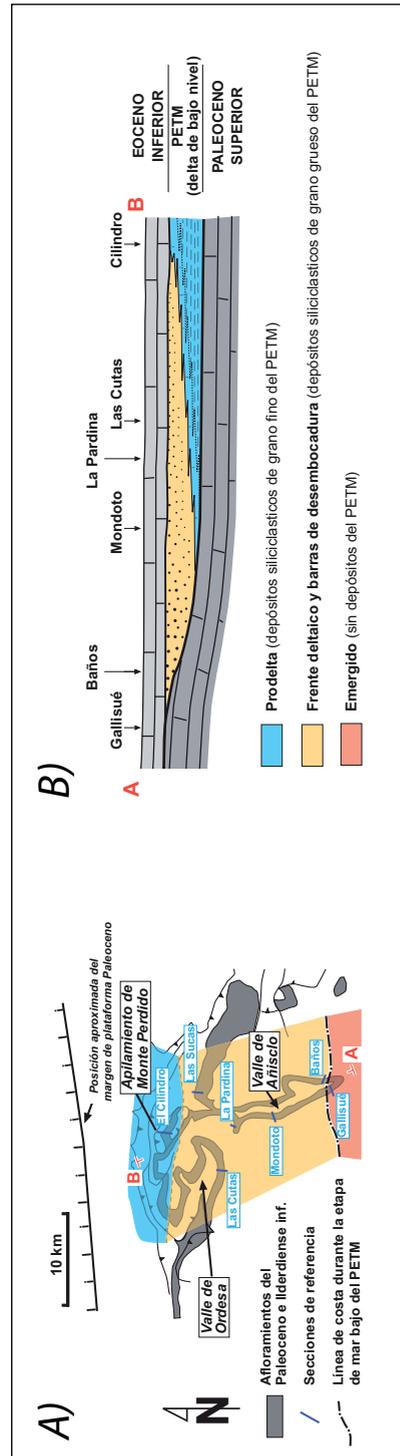


Figura 12. A) Mapa de afloramientos del Paleoceno-Ilerdiense inferior y paleogeografía simplificada para el PETM (sin corrección palimpástica) del área del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, con localización de secciones de referencia. (B) Sección transversal simplificada de las unidades del PETM.
Figure 12. A) Paleocene-lower Ilerdian outcrop map and simplified palaeogeography for the PETM interval (without palinspatic restoration) of the Ordesa and Monte Perdido National Park, with location of reference sections. (B) Simplified cross-section of the PETM units.

Estudio paleomagnético y análisis de fábricas magnéticas

La cartografía geológica de detalle ha servido de base para el estudio estructural de la unidad tectónica de Monte Perdido, dentro de la que se han identificado las diferentes láminas tectónicas y sus relaciones de emplazamiento.

Para el estudio estructural se han realizado una serie de cortes seriados a E. 1:25.000 en dirección perpendicular a la estructura para reflejar las variaciones que se producen en la estructura a lo largo del territorio del parque y reflejar la geometría de las principales estructuras. El análisis de estas secciones ha permitido identificar la secuencia de emplazamiento de los cabalgamientos como un sistema de *piggy-back*, en el que los cabalgamientos superiores del edificio se emplazaron primero resultando con posterioridad deformados por los cabalgamientos posteriores que se emplazaron en su base.

Sobre cinco de estas láminas de cabalgamiento se ha desarrollado un estudio de paleomagnetismo para tratar de detectar posibles rotaciones de eje vertical (ver Fig. 3). Los datos analizados hasta el

momento, referentes a tres de estas láminas dan unos resultados muy homogéneos. Así se determina una componente de temperatura intermedia (250-450°C) de la magnetización, que se interpreta como una componente secundaria (adquirida con posterioridad a la sedimentación de las rocas) de polaridad inversa, con una orientación promedio $D=202, I=-38$ ($\alpha_{95}=10; k=14$). Esta componente es similar a la obtenida por OLIVA-URCIA (2004) en otros sectores de las Sierras Interiores aragonesas, la cual ha sido relacionada con el desarrollo del clivaje superpuesto al sistema de pliegues y cabalgamientos de Monte Perdido. La comparación de esta componente secundaria con la referencia del campo magnético para el Eoceno-Oligoceno ($D=005, I=47; \alpha_{95}=2; k=16$) indica que el sector estudiado ha sufrido en su conjunto una rotación de eje vertical del orden de 17° en sentido horario (Fig. 13). Esta rotación se habría producido con posterioridad al desarrollo del clivaje, probablemente en relación con el emplazamiento del cabalgamiento de Guarga, no observándose rotaciones diferenciales entre las distintas láminas. No se ha podido determinar ninguna componente magnética previa al desarrollo de la foliación, por lo que no se ha podido reconstruir la historia cinemática previa del sistema de Monte Perdido.

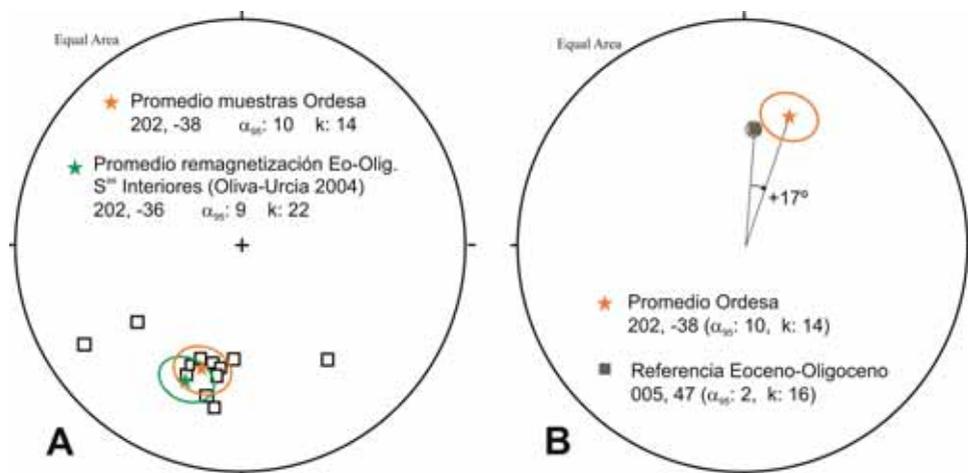


Figura 13. Comparación de la componente magnética de media temperatura obtenida en Ordesa con: A) el valor promedio de la remagnetización obtenido por OLIVA-URCIA 2004 en el conjunto de las Sierras Interiores; B) la referencia del vector magnético para el Eoceno-Oligoceno para el Pirineo.

Figure 13. Compared magnetic component of middle temperature obtained in Ordesa with: A) Mean value of remagnetization obtained by OLIVA-URCIA 2004 in the Sierras Interiores ensemble B) Magnetic reference vector for the Eocene-Oligocene times in the Pyrenees.

Una aproximación al estudio de la deformación interna sufrida por las rocas en función de su posición en las distintas láminas del sistema imbricado de Monte Perdido se ha realizado mediante los estudios de anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM). Estos permiten detectar la fábrica magnética del material, que está relacionada con la disposición de los minerales magnéticos dentro de la roca en el momento del depósito (fábrica sedimentaria) y que evolucionan durante la deformación (fábrica tectónica). Estos análisis se centraron en los tramos margosos de la serie puesto que presentan mayor contenido de minerales paramagnéticos (buenos indicadores de la fábrica sedimentaria y/o tectónica del material) y su depósito no está afectado por posibles paleocorrientes que condicionen la fábrica magnética. Los resultados obtenidos muestran que el tipo de fábrica no está condicionado por la posición relativa de la estación dentro del sistema imbricado de Larra-Monte Perdido, sugiriendo un grado similar de deformación interna para todas las láminas del sistema. Si que se observan diferencias dentro de cada lámina relacionadas con características locales de la deformación. Así el valor de la anisotropía de la susceptibilidad magnética es máxima en la zona de contacto de las margas con las calizas y disminuye hacia el centro del nivel de margas, lo que está relacionado con una cierta partición de la deformación dentro del nivel. Por otra parte, el grado de anisotropía corregido es mayor en el flanco invertido de los pliegues estudiados lo que parece indicar la existencia de cierta deformación de flanco en los pliegues. A partir del análisis de la ASM se obtiene un elipsoide magnético, cuyo eje mayor se encuentra agrupado en torno al polo del clivaje. Esto sugiere que la fábrica magnética evolucionó hacia una fábrica tectónica relacionada con la formación del clivaje.

Catalogación del patrimonio geológico y elaboración de una guía geológica didáctica

La espectacularidad del paisaje del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido se debe, en primer lugar, a su especial configuración geológica, que determina la disposición y contraste de formas y colores de sus rocas y las formas del relieve. Estas formas geológicas, y en especial los

dos grandes valles que conforman el parque constituyen el marco en el que se ha conservado la gran riqueza biológica que atesora.

Con el objeto de proteger y difundir los valores geológicos del Parque Nacional se ha llevado a cabo una catalogación de los elementos del patrimonio geológico. Este catálogo se ha integrado en una base de datos georreferenciada en la que se ha hecho una clasificación de cada objeto en función de la temática de su interés (estratigráfico, tectónico, paleontológico, geomorfológico, kárstico, glaciario, cartografía geológica, etc...) y su grado de importancia.

La catalogación del Patrimonio Geológico ha permitido identificar el gran potencial didáctico que para las diversas disciplinas que componen las Ciencias de la Tierra tiene el Parque de Ordesa y Monte Perdido. Con el fin de aprovechar esta oportunidad para su difusión se ha elaborado una guía geológica divulgativa del parque que pretende ser una vía de divulgación del conocimiento geológico y de difusión de los valores que encierra su patrimonio geológico. La guía incluye una serie de itinerarios que permitirán a las personas interesadas observar *in situ* los objetos geológicos que se describen y comentan en el texto.

CONCLUSIONES

La disponibilidad de una nueva cartografía geológica a escala 1:25.000 representa un beneficio para el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. Este mapa, digitalizado e incluido como diferentes capas de información en una geodatabase de ARCGIS®, se integrará en los Sistemas de Información Geográfica del Parque Nacional. La combinación de sus datos espaciales con la de otras capas de información supondrá una mejora en la gestión y explotación de su medio natural.

El desarrollo del presente proyecto de investigación, cuya base era la elaboración de un mapa geológico detallado del Parque Nacional, ha confirmado que la cartografía geológica es una potente herramienta de investigación, funda-

mento imprescindible para el desarrollo de otras disciplinas de las ciencias geológicas.

Los datos acerca de la composición litológica obtenidos en el presente proyecto, tanto durante la elaboración de la cartografía geológica como de la realización de las secciones estratigráficas, permiten una precisa caracterización del sustrato litológico que sustenta los importantes recursos bióticos del parque.

Se ha confirmado la presencia del intervalo del Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno en el ámbito del Parque Nacional mediante estudios paleontológicos y de isótopos estables de carbono. El registro de este evento en el parque está representado por un intervalo de sedimentación mayoritariamente terrígena compuesto por dos unidades litoestratigráficas mutuamente interdigitadas: las "Margas con *Nummulites*" y las areniscas del Miembro Pardina. En base a sus características sedimentológicas este conjunto se ha interpretado como el depósito de un sistema deltaico de dominio fluvial. El carácter detrítico de este cuerpo sedimentario, que contrasta fuertemente con la litología predominante en los depósitos infra- y suprayacentes, demuestra un fuerte incremento de aportes de materiales siliciclásticos durante el (geológicamente) corto intervalo del PETM. Tal incremento sólo puede atribuirse a una acentuación de la escorrentía de agua superficial.

Se ha puesto en evidencia la existencia de una rotación homogénea del conjunto del sistema de cabalgamientos de Monte Perdido de 17° en sentido horario producida como consecuencia del emplazamiento en secuencia de bloque inferior del cabalgamiento del Guarga. No se ha podido detectar si existieron rotaciones diferenciales entre las distintas láminas durante el desarrollo del sistema de cabalgamientos de Monte Perdido, debido a una remagnetización relacionada con el desarrollo tardío del clivaje, que ha obliterado la señal magnética previa.

El estudio de anisotropía de la susceptibilidad magnética muestra que las fábricas magnéticas

evolucionaron desde fábricas sedimentarias hacia fábricas tectónicas relacionadas con el desarrollo del sistema imbricado de Monte Perdido y/o con la formación del clivaje. No se observan diferencias significativas entre las fábricas en las distintas láminas de cabalgamiento, lo que puede sugerir que el desarrollo progresivo del sistema imbricado de Monte Perdido se produjo sin deformar las láminas emplazadas en primer lugar. Sin embargo dentro de cada lámina la deformación es máxima en el contacto de las margas con las calizas así como en los flancos inversos de los pliegues.

El parque nacional de Ordesa y Monte Perdido posee un rico y variado patrimonio geológico puesto de manifiesto durante la realización de la cartografía geológica. Este patrimonio tiene además un elevado potencial didáctico y divulgativo. Estas razones hacen del Parque Nacional un lugar ideal para la puesta en marcha de actividades de divulgación de la geología que han comenzado con la preparación de una guía geológica.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido realizado gracias a la financiación del Organismo Autónomo Parques Nacionales a través del proyecto de investigación 074/2006. Los autores quieren agradecer a todo el personal del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido todas las atenciones y facilidades proporcionadas durante el desarrollo del presente trabajo, y especialmente a Elena Villagrasa, Luis Marquina, Alfredo Buisan, Feliciano Sese, y en general a todos los guardas y personal del Parque y de empresas asociadas a la gestión del PNO. También queremos expresar nuestro agradecimiento a Fernando Carmena de Sodemasa, al personal que gestiona el refugio de Goriz, y a los vecinos del valle que conducen los taxis y el bus de Nerin. Se agradece igualmente la ayuda concedida por el Geoparque del Sobrarbe para poder completar algunos aspectos de este estudio. Algunos aspectos del presente trabajo han recibido también financiación del proyecto del MICINN nº CGL2008-01237.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BACETA, J.I.; PUJALTE, V.; SERRA-KIEL, J.; ROBADOR, A. Y ORUE-ETXEBARRIA, X., 2004: El Maastrichtiense final, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Cordillera Pirenaica. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid: 308–313.
- BRESSON, A., 1903. Etudes sur les formations des Hautes et Basses Pyrénées, Haute Chaine. Thèse doct. Sc. Nat., Paris.
- CLYDE, W.C. & GINGERICH, P.D. 1998. Mammalian community response to the latest Paleocene thermal maximum: An isotaphonomic study in the northern Bighorn Basin, Wyoming. *Geology*, 26: 1011–1014.
- DOMINGO, L, LOPEZ-MARTINEZ, N, LENG, MJ, & GRIMES S. T. 2009. The Paleocene-Eocene Thermal Maximum record in the organic matter of the Claret and Tendrúy continental sections (South Central Pyrenees, Lleida, Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 281: 226–237
- GARCIA RUIZ, J. M. Y MARTÍ BONO, C. 1993. Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. Publicaciones del Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Serie técnica, 106 pp.
- HOUGHTON, J.T., DING, Y., GRIGGS, D.J., NOGUER, M., VAN TIER LINDEN, P. J., DAI, X., MASKELL, K., Y JOHNSON. C.A., eds., 2001. *Climate change-2001: The scientific basis*: Cambridge, Cambridge University Press, 881 pp.
- OLIVA-URCIA, B. 2004. Geometría y cinemática rotacional en las Sierras Interiores y Zona Axial (sector de Bielsa) a partir del análisis estructural y paleomagnético. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 290 pp.
- ORUE-ETXEBARRIA, X., BERNAOLA, G., BACETA, J. I., ANGORI, E., CABALLERO, F., MONNECHI, S., PUJALTE, V. DINARÉS-TURELL, J., APELLANIZ, E. & PAYROS, A. 2004. New constraints on the evolution of planktic foraminifers and Calcareous nannofossils across the Paleocene/Eocene boundary interval: The Zumaia section revisited. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 234(1-3): 223-259.
- PUJALTE, V., ORUE-ETXEBARRIA, X., SCHMITZ, B., TOSQUELLA, J., BACETA, J.I., PAYROS, A., BERNAOLA, G., CABALLERO, F., Y APELLANIZ, E. 2003. Basal Ilerdian (earliest Eocene) turnover of larger foraminifera: Age constraints based on calcareous plankton and ^{13}C isotopic profiles from new southern Pyrenean sections (Spain). En: *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene* (S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz y E. Thomas, Eds.). Geological Society of America Special Paper 369: 205–221.
- PUJALTE, V., SCHMITZ, B., BACETA, J.I., ORUE-ETXEBARRIA, X., BERNAOLA, G., DINARÉS-TURELL, J., PAYROS, A., APELLANIZ, E. & CABALLERO, F. 2009a. Correlation of the Thanetian-Ilerdian turnover of larger foraminifera and the Paleocene-Eocene thermal maximum: confirming evidence from the Campo area (Pyrenees, Spain). *Geologica Acta*, 7(1-2): 161-175.
- PUJALTE, V., BACETA, J.I., SCHMITZ, B., ORUE-ETXEBARRIA, X., PAYROS, A., BERNAOLA, G., APELLANIZ, E., CABALLERO, F., ROBADOR, SERRA-KIEL, J. & TOSQUELLA, J. 2009b. Redefinition of the Ilerdian Stage (early Eocene). *Geologica Acta*, 7(1-2): 177-193.
- RAMOND DE CARBONNIERÈS, L. 1801. *Voyage au Mont-Perdu et dans la partie adjacente des Hautes-Pyrénées*. Belin Imprimeur, Paris, 392 pp.
- RÍOS-ARAGÜÉS, L. M^a, LANAJA, J. M^a Y RÍOS-MITCHELL, J. M. 1982. *Mapa Geológico de España 1/50000*, Hoja 31-9 Bielsa. Mapa desplegable y Memoria explicativa, 48 pp, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- RÍOS-ARAGÜÉS, L. M^a, LANAJA, J. M^a, BELTRÁN, F. Y RÍOS-MITCHELL, J. M., 1979. *Mapa Geológico de España 1/50000*, Hoja 31-8 Liena. Mapa desplegable y Memoria explicativa, 26 pp, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

- RÍOS-ARAGÜÉS, L. M^a, LANAJA, J. M^a Y FRUTOS, E., 1982. *Mapa Geológico de España 1/50000, Hoja 30-9 Broto*. Mapa desplegable y Memoria explicativa, 60 pp, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- RÍOS-ARAGÜÉS, L. M^a, GALERA, J. M. Y BARETTINO, D., 1989. *Mapa Geológico de España 1/50000, Hoja 30-8 Bujaruelo*. Mapa desplegable y Memoria explicativa, 64 pp, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- ROBADOR, A. 2005. El Paleoceno e Ilerdiense inferior del Pirineo occidental: Estratigrafía y sedimentología. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco/EHU, 456 pp. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Series Tesis Doctorales n^o 12, Madrid, 2008.
- SCHMITZ, B., ASARO, F., MOLINA, E., MONECHI, S., VON SALIS, K., SPEIJER, R.P. 1997. High-resolution iridium, ¹³C, ¹⁸O, foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*. 133: 49–68.
- SCHMITZ, B., PUJALTE, V. & NÚÑEZ-BETELU, K. 2001. Climate and sea-level perturbations during the Initial Eocene Thermal Maximum: Evidence from siliciclástico units in the Basque Basin (Ermua, Zumaia and Trabakua pass), northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 165: 299-320.
- SCHMITZ, B. & PUJALTE, V. 2003. Sea-level, humidity, and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain. *Geology*, 31: 689-692.
- SCHMITZ, B. & PUJALTE, V. 2007. Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary. *Geology*, 35: 215-218.
- SEGURET, M. 1972. Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Publ. US-TELA. Série Géol. struct., 2, Montpellier: 1-155.
- SOUQUET, P. 1967. Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. Thèse d'Etat, Univ. de Toulouse: 529 p.
- TERNET, Y., BAUDIN, T., LAUMONIER, B., BARNOLAS, A., GIL PEÑA, I. Y MARTIN ALFAGEME, S. 2008. Mapa Geológico de los Pirineos a E. 1: 400.000. IGME – BRGM. Madrid-Orleans.
- VAN LUNSEN, H.A. 1970. Geology of the Ara-Cinca region. Spanish Pyrenees, Province of Huesca. *Geol. Utraiectina*, 16: 1-119.
- VELDE, E. VAN DE 1967. Geology of the Ordesa overthrust mass, Spanish Pyrenees, province of Huesca. *Est. Geol.*, 26: 163-201.
- WING, S.L., HARRINGTON, G.J., SMITH, F.A., BLOCH, J.I., BOYER, D.M. & FREEMAN, K.H. 2005. Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene–Eocene boundary. *Science*, 310: 993-996.
- WEBSTER, P.J., HOLLAND, G.J., CURRY, J.A. & CHANG, H.R. 2005. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309: 1844-1846.
- ZACHOS, J.C., DICKENS, G.R. Y ZEEBE, R.E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: 279-283