



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

DINÁMICA GLACIAL, CLIMA Y VEGETACIÓN EN EL PARQUE NACIONAL DE ORDESA Y MONTE PERDIDO DURANTE EL HOLOCENO

**BLAS VALERO GARCÉS¹, BELÉN OLIVA URCIA¹, ANA MORENO¹, MAYTE RICO¹,
PILAR MATA², ÁNGEL SALAZAR², MARÍA RIERADEVAL³, JOSÉ MARÍA
GARCÍA-RUIZ¹, JAVIER CHUECA⁴, PENÉLOPE GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ¹,
ANA PÉREZ¹, ARIADNA SALABARNADA⁵, ALFONSO PARDO⁶, TOMÁS ARRUEBO
MUÑO⁴, CARLOS SANCHO⁷, FERNANDO BARREIRO¹, MIGUEL BARTOLOMÉ¹,
EDUARDO GARCÍA-PRIETO¹, GRACIELA GIL-ROMERA¹, LOURDES
LÓPEZ-MERINO⁸, MIGUEL SEVILLA-CALLEJO¹ Y POL TARRATS³**

RESUMEN

Este estudio pluridisciplinar muestra la variabilidad de la dinámica geomorfológica, hidrológica, climática y de la vegetación del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (PNOMP) durante el Holoceno basándose en estudios geomorfológicos, de evolución reciente de los glaciares y análisis de registros lacustres. La integración de tres registros sedimentarios (La Larri, La Estiva y Marboré) ha proporcionado las primeras reconstrucciones paleoclimáticas y paleoambientales para el PNOMP. Las dataciones del registro del paleolago de La Larri han permitido determinar que se originó cuando la morrena del glaciar de Pineta bloqueó el drenaje del valle lateral antes de hace 35 ka y que finalizó por colmatación y rotura de la morrena tras la retirada del glaciar antes de >11 ka. El registro del lago de Marboré cubre los últimos ~11 ka. Facies, composición geoquímica y propiedades magnéticas identifican ambientes sedimentarios todavía con gran influencia glaciar en el periodo 11 – 9,2 ka cal BP, correspondiendo con el Holoceno Temprano. Durante el periodo 9,2 – 4,1 ka cal BP el aumento de la bioproduktividad, la mayor presencia de carbonatos detríticos y una disminución generalizada en la concentración y variedad de minerales ferromagnéticos s.l. son coherentes con un periodo de clima más húmedo. En La Estiva, en el periodo ca 5 – 4,5 ka cal BP ocurre el cambio más significativo de todo el Holoceno - aumento en la concentración de los minerales magnéticos, descenso en carbono orgánico y de carbonatos detríticos - y se interpreta como una respuesta al incremento de la aridez. El análisis paleolimnológico más detallado de los últimos 3000 años en Marboré

¹ Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC. Avda Montañana 1005, 50059 Zaragoza. España.

² Instituto Geológico y Minero de España, C/ La Calera, 1, 28760 Tres Cantos - Madrid.

³ Universitat de Barcelona, Fac. Biología, Dep. Ecología, Grup de Recerca F.E.M. (Freshwater Ecology and Management), Avinguda Diagonal, 643, 08028 Barcelona .

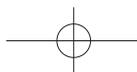
⁴ Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, Zaragoza.

⁵ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR). Avda. de Las Palmeras nº 4, 18100. Armilla – Granada.

⁶ Dep. de Ciencias Agrarias y del Medio Natural, Escuela Politécnica Superior de Huesca, Carretera de Cuarte, s/n · 22071- Huesca.

⁷ Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza.

⁸ Institute for the Environment, Brunel University, Londres, UK.





VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

muestra una fase (3000-2150 cal yr BP) en la que el nivel del lago era relativamente alto y con mayores aportes de escorrentía. Entre 2150-1050 cal yr BP, los niveles del lago fueron generalmente más bajos y fluctuantes, con dos momentos de nivel mínimo coincidiendo con el final del Periodo Cálido Romano (1850-1750 cal yr BP) y la mitad de la Alta Edad Media (1300-1200 cal yr BP). Sin embargo, los niveles del lago más bajos los encontramos entre 1050 y 725 cal yr BP, coincidiendo con la Anomalía Climática Medieval. Durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH) aumentó tanto la escorrentía en la cuenca como la bioproductividad en el lago. Desde el final de la PEH y hasta el presente encontramos los niveles más altos de productividad orgánica de los últimos 3000 años. El análisis polínico muestra condiciones climáticas templadas y relativamente húmedas durante el Periodo Húmedo Íbero-Romano, una transición a la Anomalía Climática Medieval, más árida y seca y un gran incremento de los porcentajes de olivo y cierto descenso de los taxones arbóreos coincidiendo con una mayor presión humana y condiciones más frías en las zonas de montaña durante la PEH. Se han observado picos de concentración de plomo durante los últimos 2000 años que reflejan el influjo de la contaminación global por plomo y las actividades mineras en el valle del Alto Cinca.

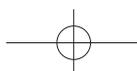
A la espera de los resultados de nuevas dataciones con isótopos cosmogénicos, la nueva cartografía de detalle del circo de Marboré sugiere que la gran morrena de Monte Perdido y las morrenas más externas, ya individualizadas de los glaciares Occidental y Central, corresponden a la primera etapa de la Pequeña Edad del Hielo (siglos XVII o XVIII). La rápida expansión que se superpone a las morrenas anteriores correspondería a una segunda etapa a principios del siglo XIX. La tendencia de las últimas décadas de la evolución de los glaciares es claramente regresiva. Los factores fundamentales en el retroceso glacial son el aumento de las temperaturas durante el período de ablación (fundamentalmente las temperaturas máximas) y el descenso de las precipitaciones nivales durante el período de acumulación.

Palabras clave: Pirineos, Holoceno, glaciario, paleoclima, vegetación.

SUMMARY

New and more detailed geomorphological, hydrological, vegetational and climatic reconstructions for the Holocene in the PNOMP have been obtained from the pluridisciplinary study of three records (La Larri, La Estiva and Marboré). La Larri paleolake was originated when the Pineta glacier blocked the valley before 35 ka and existed till 11 ka when it was drained when the glacier receded. Marboré Lake record spans the last 11 kyrs. Facies, geochemistry and magnetic properties identify a large glacier influence between 11 and 9.2 ka. The 9.2- 4.1 ka was relatively more humid. The Mid Holocene transition ca 5 – 4.5 ka to more arid conditions was detected in both Marboré and La Estiva. During the last 3 millennia several arid phases occurred (end of the Roman Period, the High Middle Ages, the Medieval Climate Anomaly). The LIA is characterized by higher runoff and colder climate. However, pollen studies indicate a higher human pressure in the mountains during this period. Both, historic global atmospheric contamination and local influx of the mining activities in the Alto Cinca valley are detected in the Marboré record. The Marboré and Monte Perdido glaciers have been receding during the last centuries, with several moraines ascribed to the first phase of the LIA, and a large expansion during the early XXth century. The main factors controlling recent glacier retreat are the increase in maximum summer temperatures and the decrease in snow precipitation in winter.

Key words: Pyrenees, Holocene, glacial dynamics, vegetation, paleoclimate.



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

INTRODUCCIÓN

El Holoceno (últimos 11.700 años) representa el interglacial actual, un periodo cálido y relativamente húmedo que se ha considerado estable en comparación con el estadio glacial anterior (entre hace 120.000 y 11.700 años). Aunque el rango de variación de temperatura durante el Holoceno ha sido menor que en periodos glaciares (JOHNSEN *et al.*, 1992), las reconstrucciones en ambientes continentales han permitido describir grandes variaciones en las precipitaciones y el balance hidrológico, a escala global (COHEN, 2003) y regional (MORELLÓN *et al.*, 2009) y tanto a escala de milenios (MORENO *et al.*, 2011) como de pocos cientos de años (PÉREZ SANZ *et al.*, 2011). Así, en la Península Ibérica se han observado condiciones más húmedas durante el Holoceno Temprano en contraste con los milenios posteriores cuando dominaron condiciones de relativa aridez (MORELLÓN *et al.*, 2009), y se han relacionado estas variaciones con cambios en la insolación estacional controlada por parámetros orbitales. A pesar de que esta transición hacia una aridificación relativa en el Holoceno Medio (aproximadamente entre 7000 y 5000 años antes del presente) está bien establecida, sus características (duración, inicio, intensidad...) están por definir en la Península Ibérica. El proyecto HORDA perseguía profundizar en el conocimiento de los cambios climáticos y ambientales de los últimos milenios mediante (1) el uso de registros especialmente sensibles al cambio climático, como son los ambientes de montaña (PLÀ y CATALÁN, 2005) y (2) el análisis de múltiples indicadores que, combinados, permitan extraer la señal hidrológica que, en muchos casos, es difícil de detectar por la creciente actividad humana y la consiguiente modificación del paisaje (MORENO *et al.*, 2011). En este trabajo presentamos los resultados del proyecto HORDA en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido que ha investigado la evolución durante el Holoceno de los glaciares, la vegetación y el clima basándose en registros glaciológicos, geomorfológicos y lacustres.

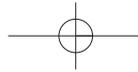
Localización geológica del PNOMP

El PNOMP se sitúa en la zona central de las Sierras Interiores pirenaicas (Figura 1). El relieve del Piri-

neo viene dado en primera instancia por la tectónica alpina que conforma la estructura que se desarrolla debido al acortamiento de la cadena pirenaica por el acercamiento de la placa africana y la europea (entre el final del Cretácico Superior y el Mioceno, MUÑOZ, 1992). Pero es durante los últimas decenas de miles de años cuando el modelado glaciar y kárstico configuran el relieve tal y como lo vemos hoy en día. Las Sierras Interiores constituyen la alineación montañosa de materiales Mesozoico-Terciarios carbonatados que bordean por el sur a la Zona Axial Pirenaica y que están limitadas al sur por la cuenca turbidítica de Jaca-Pamplona. La estructura de las Sierras Interiores viene definida por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de rumbo WNW-ESE con buzamientos variables.

El Lago de Marboré se sitúa en el eje de un sinclinal dentro de la Fm. Areniscas de Marboré (rocas de plataforma carbonatada del Cretácico Superior-Campaniense-Maastrichtiense) a 2500 m de altitud, en el Balcón de Pineta (circo de Marboré), limitado al norte por el Pico de Tucarroya (~2800 m), al W por los Picos Astazus (~3000 m) y al S por el Pico de Monte Perdido (3355 m). El Lago de Marboré desagua hacia el E, hacia el valle de Pineta (río Cinca). La erosión glaciar del circo de Marboré y la evolución kárstica del mismo ponen de manifiesto el relieve estructural y controlan la evolución del lago desde la última deglaciación. El lago presenta unas dimensiones de ~ 500 m en la dirección de las Sierras y ~ 200 m en la dirección perpendicular. Existe una represa del año 1938 (Iberduero) que debido a las continuas filtraciones no puede ser aprovechada y que actualmente carece de concesión para su explotación.

La máxima extensión de los glaciares ocurrió en los valles pirenaicos occidentales (Aragón, Gállego) y centrales (Cinca) entorno a los 65.000 años (GARCÍA-RUIZ *et al.*, 2003; GONZÁLEZ-SAMPÉ-RIZ *et al.*, 2006; LEWIS *et al.*, 2009). El máximo glaciar global (23 – 19 ka) corresponde en la Península Ibérica con una pulsación fría pero no con la máxima extensión de los glaciares de montaña, probablemente por ser un periodo extremadamente árido (GARCÍA-RUIZ *et al.*, 2010). Los depósitos glaciares y morrénicos del circo de Marboré han sido objeto de estudio desde los años 80, junto con



VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

el glaciar de Monte Perdido, uno de los últimos relictos glaciares del Pirineo (NICOLÁS-MARTÍNEZ 1981; MARTÍNEZ de PISÓN y ARENILLAS 1988; GARCÍA-RUIZ 2001; CHUECA *et al.*, 2002). En el circo de Pineta se han distinguido tradicionalmente dos tipos de morrenas (GARCÍA-RUIZ *et al.*, 2001): *i*) grises con grandes cantos (6-8 m de diámetro) con una edad asignada al Holoceno temprano y *ii*) marrones con cantos pequeños del Maastrichtiense y del Paleoceno más recientes que

las anteriores. Nuevos datos obtenidos en este proyecto han permitido proponer un nuevo modelo cronológico. Ambos tipos aparecen en la parte sur del circo, mientras que no se ha encontrado ningún resto morrénico en la parte norte, donde se sitúa el Lago de Marboré. Documentos históricos y fotografías sitúan en el extremo NW del ibón de Marboré un pequeño glaciar o nevero permanente que drenaba directamente al lago y que ha desaparecido en las últimas décadas.

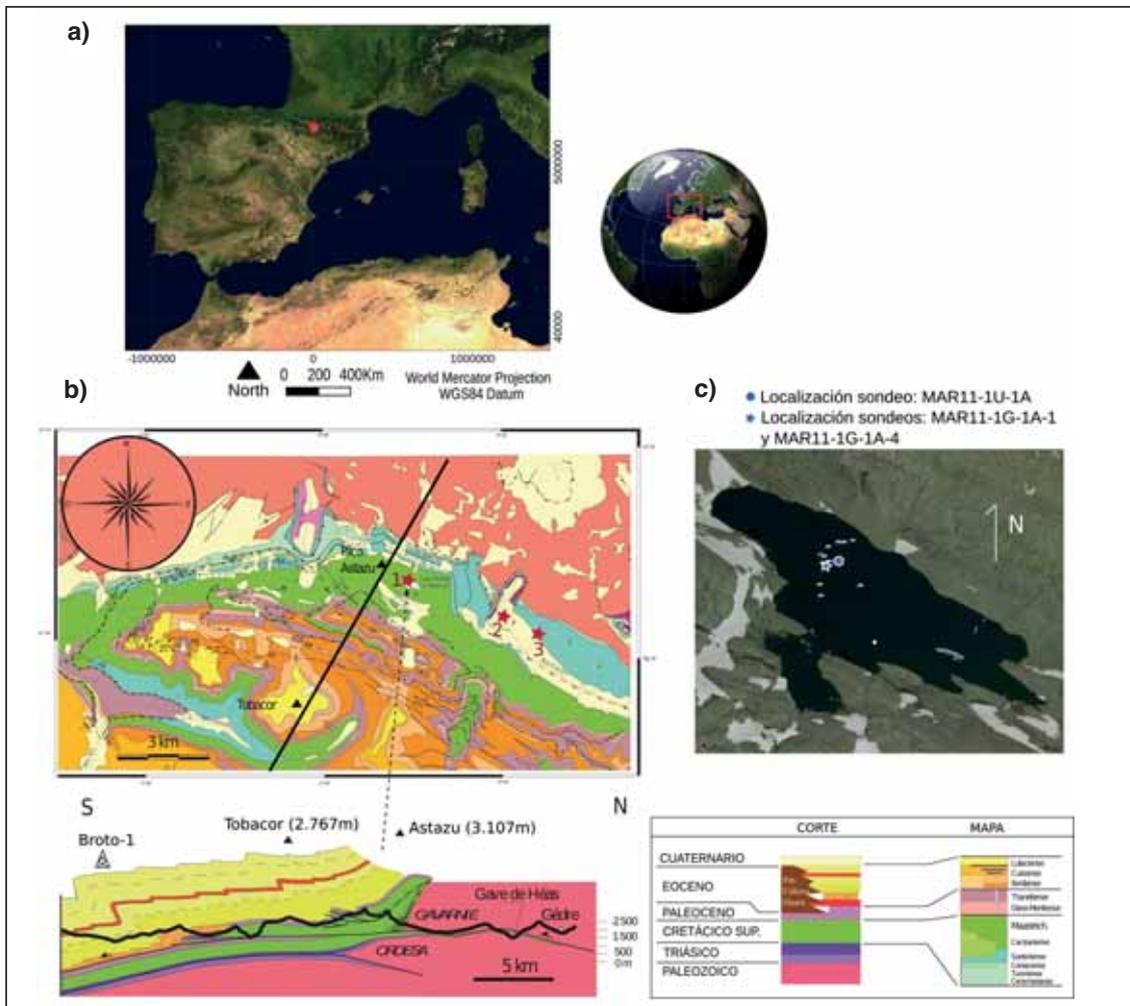
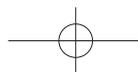


Figura 1. a) Localización del PNOMP; b) Mapa y corte geológicos (Ríos *et al.*, 1989; Oliva Urcia, 2004) con la localización de las tres áreas de estudio: circo y lago de Marboré, llanos de La Larri y depresión de la Estiva; c) ortoimagen donde aparece la situación de los sondeos realizados en la campaña de 2011.

Figure 1. a) Location of the PNOMP; b) Geological map and cross sections (Ríos *et al.*, 1989; Oliva Urcia, 2004) with the location of the three study areas: Marboré Cirque and Lake; La Larri plain and La Estiva Depression; c) orthoimage with the location of the 2011 sediment cores.



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

MATERIAL Y MÉTODOS

Cartografía de aparatos glaciares y cartografía geomorfológica

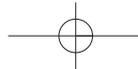
El estudio de la evolución reciente del glaciario en el circo de Marboré se ha abordado mediante cartografía geomorfológica, análisis de algunas características básicas de sedimentos de origen glaciar y datación de superficies expuestas. La cartografía geomorfológica se abordó siguiendo dos líneas de trabajo: 1) la elaboración de un mapa con la representación de los depósitos morrénicos y fenómenos periglaciares tales como canchales y suelos poligonales y estriados (*patterned ground*); y 2) cartografía de los aparatos glaciares y su evolución desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH), elaborando mapas de pérdida de superficie y de pérdida de espesor. Para la realización del mapa geomorfológico se analizó la foto aérea de 1956 y la ortofoto de 2006 y se llevó a cabo trabajo de campo durante los veranos de 2010, 2011 y 2012. En 2011 se tomaron muestras en tres generaciones diferentes de morrenas, de las que se obtuvo su distribución granulométrica y el contenido en carbonatos. Finalmente, en 2012 se hizo una búsqueda exhaustiva de superficies pulidas o con estrías como consecuencia del paso del glaciar en el circo de Marboré, con el fin de tomar muestras de la superficie de la roca para el análisis de isótopos cosmogénicos (^{36}Cl).

Para la cartografía evolutiva de pérdidas de superficie glaciar durante las últimas décadas, nos hemos apoyado en el análisis de cuatro series de fotografías aéreas verticales: 1) vuelo Americano (agosto de 1957; escala aprox. 1:33.000; blanco y negro) 2) vuelo Pirineos-Sur (septiembre de 1981; escala aprox. 1:30.000; blanco y negro); 3) vuelo Gobierno de Aragón (septiembre de 1999; escala aprox. 1:20.000; color); y 4) vuelo del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (agosto de 2006; escala aprox. 1:5.000; color). La cartografía de los perímetros glaciares se efectuó a partir de ellas, una vez corregidas geométricamente y georeferenciadas. Los cálculos de pérdidas de superficie se obtuvieron cruzando la información procedente del análisis de las fotografías aéreas verticales con la proveniente del Modelo Digital de Elevaciones

(MDE) escala 1:5.000 disponible en el SITAR, basado en la restitución fotogramétrica del vuelo correspondiente al año 1999 ya mencionado (vuelo Gobierno de Aragón). Las estimaciones de pérdidas de volumen o espesor glaciar se obtuvieron a partir de la comparación de modelos digitales de elevaciones de 1981 y 1999. El Error Cuadrático Medio (ECM) vertical combinado de ambos modelos digitales se sitúa en $\pm 2,12$ m, y se estimó suficiente para los propósitos del trabajo a la vista de los resultados de pérdidas de espesor obtenidos (muy por encima de esa cifra). Tras la preparación de los modelos, el cálculo final de las pérdidas de espesor y la pérdida de volumen total se llevó a cabo en ArcGIS, comparando por procedimientos de *cut and fill* las diferencias de los valores altitudinales en los MDE de 1981 y 1999 correspondientes a cada aparato glaciar.

Análisis y datación de sedimentos lacustres

En agosto de 2011 el equipo del proyecto HORDA obtuvo 3 sondeos largos (~ 6 m cada uno) mediante una plataforma Uwitec y 16 sondeos cortos (<1 m) por gravedad en 5 puntos de muestreo diferentes del Lago de Marboré. La secuencia sedimentaria compuesta recuperada se basa en los sondeos MAR11-1G-1A-1 y MAR11-1U-1A (Figura 1). Ambos sondeos se abrieron, fotografiaron y muestrearon en el laboratorio del IPE-CSIC. Los análisis de Carbono Orgánico Total (TOC) y Carbono Inorgánico (TIC) se han determinado cada 2 cm por absorción de infrarrojos del CO_2 total liberado por combustión en un analizador LECO SC144 DR. El análisis mediante la fluorescencia de rayos X (FRX) por medio de AVAATECH XRF II (Universidad de Barcelona) permite obtener en continuo información cualitativa sobre la composición geoquímica del sedimento (elementos químicos) y ha sido aplicado a los sondeos MAR11-1G-1A-1 y MAR11-1U-1A del Lago de Marboré. El espaciado de muestreo seleccionado fue de 5 mm y los análisis se realizaron a 10 kV, con 1300 micro Amperios con un tiempo de 10 s y sin filtro para Al, Si, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, y a 30 kV la radiación de 2000 micro Amperios con un tiempo de 30 s y con filtro de Pd (paladio) para Zn, Ga, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb y Pb. Los resultados se



VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

representan en cuentas por segundo a lo largo del sondeo y se han calculado las relaciones entre parejas de elementos (Tabla 1). El análisis de componentes del sedimento se ha realizado mediante el estudio de frotis por microscopía óptica, siguiendo la metodología propuesta por MYRBO *et al.* (2011) y la clasificación de SCHNURRENBERGER *et al.* (2003). El análisis polínico se ha realizado en muestras seleccionadas en un sondeo corto del lago de Marboré siguiendo metodologías estandarizadas (GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ *et al.*, 2006). Los quironómidos se han analizado en el testigo sedimentario ORD10-MAR-2B-2 cada dos cm (20 muestras). Respecto a las diatomeas, las muestras tratadas resultaron estériles.

El muestreo para las medidas de magnetismo ambiental en los sedimentos de Marboré (sondeo MAR11-1U-1A) se ha realizado mediante «u-channels», incrustando en el sedimento del sondeo previamente cortado longitudinalmente, una caja con sección en forma de U de 2 cm de arista y longitud máxima de 1.5 m. Las medidas magnéticas se han realizado en el laboratorio de Arqueomagnetismo del Centro Nacional de Investigación, «Evolución Humana» (CENIEH, Burgos). Los análisis llevados a cabo combinan medidas de paleomagnetismo clásico y de magnetismo ambiental. Estas medidas se han realizado cada 2 cm en un magnetómetro criogénico 2G adaptado con un desmagnetizador por campos alternos para la desmagnetización

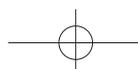
progresiva hasta 100 mT primero y para la aplicación de una remanencia anhisterética (ARM) con un DC de 50 nT y un AF de 100 mT después. Además, se han obtenido medidas de saturación de la remanencia (IRM) por medio de un magnetizador de pulsos (2G Enterprises) a 150 mT, 300 mT después de la saturación en la dirección contraria de 1 T, (Opdyke y Channel, 1996). Posteriormente, se ha obtenido información sobre parámetros magnéticos (magnetización remanente –Mr–, magnetización de saturación –Ms–, coercitividad –Hc–, y coercitividad de la remanencia –Hcr–) cuyas relaciones indican el tamaño de grano magnético a partir del diagrama de Day (DAY *et al.*, 1977), gracias a los análisis realizados en el VSM (Vibrating Sample Magnetometer) del CENIEH (Burgos) y al tratamiento de los mismos por medio del paquete informático de L. Tauxe.

Se han estudiado otros dos depósitos lacustres, La Larri y La Estiva, en sucesivas campañas de campo los años 2010, 2011 y 2012. En ambas zonas se tomaron sondeos y se procedió a realizar el estudio de la geomorfología local. En la depresión de La Estiva se recuperó un testigo de sedimento del relleno del semipolje o polje marginal de unos 14,5 m con el trípode de la plataforma UWITEC anclado directamente sobre el terreno. El siguiente año, 2011, se tomó un nuevo testigo de unos 23 m de longitud mediante un equipo de perforación mecánica para geotecnia. En los Llanos de La Larri, en

	Al	Si	Ti	V	Pb	Rb	Zr	Fe	Ca	Mn	Sr
K	0,87251	0,68424	0,45499	0,31489	0,00038	0,64661	0,23286	0,24457	0,02197	0,10457	0,06177
AL		0,88103	0,49797	0,24327	0,00357	0,47631	0,11231	0,10898	0,0035	0,09726	0,08691
Si			0,66447	0,18567	0,00316	0,27101	0,01833	0,05231	1,70E-05	0,0773	0,06927
Ti				0,1852	0,00302	0,15042	2,50E-05	0,07658	0,00425	0,04852	0,02252
V					0,00011	0,24378	0,09453	0,12688	0,02219	0,03664	0,00451
Pb						0,02685	0,02343	0,12626	0,00735	0,02998	0,04629
Rb							0,31379	0,10253	0,05074	0,16148	0,07041
Zr								0,40175	0,00012	0,00039	0,02016
Fe									0,01588	0,10098	0,0102
Ca										0,09206	0,60641
Mn											0,00055

Tabla 1. Relación R^2 entre elementos. En fondo gris aquellas relaciones mayores de 0,4.

Table 1. Statistical correlations (R^2) among geochemical elements. Grey background denotes $R^2 > 0.4$.



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

el año 2010, se procedió al levantamiento de columnas de campo de los afloramientos de materiales recientes y, en 2011, se recuperaron tres sondeos de 18, 17 y 10 m de longitud mediante un equipo de perforación mecánica para geotecnia. El trabajo en ambas zonas se completó con una prospección geofísica del subsuelo con dos perfiles de tomografía eléctrica (ERT), un perfil transversal y otro longitudinal, en La Larri, y un perfil de tomografía eléctrica longitudinal al valle de La Estiva.

Los modelos cronológicos disponibles para las secuencia sedimentarias del Lago de Marboré, La Larri y La Estiva provienen de dataciones de ^{14}C por AMS. En el caso de Marboré incluye también la datación mediante técnicas radiométricas con ^{210}Pb y ^{137}Cs en los sedimentos más recientes. La tasa de sedimentación media reciente ha sido calculada en 0,86 mm/año en un sondeo corto (MAR11-1G-1A-4) mediante la datación con ^{210}Pb y ^{137}Cs . Ante la imposibilidad de datar micro-

Profundidad (cm)	Lab ID	Código muestra	Material datado	AMS 14C (años)	Edad calibrada (2,95% range)	Edad calibrada media
Sondeo MAR11-1A-U						
15	DAMS 1217-203	MAR11-1A-1U-1 8-10 cm	Sedimento total	5771±46	6453-6669	6572
325	D-AMS 001189	MAR11-1A-1U-1 cm 39-41	Sedimento total	2514±25	2490-2643	2588
790	D-AMS 1217-204	MAR11-1A-1U-2 53-56 cm	Sedimento total	3611±28	3840-3983	3920
1675	D-AMS 001190	MAR11-1A-1U-2 cm 142-144	Sedimento total	4820±28	5476-5541	5521
1990	D-AMS 1217-205	MAR11-1A-1U-3 27-30 cm	Sedimento total	5853±30	6615-6744	6675
2430	D-AMS 1217-206	MAR11-1A-1U-3 71-74 cm	Sedimento total	5675±31	6399-6542	6455
2735	D-AMS 001191	MAR11-1A-1U-3 cm 102-104	Sedimento total	6294±39	7161-7308	7220
3230	D-AMS 1217-207	MAR11-1A-1U-4 17-21 cm	Sedimento total	7464±55	8183-8379	8282
3930	D-AMS 001192	MAR11-1A-1U-4 cm 88-90	Sedimento total	8447±39	9420-9532	9479
4440	D-AMS 1217-208	MAR11-1A-1U-4 139-141 cm	Sedimento total	9787±43	11159-11262	11214
4770	D-AMS 001193	MAR11-1A-1U-5 cm 27-29	Sedimento total	10852±47	12605-12887	12722
5030	D-AMS 001194	MAR11-1A-1U-5 cm 53-55	Sedimento total	11434±47	13172-13417	13303
5635	D-AMS 1217-209	MAR11-1A-1U-5 113-116 cm	Sedimento total	11521±47	13255-13484	13365
Sondeo corto ORDIO-MAR-2B-3						
	152201	ORD10-MAR 2B-3 26-27 cm	Restos orgánicos	1805±40	1684-1827	1742
	152233	ORD10 MAR-2B-3 35-36 cm	Restos orgánicos	2420±45	2348-2546	2466
	152234	ORD10 MAR-2B-3 37-38 cm	Restos orgánicos	2390±40	2318-2715	2460
Sondeo corto MAR11-1G-1A-1						
	D-AMS 001106	MAR11-1G-1A-1 cm 27-29	Sedimento total	3031±28	3160-3343	3253
La Larri						
0	POZ-37964		Carbón vegetal	11350 ±60	11401-11160	11280
8,30	D-AMS 001107	LL2- 8,30	Sedimento total	25333 ±147	29616-30488	30052
15,50	D-AMS 001108	LL2- 15,50	Sedimento total	31172 ±202	35085-36345	35715
17,40	D-AMS 001109	LL2 - 17,40	Sedimento total	27417 ±132	31262-31863	31562

Tabla 2. Dataciones de AMS ^{14}C realizadas en el Lago de Marboré (13 del sondeo largo MAR11-1A-U, 3 del sondeo corto ORD10-MAR 2B-3 y 1 del sondeo corto MAR11-1G-1A-1) y en La Larri. Las muestras MAR11-1A-1U-1 8-10 cm y MAR11-1A-1U-3 27-30 cm han sido descartadas por suponer una inversión en la secuencia sedimentaria. Nótese que a estas edades hay que sustraerles el efecto reservorio, calculado en 2265 años (ver texto).

Table 2. AMS ^{14}C dates from Lago de Marboré (13 from long core MAR11-1A-U, 3 from short core ORD10-MAR 2B-3 and 1 from short core MAR11-1G-1A-1) and La Larri. MAR11-1A-1U-1 8-10 cm and MAR11-1A-1U-3 27-30 cm have been rejected because they show a stratigraphic reversal. For the age model, the reservoir effect has been estimated as 2265 years (see text for explanation).



VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

carbones o macrorestos vegetales dada su ausencia en el sedimento, un total de 13 muestras de sedimento total del sondeo largo se han datado por medio de ^{14}C en el laboratorio Direct AMS de Seattle (WA) (Tabla 2). Las dataciones de ^{14}C se han calibrado utilizando el programa CALIB v.6, mediante la curva INTCAL09 (REIMER *et al.*, 2009).

RESULTADOS

Geomorfología y depósitos glaciares en el circo de Marboré

El mapa geomorfológico del circo de Marboré (Figura 2) refleja la distribución de los depósitos morrénicos. Se han reconocido tres etapas de desarrollo de cordones morrénicos. En la etapa 1, una gran masa de hielo ocupó toda la base de la pared de Monte Perdido, Cilindro y Marboré, formando una superficie continua.

Esta etapa está representada por un largo cordón morrénico que encierra por el norte a todos los demás depósitos glaciares. En ese momento todos los glaciares de la cara norte de Monte Perdido, Cilindro y Marboré estarían unidos, ocupando la mitad meridional del circo. Sin embargo, es probable que este episodio en el que todas las masas de hielo estarían unidas fuera muy breve, en una clara etapa expansiva seguida de casi inmediato retroceso. Esto está avalado por el hecho de que los pequeños cordones de esta etapa que aparecen al este están formados por materiales procedentes de Monte Perdido. Una etapa suficientemente larga hubiera hecho que los aportes desde los picos Cilindro y Marboré se dejasen notar en estos cordones. Al no ser así, hemos de pensar que la morrena más externa es un depósito de empuje (una *push moraine*) hacia el norte-nordeste y que fundamentalmente, en su tramo occidental y central es una morrena frontal y no tanto fronto-lateral.

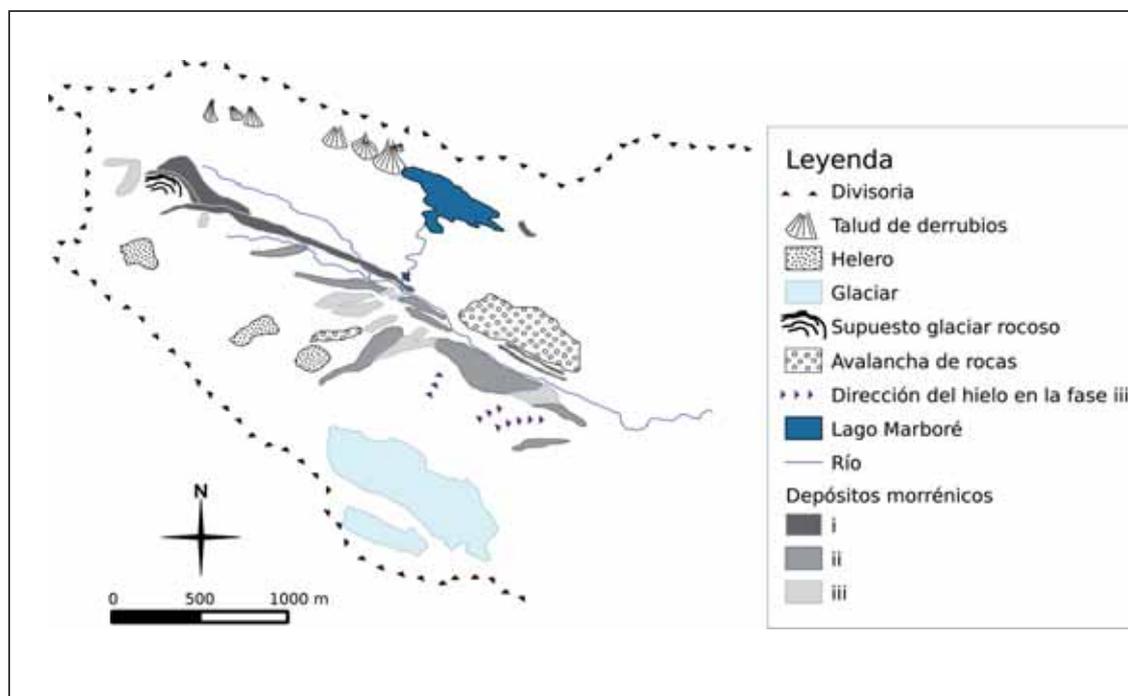
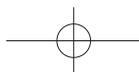


Figura 2. Mapa geomorfológico de Marboré. Se han diferenciado las tres etapas de desarrollo de cordones morrénicos (i, ii y iii) que se han establecido en este estudio.

Figure 2. Geomorphological map of Marboré with the three stages of moraine development (i, ii and iii) defined in this study.



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

En la etapa 2 se produce una individualización de masas de hielo, tal como evidencia la disposición de morrenas en sentido suroeste-nordeste, procedentes directamente de la cara norte del macizo. En esta etapa se formó la gran morrena de Monte Perdido cuando las masas de hielo ya estaban individualizadas y por eso este depósito tiene características propias de haberse formado por hielo procedente sólo desde la pared de Monte Perdido.

En la etapa 3 el tamaño de las masas de hielo es aún más reducida, si bien el glaciar Central (base del Cilindro) todavía emitía una corta lengua y fue capaz de formar potentes, aunque cortas, morrenas. Es en este glaciar Central donde pueden distinguirse dos etapas, aunque muy próximas entre sí, representando un avance muy rápido que llegó a pasar por encima de la morrena de la etapa 2, sobre la que dejó un doble cordón de escasa entidad en sentido perpendicular, como una *flute moraine*. También pertenecen a esta última etapa, una pequeña morrena frontal ligeramente arqueada en la base del Pico de Marboré, y otra, de mayores dimensiones en la parte más occidental del área de estudio.

Aunque se ha afirmado insistentemente que el cordón externo (etapa 1) y, lógicamente, los demás cordones más internos, corresponden al máximo de la Pequeña Edad del Hielo, no hay ninguna evidencia de que el primero no pueda haberse formado en algún otro momento frío del Holoceno. De hecho, en el circo de Troumouse, Pirineo francés, Gellatly *et al.* (1992) informaron sobre diversas fases glaciares del Holoceno, hasta un total de cuatro, habiéndose formado las principales en 5100 ± 90 y 4650 ± 60 años BP, además de los depósitos de la PEH que estarían relacionados con un glaciario de mucha menor extensión. No hay razones para pensar que esas fases holocenas más extensas no hayan tenido lugar en el macizo de Monte Perdido. Se han tomado muestras de bloques en este cordón morrénico más externo, localizados en el sector más oriental, para su datación con isótopos cosmogénicos, aunque aún no disponemos de los resultados. También se han tomado muestras en sustrato mastrichtiense bien

pulido por el paso relativamente reciente del hielo, en posición externa a este cordón. Las fechas que puedan obtenerse deberán corresponder a otro momento más expansivo del hielo, del Holoceno con toda probabilidad, pues los sondeos realizados en el lago de Marboré reflejan que este último estaba desprovisto de hielo desde hace al menos 12.700 años (SALABARNADA, 2011; OLIVA-URCIA *et al.*, 2013). El sondeo en el paleolago de La Larri, muy próximo al lago de Marboré (SALAZAR-RINCÓN *et al.*, 2013) sugiere también que el circo de Marboré estaría ya libre de hielo en el Holoceno.

Existe un gran depósito con bloques de calizas grises en la zona del Balcón de Pineta, en una posición más externa que el cordón morrénico citado anteriormente. Este depósito fue interpretado por varios autores como una morrena glaciar correspondiente al periodo Tardiglacial (NICOLÁS MARTÍNEZ, 1981; MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS, 1988; GARCÍA-RUIZ y MARTÍ-BONO, 2001; MARTÍN MORENO 2004). Sin embargo, creemos que esa interpretación es errónea. Varios argumentos sugieren que en realidad este depósito es una gran avalancha de rocas caídas desde la pared norte de Monte Perdido: *a*) por un lado, es un depósito sin ninguna matriz fina, a pesar de estar en una posición más externa que las restantes morrenas del circo, donde la matriz fina es muy abundante; *b*) no hay en el resto del circo ningún otro depósito que pudiera correlacionarse con éste, que es más bien una acumulación aislada; indudablemente, dada la gran capacidad para producir bloques (y materiales finos) desde la pared meridional del macizo, debería haber otras acumulaciones de cierta entidad en el resto del circo; y *c*) se trata de un depósito extraordinariamente homogéneo, dominado en exclusiva por las calizas grises, lo que refleja una fuente muy concreta de los materiales, es decir, lo contrario de lo que ocurre en un depósito glaciar, donde se refleja la heterogeneidad litológica de la cuenca. Por lo tanto, entendemos que en un momento no determinado del Holoceno o quizás a finales del Pleistoceno Superior se produciría la rotura de una parte de la pared de Monte Perdido, afectando a un escarpe vertical de la parte media, y los materiales des-



VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

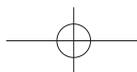
prendidos tendrían suficiente energía como para desplazarse hasta su posición actual remontando incluso una contrapendiente, como es habitual en fenómenos de este tipo. Se han tomado dos muestras de superficie de roca expuesta para su datación por cosmogénicos, aunque se trata de superficies algo degradadas por la disolución.

En todo caso, tanto si el cordón morrénico más externo y continuo se formó o no durante la PEH, esta última fase está muy bien representada en el circo de Marboré, mediante una serie de arcos que individualizaron masas de hielo independientes: glaciar Occidental (en la base del pico de Marboré), glaciar Central (en la base del Pico Cilindro) y glaciar Oriental (en la base de Monte Perdido). Estos glaciares tuvieron una etapa expansiva que llegó a conectar con el cordón más externo. Sus morrenas están muy bien definidas, con bloques a veces desgastados y pulidos empastados en abundante matriz fina. La más destacada de estas morrenas es la formada en la base de Monte Perdido, dando lugar a un depósito fronto-lateral que se prolongaba mediante dos morrenas laterales hacia el borde oriental del circo. Posteriormente, aún hubo otra etapa expansiva, probablemente muy corta y de rápido avance, que hizo que las masas de hielo se superpusieran a las morrenas anteriores y dejaran sobre ellas depósitos de escasa entidad (GONZÁLEZ TRUEBA *et al.*, 2005). Después, la deglaciación ha sido tan intensa, sobre todo a mediados del siglo XIX y a finales del siglo XX y comienzos del XXI, que ha acabado con los glaciares Occidental y Central a la vez que ha convertido al glaciar Oriental (o de Monte Perdido) en una masa de hielo cada vez más delgada. Otros glaciares de la cara sur del macizo (Soum de Ramond, suroeste del Cilindro, Taillón) han desaparecido en las últimas décadas y lo mismo ha sucedido en otros macizos pirenaicos (CHUECA *et al.*, 2002). No obstante, debe señalarse que algunos glaciares de la vertiente norte del Pirineo han experimentado desde mediados del siglo XIX pequeños reavances locales en un contexto de deglaciación general, reflejando la alta sensibilidad de las masas de hielo frente a las fluctuaciones climáticas de corto alcance (GELLATLY *et al.* 1994). Copons y Bordonau (1994), en el macizo de la Maladeta, esta-

blecieron dos episodios de avance glacial durante la PEH, separados por un leve retroceso. El primero correspondería a comienzos del siglo XVIII (coincidiendo con el Mínimo de Maunder, período de baja actividad solar entre 1645 y 1715), y el segundo a comienzos del siglo XIX. En el macizo de la Maladeta, Chueca y Julián (1996) dataron las morrenas de la PEH a partir del crecimiento de *Rizocarpum geographicum* e identificaron cuatro episodios, los dos más externos y significativos correspondientes a 1600-1620 y 1820-1830. Muy probablemente la gran morrena de Monte Perdido y las morrenas más externas, ya individualizadas de los glaciares Occidental y Central corresponden a la primera etapa (siglos XVII o XVIII), mientras que la rápida expansión que se superpone a las morrenas anteriores correspondería a la segunda etapa, es decir, a principios del siglo XIX. Desde entonces la temperatura media ha aumentado en la alta montaña pirenaica entre 0,85 y 1°C según las estimaciones realizadas por CHUECA *et al.* (1998), LÓPEZ-MORENO (2000) y GONZÁLEZ TRUEBA *et al.* (2008).

Cronología de los sondeos lacustres

La cronología de la secuencia de Marboré está basada en 17 muestras de ^{14}C (13 del sondeo largo MAR11-1A-U, 3 del sondeo corto ORD10-MAR 2B-3 y 1 del sondeo corto MAR11-1G-1A-1) y ha permitido establecer un marco cronológico para este registro que cubre los últimos 11.000 años. El modelo de edad del sondeo largo se ha obtenido a partir de las dataciones de ^{14}C presentadas en la Tabla 2, descartando las muestras 1 y 5 cuyos valores son incoherentes con su posición estratigráfica. Además, para el modelo de edad se ha considerado que el techo de la secuencia corresponde a la sedimentación actual (AD 2011), corroborado tanto por la conservación de la interfase sedimento-agua en los sondeos cortos como por la presencia de ^{137}Cs en los sedimentos superiores. Uno de los sondeos cortos del lago de Marboré, MAR11-1G-1A-4 se ha datado mediante análisis del contenido en ^{210}Pb y ^{137}Cs en la Universidad de Minnesota. La tasa de sedimentación media reciente (0,86 mm/año) calculada en el sondeo corto MAR11-1G-1A-4 mediante ^{210}Pb y



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

^{137}Cs es mucho mayor que las tasas de sedimentación definidas con ^{14}C : 0,05 mm/año en el sondeo corto MAR11-1G-1A-1 y 0,12 mm/año en el sondeo largo MAR11-1U-1A-1. Esta discrepancia sugiere la existencia de un envejecimiento general de las dataciones con ^{14}C (Figura 3) ligado al efecto reservorio, proceso común cuando se data materia orgánica de origen lacustre en lagos en los que una parte considerable del carbono utilizado por los organismos lacustres procede de la disolución de formaciones carbonatadas antiguas (GEYH *et al.*, 1999). Dada la naturaleza carbonatada de la cuenca de recepción de Marboré, un efecto reservorio era esperable. Para calcular este envejecimiento, se ha obtenido la edad que correspondería al techo de la secuencia, utilizando una regresión lineal entre las dataciones de las muestras 2, 3 y 4, resultando en 2265 años. Asumiendo que este efecto fue constante durante el Holoceno, puede

restarse a todas las dataciones por ^{14}C . Esta corrección, junto con el hecho de que la tasa de sedimentación es muy homogénea en la secuencia de Marboré, permite obtener el marco cronológico de toda la secuencia mediante una regresión lineal (Figura 4). De acuerdo con este modelo de edad, la secuencia de Marboré contiene los últimos 11 ka.

En el semipolje de La Estiva se ha trabajado con los dos sondeos obtenidos en el marco del proyecto, el del año 2010 y el del año 2011. Ambos han sido datados y correlacionados estratigráficamente para obtener una secuencia única con una edad basal mínima de 5700 años. En el sondeo ORD-LL11-2A-T, obtenido en los Llanos de La Larri, se han datado dos muestras próximas a la base del sondeo que han aportado una edad basal aproximada de 36.000 años. El techo de la secuencia fue datado en una muestra tomada en un afloramiento (Tabla 2).

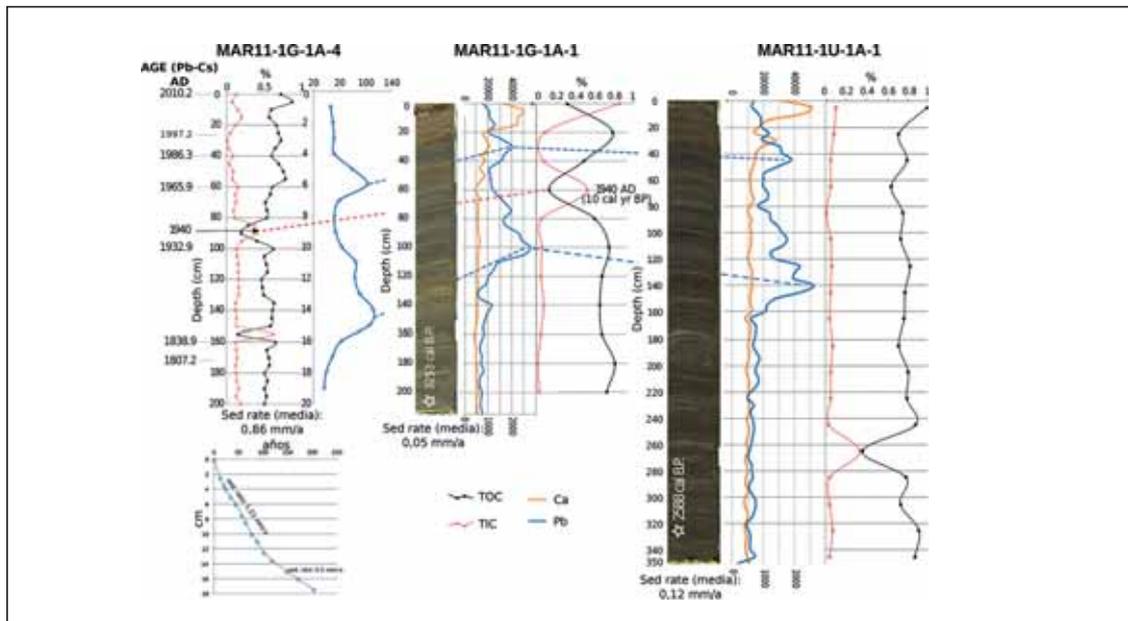


Figura 3. Correlación entre los sondeos de gravedad (izda. y centro) y la parte superior del sondeo largo (dcha.) a partir de los picos de Pb. De izquierda a derecha se muestran: las edades de Pb/Cs, fotografía, contenido en TIC y TOC y los datos de contenido en Pb (análisis con un ICP-OES) del sondeo MAR11-1G-1A-4; fotografía, contenido en TIC y TOC y los datos de contenido en Ca y Pb (análisis por fluorescencia de rayos X) de los sondeos MAR11-1G-1A-1 y MAR11-1U-1A-1. La gráfica situada en la esquina inferior izquierda muestra la evolución de la tasa de sedimentación en los últimos 250 años.

Figure 3. Correlation between the gravity short cores (left and center) and the top of long core (right) based on the Pb peaks. From left to right: Pb/Cs chronology, TIC and TOC values and Pb content (ICP-OES analyses) from MAR11-1G-1A-4 core; photograph, TIC and TOC content, Ca and Pb values (XRF analyses) from MAR11-1G-1A-1 and MAR11-1U-1A-1 cores. Evolution of the sedimentation rate during the last 250 years in the lower left inset.

El Lago de Marboré

Los sedimentos recuperados del Lago de Marboré son facies laminadas, formadas por laminaciones milimétricas (en pocas ocasiones llegan a ser bandas centimétricas) de limos y lutitas de color marrón, ocre y gris compuestas esencialmente de cuarzo, minerales de la arcilla y otros silicatos, con bajos porcentajes de materia orgánica y prácticamente sin carbonatos. Las láminas de color más claro son las de menor tamaño de grano (mayoritariamente dentro del rango del tamaño de arcilla, entre 2 y 5 μm) y con mayor contenido porcentual de cuarzo (75%, frente a 15% biotitas), mientras que las láminas marrones presentan un tamaño de grano mayor (20-70 μm) y con mayor cantidad porcentual de biotitas (65% cuarzo frente a 25% biotitas). En algunos casos, se observan láminas grisáceas que aparecen por debajo de las láminas blancas y que presentan un porcentaje similar a las blancas en cuanto a contenido mineral, pero el tamaño de grano es mayor (como en las láminas marrones, entre 20 y 60 μm). Esporádicamente, aparecen láminas de color claro que sí son ricas en carbonatos, principalmente hacia la base de la secuencia.

a) Geoquímica

Los contenidos en carbono orgánico (0,1-1,1%) y sobre todo inorgánico (0-0,4%) son muy bajos a lo largo de toda la secuencia, lo que pone de manifiesto la baja cantidad de carbonato cálcico presente en las muestras analizadas y el escaso contenido orgánico (Figuras 3 y 5). Dicho contenido orgánico (TOC) aumenta ligeramente (por encima de 0,7%) en los dos metros superiores (0 - 1835 mm) y entre 2375 y 4590 mm de profundidad (por encima de 0,6 %).

Las variaciones de los elementos K, Al, Si, Ti, V, Pb, Rb, Zr, Fe, Ca, Mn y Sr son significativas en esta secuencia y se representan en profundidad en la Figura 5. Las correlaciones encontradas (Tabla 1), nos permiten agrupar algunos elementos en función de su comportamiento: por un lado, los elementos K, Al, Si, V y Ti están relacionados con el aporte de detríticos al lago (cuarzo, filosilicatos, minerales pesados) y varían de forma paralela a lo largo del sondeo, mostrando valores muy estables con claros mínimos en las capas con presencia de carbonatos. Por lo tanto, un mayor aporte detrítico viene marcado por el aumento de estos elementos. Otro grupo está formado por el Ca y el Sr, asociados a la presencia de carbonatos en la secuencia, si bien no todos los intervalos carbonatados parecen tener la misma cantidad de Sr. Finalmente, dos elementos presentan comportamientos singulares: el Mn y el Pb. El primero, es un elemento asociado a los cambios en las condiciones redox (LEVY *et al.*, 1992). En el caso de la secuencia del Lago de Marboré, el Mn parece ligado a las láminas carbonatadas probablemente porque su depósito supuso un cambio importante en las propiedades limnológicas que favoreció la formación de óxidos de Mn y su preservación en los sedimentos. En el caso del calcio, dado que la roca donde se desarrolla el lago de Marboré es carbonatada (calcilutita, Fm. Areniscas de Marboré) es interesante observar la falta de Ca en el relleno sedimentario del lago (Figuras 3 y 5). El Ca sólo aparece por debajo de 2,4 m y simultáneamente a la presencia de picos de Mn (Figura 5), lo que sugiere que la permanencia de carbonatos detríticos y de posibles óxi-

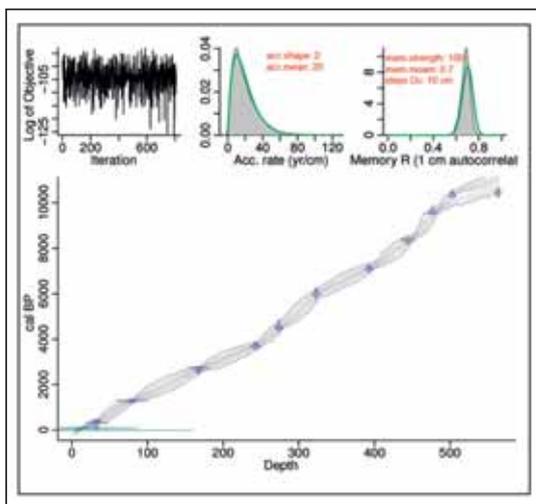


Figura 4. Modelo de edad corregido por el valor del efecto reservorio (ver texto para mayor explicación) para el sondeo MAR11-1U-1A-1 del lago de Marboré.

Figure 4. Age model corrected for the reservoir effect (see text for explanation) for MAR11-1U-1A-1 core from Marboré Lake.



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

dos de Mn, se debe a procesos químicos, relacionados con cambios redox en determinados momentos, posiblemente a la supersaturación en carbonatos del agua del lago. Las pequeñas desviaciones encontradas en los perfiles del Fe con respecto a los elementos ligados a la fracción detrítica, pueden deberse igualmente a procesos de cambios redox en el fondo del lago. Por último, el perfil del Pb es distinto al del resto de elementos analizados, presentando un valor bajo y estable a lo largo de toda la secuencia salvo en dos intervalos claramente diferenciados donde aumenta espectacularmente: los primeros 200 mm (200 años) y entre 1000 y 1250 mm (1500-1800 cal yr. BP).

b) Magnetismo ambiental

Se han representado en la Figura 5 una selección de las variaciones de las propiedades magnéticas

más significativas. La ARM representa la concentración de los minerales de coercitividad baja (magnetita o sulfuros de hierro que son ferrimagnéticos s.s.). La IRM_{300mT} representa la concentración de los granos ferrimagnéticos mientras que la HIRM y la SIRM (IRM_{1000mT}) reflejan la concentración de los minerales antiferromagnéticos (minerales de coercitividad alta: hematites, goethita) y del total de ferromagnéticos s.l. respectivamente (OLDFIELD, 1991; HUNT *et al.*, 1995; ORTEGA *et al.*, 2006; WANG *et al.*, 2010). El S-ratio por el contrario pone de manifiesto la concentración de los minerales de mayor coercitividad respecto de los de baja coercitividad (KING y CHANNEL, 1991; VEROSUB y ROBERTS, 1995; PETERS y DEKERS, 2003).

Las variaciones de las propiedades magnéticas inducidas en los sedimentos indican un decrecimiento en la concentración de los minerales

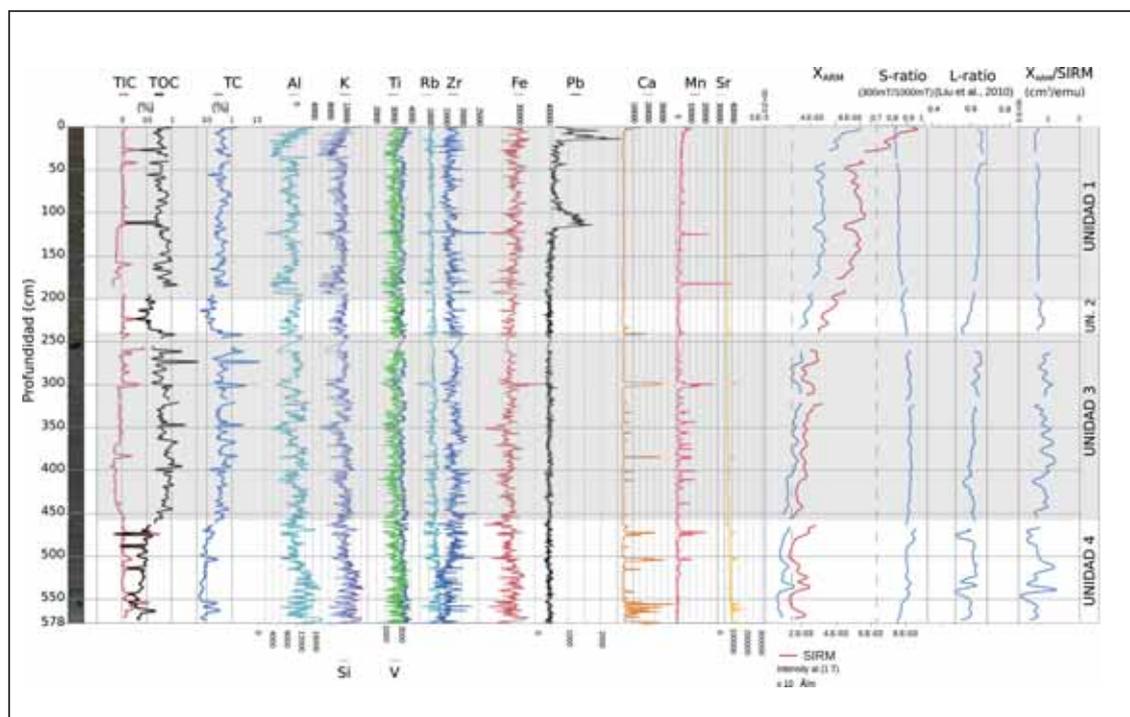
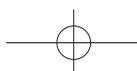


Figura 5. Resultados de TIC, TOC, TC y elementos químicos seleccionados (FRX) a la izda, y propiedades de magnetismo ambiental a la dcha del sondeo MAR11-1U-1A-1. En fondo blanco y gris las diferentes unidades definidas.

Figure 5. TIC, TOC, TC and selected geochemical elements (FRX) (left) and environmental magnetism properties (right) from MAR11-1U-1A-1 core. White and grey background mark the sedimentological units.





magnéticos con la profundidad. Esto se observa tanto en la curva de ARM, de χ_{ARM} y en las curvas de IRM (en la Figura 4 se ha representado la χ_{ARM}). Este decrecimiento concomitante entre las diferentes curvas sugiere que es la concentración de minerales ferromagnéticos *s.l.* y no el tamaño de grano lo que varía con la profundidad (AO *et al.*, 2010). Los valores de χ_{ARM} varían entre 3×10^{-4} emu/cm³ en la parte superior, mientras que por debajo de los 2800 mm los valores quedan por debajo de $1,2 \times 10^{-4}$ emu/cm³. Este aumento del valor de la χ_{ARM} en la parte alta sugiere una mayor concentración de minerales ferromagnéticos de coercitividad baja, dado que hay mayor intensidad de la χ_{ARM} aplicada en un campo alterno de 100 mT, en esa zona del sondeo.

Los valores de las diferentes IRMs son más distintos en la parte alta del sondeo, pero de nuevo, por debajo de los 2400 mm estos valores son más similares, lo que viene a corroborar los resultados del *S-ratio* y de HIRM. Los valores de las HIRM son también más elevados en la parte alta del sondeo, empezando en $2,5$ ó $1,5 \times 10^{-3}$ emu/cm³, mientras que por debajo de la profundidad de 2400 mm las diferencias entre los valores de las HIRM representadas quedan igualadas, dando valores de $2,7$ y $1,4 \times 10^{-4}$ emu/cm³. Asimismo, las variaciones del *S-ratio* sugieren una concentración ligeramente mayor de los minerales de mayor coercitividad en la parte alta del sondeo. Esta observación del valor del *S-ratio* es posible realizarla dado que la variación del *L-ratio* es menor al 16% (Liu *et al.*, 2010). Las variaciones de $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ con la profundidad apoyan también que hay una mayor concentración de minerales en la parte alta del sondeo, ya que la relación $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ (y por tanto la $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$) aumenta según decrece la concentración, mostrando mayor interacción entre partículas finas (Sugiura, 1979). Las variaciones de la relación de $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ aumentan por debajo de la profundidad de 2400 mm, sugiriendo junto con los datos anteriores una menor concentración de minerales ferromagnéticos *s.l.* por debajo de los 2400 mm de profundidad. Diferencias similares entre la parte superior del sondeo y la inferior se obtiene en los bi-plots donde se representan la ARM (y χ_{ARM}), HIRM o *S-ratio*. Por encima de los 2400 mm, hay una correlación positiva lineal entre la HIRM y la

χ_{ARM} con un $R = 0,97$. Mientras que la relación es negativa entre la HIRM y el *S-ratio* ($R = 0,97$, relación potencial). Por debajo de esa profundidad, la HIRM permanece prácticamente constante. Estos valores sugieren mayor concentración de minerales ferromagnéticos de alta y baja coercitividad en la parte alta del sondeo, ya que a mayor valor de HIRM (mayor concentración de alta coercitividad) hay mayor valor de χ_{ARM} y menor valor de *S-ratio* (mayor concentración de minerales de baja coercitividad).

Los valores de la coercitividad de la remanencia (Hcr) obtenidos a partir de los ciclos de histéresis de muestras seleccionadas varía entre 46 y 10 mT (valores de coercitividad de la remanencia bajos, propios de magnetita principalmente y de hematites ocasionalmente, Peters and Dekkers, 2003). Las relaciones entre M_s (magnetización de saturación) y M_r (magnetización de la remanencia) obtenidas también a partir de los ciclos de histéresis confirman que la variación de la concentración es lo que predomina a lo largo del sondeo (AO *et al.*, 2010). Esta relación tiene una $R = 0,88$ en las muestras seleccionadas. A partir de los valores obtenidos en los ciclos de histéresis, se representa el diagrama de Day (DAY *et al.*, 1977) donde se puede observar que no hay una tendencia específica en cuanto a la variación del tamaño de grano (Figura 6). Tampoco se observan ciclos de histéresis con las denominadas «cintura de avispa». Esta característica es propia de mezcla de granos ferromagnéticos *s.l.* de diferente coercitividad o tamaño de grano (JACKSON, 1990; CHANNEL y MCCABE, 1994; ROBERTS *et al.*, 1995; TAUXE *et al.*, 1996).

c) Unidades sedimentológicas

Teniendo en cuenta las facies sedimentarias y la composición química y propiedades magnéticas de los sedimentos, la secuencia de Marboré se ha dividido en cuatro unidades (Figura 5):

- Unidad 1: 0 – 2000 mm. Caracterizada por los mayores valores de los parámetros magnéticos (χ_{ARM} , IRM, HIRM), especialmente en los primeros 500 mm. Esta unidad presenta valores medios de TOC (0,6-0,7%) y de elementos geoquímicos asociados a los aportes detríticos.



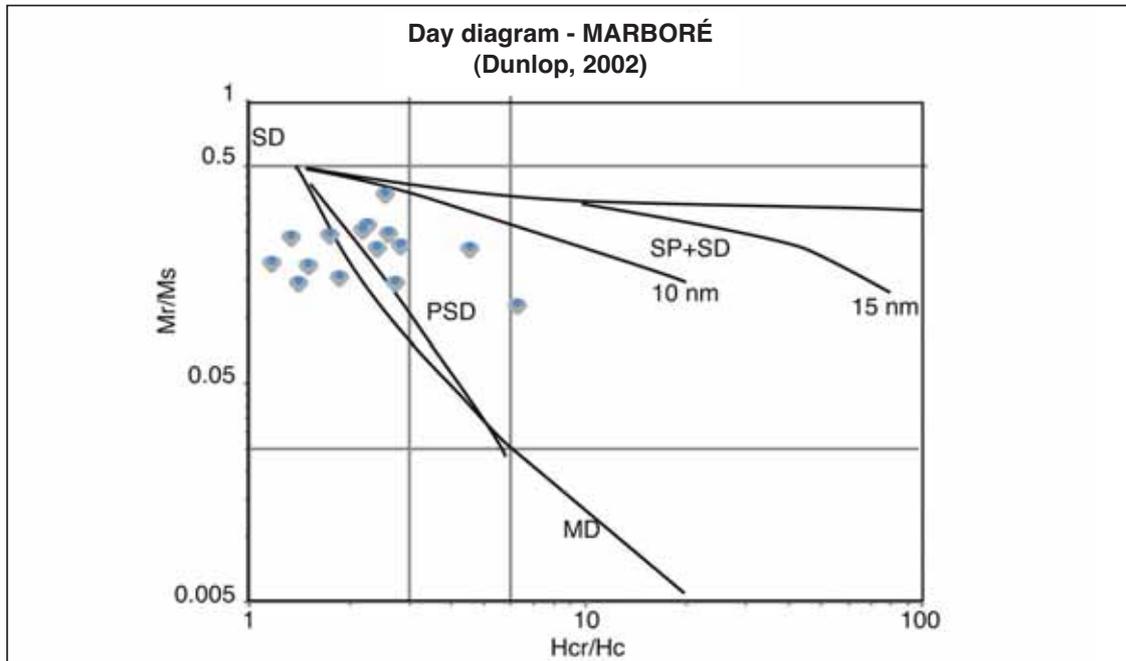


Figura 6. Diagrama de Day et al., 1977 (modificado por Dunlop, 2002). Los resultados no siguen una línea que marcaría un determinado tamaño de grano, por lo que los cambios se interpretan como variaciones en la cantidad de minerales magnéticos.

Figure 6. Day Diagram (from Day et al., 1977, modified by Dunlop, 2002). The data do not follow a line, characteristic of only one grainsize population, so the results suggest changes in magnetic mineral concentrations.

- Unidad 2: 2000- 2400 mm. Esta unidad viene determinada por el claro descenso en el TOC (valores <0,5%) además de continuar el descenso en los parámetros magnéticos.
- Unidad 3: 2400 – 4500 mm. Es en esta unidad donde aparecen los valores más altos de TOC de toda la secuencia (1%) y, además, se observan picos en los valores de Ca y de Sr asociados a láminas de carbonatos. Varias de estas láminas se caracterizan también por un alto valor de Mn. En la unidad 3 disminuyen algunos de los parámetros magnéticos (χ_{ARM}) pero sube el S-ratio y aumenta la variabilidad en los parámetros L y $\chi_{ARM} / SIRM$.
- Unidad 4: 4500 – 5780 mm. El TOC decrece a lo largo de esta unidad hasta valores por debajo de 0,5% pero se observa un ligero aumento en el TIC (acompañado de Ca y Sr). Las propiedades magnéticas χ_{ARM} y el S-ratio disminuyen mientras que hay un ligero aumento en la cantidad de Ti, K, Si, Rb, marcando un au-

mento en el contenido en partículas siliciclásticas.

d) Evolución del Lago de Marboré durante el Holoceno

La evolución del lago Marboré durante el Holoceno basada en el estudio del sondeo largo se ha dividido en cuatro estadios evolutivos (Figura 7). La Unidad 4, la más inferior, comprende desde hace unos 11.000 años hasta hace aproximadamente 9200 años. Esta etapa está caracterizada por los bajos valores de materia orgánica, contenidos ligeramente más elevados que en el resto de la secuencia de los elementos detríticos y por los abundantes picos de Ca y Mn. Además, destaca la variabilidad de los parámetros magnéticos al comienzo del Holoceno, especialmente debido a un descenso brusco en los minerales de alta coercitividad (variaciones en el parámetro $\chi_{ARM} / SIRM$ especialmente). Los picos de Ca son especialmente marcados en la base de la secuencia, coincidiendo con el Holoceno Temprano, lo que indica que las



VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

condiciones climáticas de ese periodo favorecieron la llegada de mayor cantidad de partículas carbonatadas del área fuente de manera que no se disuelven completamente en el lago. Probablemente, tras la retirada del glaciar había mucho material disponible que fue arrastrado y sedimentado en el lago de Marboré dando lugar al ligero aumento en Ti, K, etc y a los picos de Ca. El entorno, completamente desnudo de vegetación y muy influido por la dinámica glacial y periglacial, no favorecía la acumulación de materia orgánica. Posteriormente, y hasta hace 8500 años, se produce un aumento progresivo de la materia orgánica y una disminución de los aportes terrígenos. Ambas características apuntan hacia una leve mejora climática en estas zonas elevadas. Se observan además otras variaciones en los parámetros magnéticos (ligero ascenso en la concentración de minerales de coercitividad baja, ver ARM).

El intervalo temporal con un clima más benigno en los últimos 11.000 años fue el correspondiente a la Unidad 3, entre 8500 y 4150 cal BP. Durante este periodo es cuando hay una mayor concentración de TOC, y siguen apareciendo picos de Ca frecuentemente asociados a los de Mn. Estos picos corresponden a intervalos con las láminas de mayor tamaño de grano, lo cual sugiere mayor frecuencia de aportes detríticos (aumento del Ca) y de la oxigenación en el fondo del lago y, por tanto, de-

pósito del Mn formando óxidos. Algunos de estos máximos son coincidentes con el Fe, sugiriendo periodos de gran variabilidad en el equilibrio redox, quizás por oscilaciones del nivel del lago o por variaciones en la cantidad y tipo de los aportes detríticos. Durante este periodo la concentración de los minerales de baja coercitividad (magnetita) es más alta (S-ratio). Es interesante observar en este periodo, al comparar los datos geoquímicos con los magnéticos, que aparecen picos de Ca (relacionados en ocasiones con picos de Mn y Sr) a la vez que desaparecen los minerales ferromagnéticos de alta coercitividad magnética y disminuyen los minerales ferromagnéticos de coercitividad baja (S-ratio, $\chi_{ARM} / SIRM$) (Figura 5). Es especialmente significativo el pico de Ca que ocurre a 5500 cal yr. BP ya que concurre con un aumento en Mn, Sr y Fe y un descenso en TOC y elementos indicadores del aporte detrítico (K, Ti). Este conjunto de indicadores señalan un cambio ambiental significativo que ocurre en torno a los 5200 años cal BP. Este cambio en las condiciones del lago afectó tanto a los elementos indicadores de cambios redox (Mn) como a los minerales ferromagnéticos s.l. (óxidos de Fe). Este periodo hace unos 5,2 ka corresponde a la transición entre el Holoceno temprano y el Holoceno medio y está relacionado con un aumento en la aridez (JALUT, *et al.*, 2000; PÉREZ-OBIOL *et al.*, 2011). Además es sincrónico con un cambio climático abrupto a escala global (Mayewski *et al.* 2004)

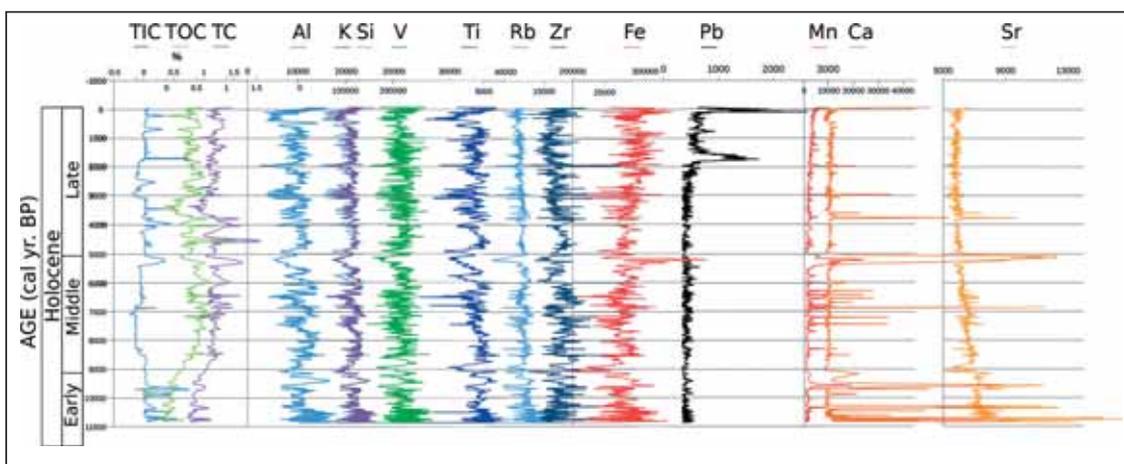
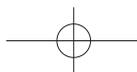


Figura 7. Resultados de TIC, TOC, TC y elementos geoquímicos seleccionados (FRX) representados en función del tiempo.
Figure 7. TIC, TOC, TC and selected geochemical elements (FRX) from MAR11-1U-1A-1 sequence plotted in a time scale.

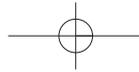


Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

que se caracterizaría por condiciones frías y secas. En el Pirineo MONTERRAT-MARTÍ (1992) y GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ *et al.* (2006), detectan en los lagos de Tramacastilla y Portalet el inicio de condiciones más secas a partir de 8-7,5 ka BP. En Marboré, situado a mayor altura, este cambio ocurriría dos milenios más tarde. Los datos magnéticos disponibles responden a una tendencia generalizada del paso de condiciones más húmedas a áridas, con una mayor acumulación (o menor destrucción) de estos minerales durante el periodo con mayor aridez. En el vecino circo de Troumouse, situado en Pirineo francés, GELLATLY *et al.* (1992) documentan fases de reactivación de los glaciares hacia 5100 ± 90 y 4650 ± 60 años BP.

La presencia de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad (hematites), que se da en la parte alta del sondeo de Marboré, se ha asociado (en lagos tropicales) a momentos de mayor aridez en condiciones óxicas (WILLIAMSON *et al.*, 1998). No sólo comienza a haber mayor contenido de minerales de alta coercitividad, sino de baja, en la parte alta del sondeo. Este aumento en la concentración de los minerales ferromagnéticos s.l., no parece depender de la cantidad de carbono orgánico ni de la presencia de S (ambos en cantidades muy pequeñas), ya que la presencia de TOC y S puede provocar variaciones diagenéticas en los óxidos de hierro (ferromagnéticos s.l.). Sin embargo, medidas del Fe y S de muestras de la parte superior del sondeo (1235 mm) permiten controlar que la presencia de S es muy baja en la secuencia (como el TIC y TOC) y que la correlación de su variación respecto al hierro es también muy baja ($R = 0,2$). Además, los datos de fluorescencia de rayos X establecen la falta de correlación del Fe con los aportes detríticos de una forma unívoca, ya que el Fe no sólo depende de los aportes detríticos (en filosilicatos) sino de las condiciones redox (como el Mn, LEVY *et al.*, 1992). Tras el cambio principal de la secuencia en torno a los 5500 años, tiene lugar un periodo de transición hasta aproximadamente 3000 cal BP que se caracteriza por una disminución en el TOC y un aumento en los parámetros que indican concentración de minerales ferromagnéticos s.l. A partir de ahí, el aumento en los parámetros magnéticos como el SIRM o ARM es ya muy significativo, al igual que la subida del TOC y la ausencia de picos de Ca.

Estos últimos 3000 años han sido analizados con mayor detalle en sondeos litorales (SALABAR-NADA, 2011). Se han definido 3 unidades estratigráficas que se corresponden con tres fases en la evolución paleoambiental del lago. En una primera fase, 3000-2150 cal yr BP el nivel del lago era relativamente alto y llegaban mayores aportes de agua de escorrentía al lago. En una segunda fase, 2150-1050 cal yr BP, los niveles del lago son más bajos y fluctuantes, con dos momentos de nivel mínimo coincidiendo con el final del Periodo Cálido Romano (1850-1750 cal yr BP) y en la mitad de la Alta Edad Media (1300-1200 cal yr BP). Sin embargo, los niveles del lago más bajos se registran entre 1050 y 725 cal yr BP, coincidiendo con la Anomalía Climática Medieval. La última etapa (últimos 700 años) se caracteriza por una sedimentación dominada por limos orgánicos más groseros que en las etapas previas, que sugieren un aumento de los aportes al lago por escorrentía superficial, niveles del lago más altos y una mayor bioproductividad particularmente al comienzo de la Pequeña Edad del Hielo (PEH). Las variaciones en el contenido de ciertos elementos químicos (Ca y las relaciones Zr/Rb y Rb/Sr) durante este periodo están asociadas al depósito de capas detríticas más gruesas hace 400, 250 y 150 años BP y podrían reflejar cambios en la hidrología superficial y en la actividad glaciar. Tras el final de la PEH y hasta la actualidad, los sedimentos del lago de Marboré presentan los niveles de productividad orgánica más altos de los últimos 3000 años. Se observa un descenso en el aporte de material terrígeno al lago que se refleja en un cambio en la relación Rb/Sr en respuesta a cambios en la hidrología y la dinámica glacial local. Respecto a los quironómidos, la secuencia se caracteriza por densidades muy bajas, oscilando entre 0,22 y 7,05 cápsulas cefálicas por gramo de sedimento fresco en todo el sondeo ORD10-MAR-2B-2. La comunidad durante los últimos milenios está dominada principalmente por el género *Pseudodiamesa*, seguido por *Micropsectra radialis*. *M. radialis* es más abundante en la parte superior de la secuencia, lo que sugiere temperaturas más elevadas y una dominancia relativa de la zona litoral y sublitoral, que podría estar relacionada con una posible disminución del nivel del lago.



VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

De acuerdo con el modelo cronológico disponible, el contenido en plomo de los sedimentos muestra dos picos importantes en los últimos 200 años (finales del siglo XIX y mitad del siglo XX) que podrían estar relacionados con la actividad minera en el valle del Alto Cinca (minas de galena de Parzán) o con contaminación atmosférica regional, junto a otro pico anterior en torno a los 1800 años BP.

e) Evolución de la vegetación durante los últimos 3000 años

Se ha realizado el análisis palinológico del sondeo ORD10-MAR-2B-2, que cubre los últimos 3000 años de historia, aproximadamente. Los resultados existentes hasta el momento son pioneros dado que es el primer registro palinológico procedente del PNOMP, siendo a su vez los datos de mayor altitud obtenidos hasta el momento en el Pirineo central (GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ *et al.*, 2006; PÉREZ-SANZ *et al.*, 2011). Cabe destacar que el diagrama resultante (Figura 8), a pesar de la mencionada altitud (por encima del límite del bosque), representa en sus centí-

metros superiores la vegetación existente en la actualidad en cotas altas del PNOMP de manera fidedigna, sin obviar no obstante señales de formaciones localizadas a menor altitud (árboles caducifolios y vegetación de carácter mediterráneo esencialmente, como *Betula*, *Corylus*, *Tilia*, *Quercus* caducifolio y perennifolio, entre otros), destacando en este sentido las proporciones de *Olea* de los 10 cm superiores, referidas a cultivos de olivo en cotas bajas del Prepirineo desde el s. XVI, lo que confiere a los datos un amplio espectro regional.

Los pinares son la formación arbórea dominante a lo largo de toda la secuencia, teniendo en cuenta que se trata de taxa de gran producción y dispersión polínica, lo que implica su amplia distribución en la región sin poder determinar su proximidad a la cuenca. Las proporciones de *Abies* y *Corylus* son las más destacadas entre el resto de AP (polen arbóreo y arbustivo), excepto en la parte superior del registro, cuando las actividades humanas (expansión de *Olea*) se hacen patentes en el paisaje. Las praderas de herbáceas están com-

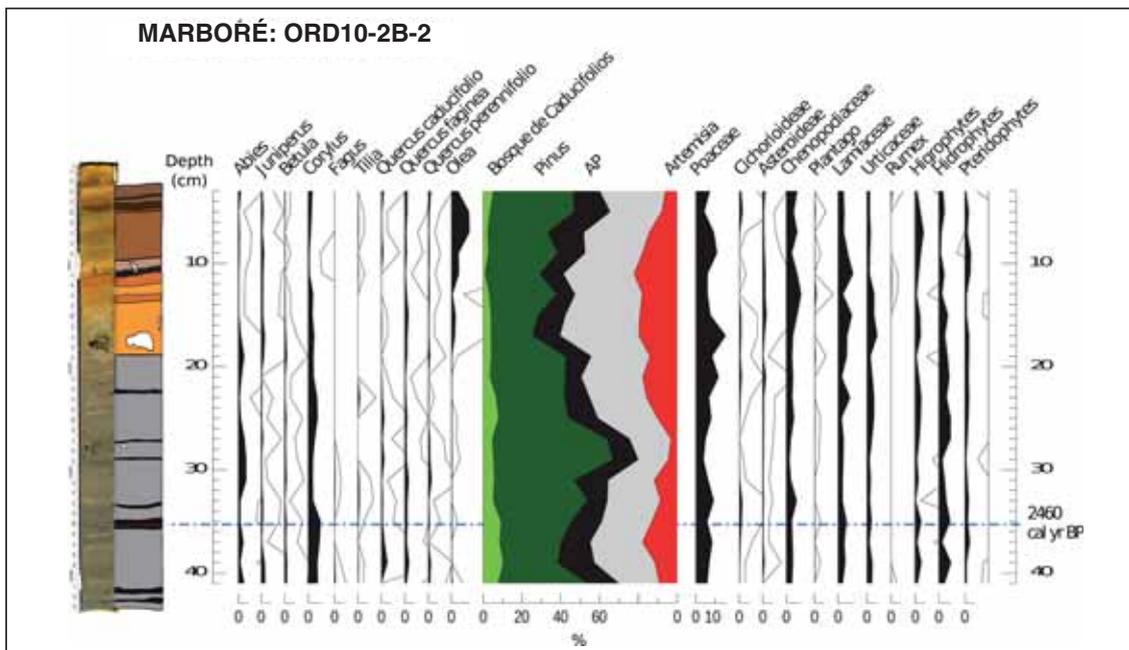
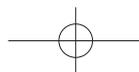


Figura 8. Resultados del análisis palinológico del sondeo ORD10-MAR-2B-2.

Figure 8. Pollinological data from ORD10-MAR-2B-2 core.



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

puestas, esencialmente, por las mismas familias que las componen en la actualidad (gramíneas mayoritariamente, además de quenopodiáceas y labiadas principalmente). Hay que destacar las proporciones de *Artemisia*, taxón considerado indicador de aridez y/o actividades antropogénicas en secuencias de altitud.

La composición vegetal registrada en el ibón de Marboré para los últimos 2500 años, revela un paisaje relativamente abierto (60% de AP de media) formado por un bosque mixto de coníferas mayoritariamente, y algunas frondosas en mucha menor proporción. El pino, aun siendo el taxón arbóreo dominante, alcanza con dificultad el 40% del polen total, lo que lo sitúa lejos de representar un pinar denso y/o próximo al lago (COURT-PICON *et al.*, 2005). Las proporciones de árboles caducifolios, junto con la presencia de *Abies*, los altos valores de taxa asociados a bosque caducifolio, las proporciones de acuáticas y la tendencia descendente de *Juniperus* en la base (Unidad sedimentaria 3), son reflejo de unas condiciones climáticas templadas y relativamente húmedas. Estas características son coherentes con el denominado Periodo Húmedo Íbero-Romano, y se han registrado en diversas secuencias en la Península Ibérica (VALERO-GARCÉS *et al.*, 2000; GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ *et al.*, 2008; MARTÍN-PUERTAS *et al.*, 2008; CORELLA AZNAR, 2011; PÉREZ-SANZ *et al.*, 2011).

Condiciones más frías que las de la época romana parecen haber sido el denominador común de la Baja Edad Media, a pesar de que los registros existentes recogen cierta variabilidad de temperatura en la Península Ibérica (DESPRAT *et al.*, 2003; CORELLA-AZNAR, 2011). Etapas húmedas y áridas se produjeron sincrónicamente en el norte y sur peninsular (MARTÍN-PUERTAS *et al.*; 2010). En general, este periodo es considerado de transición y gran complejidad ambiental, con un menor desarrollo de las estructuras sociales y económicas entre la caída del Imperio Romano y el desarrollo Medieval, y en la literatura anglosajona se denomina como "Dark Ages". Es el preámbulo a una situación que se intensificará con los mismos rasgos durante la Anomalía Climática Medieval, caracterizada por unas temperaturas cálidas y condiciones más secas en la mayor parte de Iberia

(MORENO *et al.* 2012) y del Pirineo (PÉREZ-SANZ *et al.*, 2011, 2013; MORELLÓN *et al.*, 2012).

Posteriormente se mezclan la señal climática y las actividades humanas en la evolución de la vegetación registrada en el ibón de Marboré. Entre los 25 y 5 cm, *Artemisia*, indicadora de paisajes abiertos, aridez y/o actividades antropogénicas, incrementa sus proporciones, al mismo tiempo que descienden las acuáticas, el bosque caducifolio y el AP en general. La PEH, un periodo reconocido como de intensificación del frío y gran variabilidad en las condiciones de humedad en el Pirineo (MORELLÓN *et al.*, 2012), se ve reflejado en la secuencia polínica obtenida con un gran incremento de los porcentajes de olivo y cierto descenso del AP, indicando procesos deforestadores a escala regional, coincidiendo con una mayor presión humana en las zonas de montaña. Curiosamente, en secuencias próximas de menor altitud como la de la Basa de la Mora (2000 m s.n.m.), la señal climática de la PEH es más evidente (PÉREZ-SANZ *et al.*, 2011, 2013) porque el impacto antrópico es menor y/o la señal polínica que recoge la cuenca, muy encajonada en el macizo de Cotiella, es más local que la del ibón de Marboré.

Las reconstrucciones de la evolución del paisaje en muchas secuencias pirenaicas consideran una modelación intensa del medio natural por parte de las actividades humanas durante los últimos 2000 años. Sin embargo, los resultados aportados por la secuencia polínica del ibón de Marboré y la próxima de la Basa de la Mora, apuntan a que la presión humana, aunque evidente desde hace al menos un milenio, es relativamente leve en altitud, y no condicionaría de manera determinante la evolución del medio vegetal hasta los últimos 700 años aproximadamente.

Los datos aportados por la secuencia polínica del ibón de Marboré hasta el momento sugieren que hasta la Pequeña edad del Hielo (PEH), la actividad antropogénica puede considerarse de impacto leve y, por tanto, la evolución de la vegetación refleja las características climáticas propias de cada periodo.



VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

Los Paleolagos de La Estiva y La Larri

La depresión kárstica de La Estiva es una depresión alargada NO-SE paralela al valle principal de Pineta. El relleno de esta cubeta kárstica, en su parte central, tiene un espesor mayor de 20 m y está compuesta por arcillas y limos de colores oscuros, que presentan algunas pasadas de gravas finas de clastos pizarrosos. Dataciones de restos orgánicos con ^{14}C AMS muestran que el relleno es del Holoceno (últimos 6000 años). El modelo cronológico nos muestra un primer periodo con tasas de sedimentación relativamente bajas (0,12 cm/año) en el lago de La Estiva entre hace 6000 y 3100 años que pasan a valores considerablemente mayores, 0,32 y 0,67 cm/año, entre hace 3100 y 1300 años. Los indicadores geoquímicos analizados permiten identificar cambios en algunos procesos de relleno de la cubeta durante este periodo. Así, por ejemplo, la relación Ca/Sr identifica una fase, entre hace 3000 y 3600 años antes del presente, con una mayor precipitación de carbonatos de origen lacustre, que coinciden con un cambio en la granulometría de los sedimentos, relación Zr/Rb, y en las condiciones redox (valores muy bajos en la relación Fe/Mn). Por su parte, el modelo de edad muestra un notable incremento en la tasa de sedimentación entre hace 3100 y 1300 años, que podrían estar relacionados con cambios en el paisaje y usos del suelo o en la intensidad de la esorrentía. Los últimos 1300 años las tasas de sedimentación retornan a valores similares a los observados en el comienzo de la secuencia coincidiendo con una reducción en la entrada de terrígenos a la cubeta de La Estiva.

El contexto geológico en el que se emplaza el valle de La Larri es singular, ya que se aloja en una estructura geológica peculiar, una ventana tectónica, en la que aflora un substrato impermeable, compuesto por rocas granitoides, migmatitas y areniscas y lutitas rojas del Triásico (RÍOS *et al.*, 1989; SAMSÓ, en prensa; ROBADOR *et al.*, 2010), lo que facilitó que, en relación con los procesos glaciares ocurridos durante el Pleistoceno, se produjera una importante acumulación de sedimentos glaciares, glacio-lacustres y fluviales. A pesar de su interés, debido al reducido tamaño de los afloramientos y a la labilidad de los materiales, la presencia de se-

dimentos glacio-lacustres en un lugar tan accesible y visitado como el valle de La Larri (Parque Nacional de Ordesa – Monte Perdido, Pirineo Osense) había pasado desapercibido hasta hace pocos años (SAMSÓ, en prensa; ROBADOR *et al.*, 2010; SALAZAR *et al.*, 2011).

El valle de La Larri está cerrado por una morrena lateral perteneciente al sistema glaciar de Pineta y presenta, además, depósitos fluviales y coluviales y un relleno de sedimentos asociados a la obstrucción del valle (Figura 9). Los aluviales actuales del río de La Larri están encajados en otros depósitos anteriores y forman tres niveles de terrazas. La terraza más alta (10-12 m de altura) es la mejor conservada, está presente en ambos lados del valle y puede interpretarse como una terraza de relleno (*fill-terrace*) asociada a la obstrucción glaciar. Los otros dos niveles de terrazas están presentes solo en la parte sureste del valle y se deben a los procesos de encajamiento posteriores (*cut-in-terraces*). En su zona más distal, los sedimentos de la terraza más alta incluyen un nivel basal de lutitas laminadas de origen lacustre y que quedan cubiertas por los depósitos fluviales (Figura 9). Este estudio ha puesto de manifiesto la existencia de una importante cubeta con una potencia de sedimentos superior a 60 m de los cuales cerca de 40 m corresponden a facies glacio-lacustres. Las dataciones mediante radiocarbono de algunas muestras de superficie y subsuelo permiten afirmar que la sedimentación en el paleolago se inició antes de los 35 ka y finalizó, con la colmatación completa de su cuenca y la ruptura de la morrena de cierre hace unos 11 ka años.

El relleno sedimentario de los llanos de La Larri constituye un complejo sedimentario de carácter yuxtaglaciario, similar en varios aspectos a otros que han sido estudiados previamente en el Pirineo, como el situado en Cerler (BORDANAU, 1993) o en Linás de Broto (MARTÍ BONO *et al.*, 2002), pero en relación con un importante sistema glaciar, el del Cinca, sobre el que se dispone de escasos datos. La exploración geofísica de subsuelo pone de manifiesto la gran potencia de relleno de este paleo-lago, que supera los 40 m en su parte más profunda (Figura 10). Este registro,



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

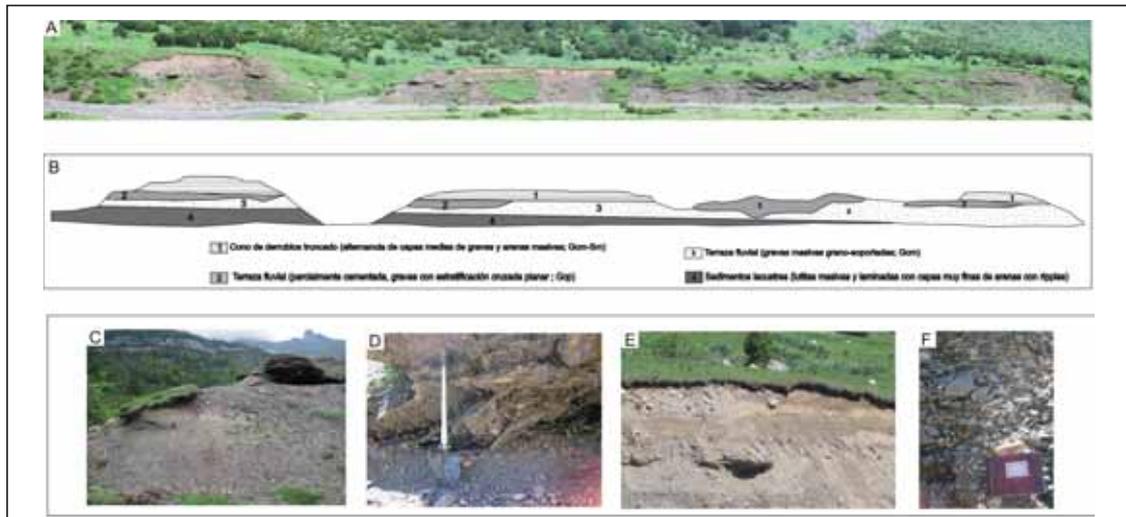


Figura 9. Fotografías de campo y esquema de las formaciones superficiales en dirección N-S de la margen derecha del río en los llanos de La Larri. A) fotocomposición del afloramiento; B) Esquema de las litofacies descritas en el texto correspondientes a la fotocomposición; C) Afloramiento lacustre; D) Litofacies de barras con estratificación cruzada planar; E) Litofacies de alternancia de arenas y gravas (cono de derrubios) y F) Detalle de la litofacies de las gravas masivas de las terrazas superiores.

Figure 9. Field photographs and sketch of the surface formations along a N-S axis in the right margin of the river in La Larri. A) Outcrop photo-composition; B) Lithofacies sketch; C) Outcrop of lacustrine facies; D) Fluvial bars with planar cross bedding; E) Gravel and sand lithofacies (aluvial fan) and F) Massive gravels from the upper terraces.

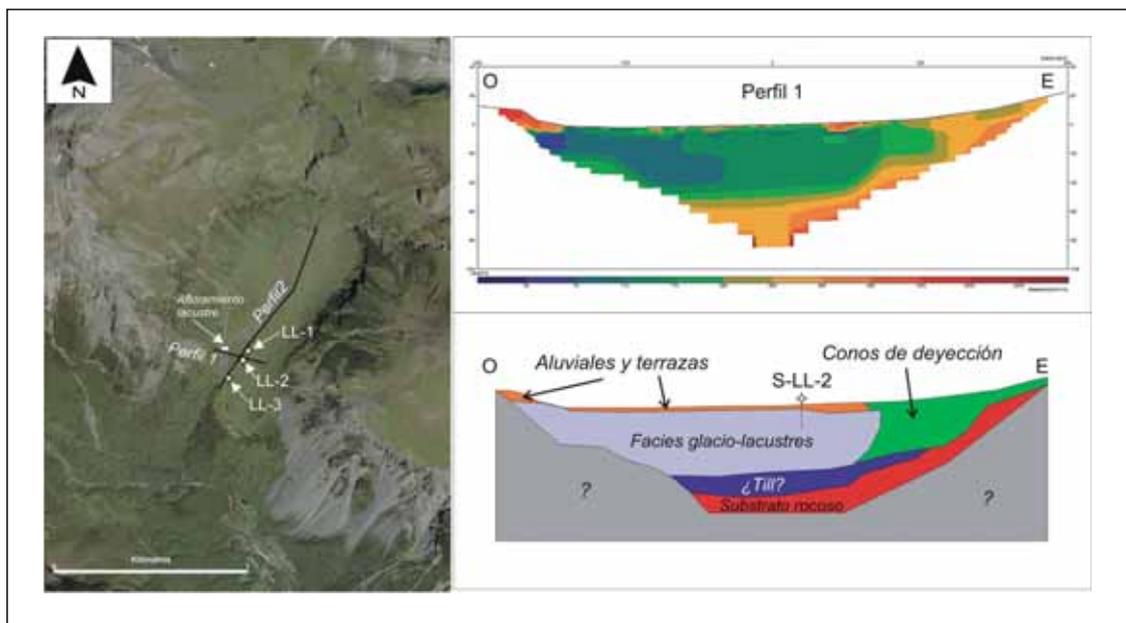


Figura 10. Ortofoto (SITAR) con la posición del afloramiento estudiado, sondeos (LL-1, LL-2, LL-3) y trazado de las líneas de tomografía eléctrica (perfil 1 y 2). Derecha. Perfil 1, transversal al valle, de tomografía eléctrica e interpretación del mismo.

Figure 10. Ortophoto (SITAR) with the location of the outcrop, cores (LL-1, LL-2, LL-3) and electric tomography profiles (1 and 2). Right: Electric tomography profile 1, transversal to the valley and interpretation.



VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

junto con el citado de Linás de Broto, constituye uno de los ejemplos de sedimentos glacio-lacustres más largos y, posiblemente, mas continuos del Pirineo, alcanzando un intervalo temporal que comprende, al menos, los últimos 25.000 años del Pleistoceno superior, incluyendo por tanto los momentos correspondiente al último máximo glacial global (LGM) y la transición al clima interglacial actual. Hay que destacar que la presencia de este paleo-lago está íntimamente relacionada con la peculiar estructura geológica de la ventana tectónica de La Larri, constituyendo así un lugar de gran interés tectónico y geomorfológico.

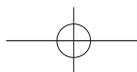
La tomografía eléctrica ha resultado ser una técnica de trabajo excelente en estos materiales, lo que ha permitido, junto con los datos de los sondeos, delimitar la geometría, espesor y distribución de facies de los sedimentos lacustres (Figura 10). Los perfiles de resistividad permiten afirmar que existe un registro de más de 40 m de lutitas glacio-lacustres, cuya naturaleza queda corroborada por los testigos obtenidos en los sondeos. En este sentido, como se puede observar en la figura B, los testigos procedentes de los sondeos LL2 y LL3, más distales, están compuestos por materiales predominantemente lutíticos y conductores, mientras que los del sondeo LL1, más proximal, son de materiales arenosos y limosos más resistivos.

Durante el máximo glacial local (LLGM), que debió ocurrir hace 64 ± 11 ka (LEWIS *et al.*, 2009), el hielo acumulado en el circo de Pineta alcanzó un espesor de al menos 450 – 500 m sobre el nivel actual del suelo, deducible de la posición que guardan las morrenas laterales más elevadas del valle de Pineta, y a lo que habría que sumar el que se acumularía en la más que probable sobreexcavación bajo el nivel actual del suelo que debió de existir en este lugar (NICOLÁS MARTÍNEZ, 1981). Es posible que, en relación con esta fase o con una inmediatamente posterior, se acumularan en el fondo de la cubeta de los llanos de La Larri un cierto espesor de till, según parece indicar los perfiles de tomografía eléctrica realizados (Figura 10).

La morrena lateral que cierra los llanos de La Larri y dio origen al paleo-lago, debe relacionarse con una fase posterior, durante la cual el espesor de hielo en el circo de Pineta quedo reducido a unos 300-350 m de espesor (diferencia de cota entre la morrena de los llanos de La Larri y el fondo actual del circo de Pineta). El glaciar de La Larri se desconectó del de Pineta, una disyunción temprana que debió verse favorecida por la existencia en la zona principal de acumulación de hielo en la cabecera del valle, el circo de La Munia, de un collado de difluencia hacia el sur, que comunicaba el circo con el valle de Petramula.

Las dataciones realizadas en el sondeo LL2 permiten afirmar que la sedimentación en el paleo-lago se inició antes de los 35 ka, una edad que viene a coincidir con la de la base de otros registros glacio-lacustres del Pirineo, 33,9 ka en el lago Tramacastilla del valle del Gállego (GARCÍA-RUÍZ *et al.*, 2003), como de otras localidades del norte de la Península: 38 ka del Lago Enol en los Picos de Europa (MORENO *et al.*, 2010) o 31,3 ka en la laguna del Hornillo en los Montes de Urbión (VEGAS, 2007). Por ello, la morrena de La Larri está probablemente relacionada con la fase glacial de edad 39–32 ka propuesta para el Pirineo por LEWIS *et al.* (2009).

Las facies y estructuras sedimentarias encontradas en el afloramiento de superficie y los sondeos, donde alternan arcillas masivas y laminadas, corresponden a ambientes lacustres de cierta profundidad, abundando también las estructuras que indican inestabilidad sedimentaria en el medio (deslizamientos o *slumpings*, cicatrices de erosión interna, cantos blandos) y una tasa de sedimentación elevada (estructuras de carga). La disposición de las facies lacustres indica así mismo que el aporte detrítico principal procedía del norte, del valle de La Larri, lo que dio lugar a la formación de un delta lacustre de carácter progradante, que avanzó en dirección sur a medida que el lago era colmatado de sedimentos. Así mismo, la presencia ocasional de clastos de tamaño grava embebidos en las lutitas lacustres (*dropstones*) indican condiciones de frío intenso, con presencia de hielo como agente de transporte, durante la sedimentación lacustre.



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

La sedimentación progradante en el lago dio como resultado final su colmatación y desaparición total, hace unos 11 ka años, bajo los depósitos fluviales del río, que cubrieron con un espesor de unos 10 m los sedimentos glacio-lacustres. Este hecho permitió que el río alcanzase así la morrena y comenzase a erosionarla, encajándose en ella y en los propios sedimentos fluviales, cuya superficie superior quedó colgada en forma de terraza.

Cartografía de aparatos glaciares y estudio de su evolución reciente

La cartografía de aparatos glaciares efectuada y el estudio de su evolución reciente se ha realizado siguiendo dos líneas de trabajo: a) cartografía de pérdidas de superficie; b) cartografía de pérdidas de espesor.

a) Cartografía de pérdidas de superficie

La cuantificación de los valores de superficie de los glaciares analizados se recoge en la tabla 3. En términos generales, la evolución de todos los cuerpos de hielo durante el período estudiado ha sido similar en su evidente tendencia regresiva, aunque con matizaciones por aparatos: pérdidas moderadas de área en el aparato Inferior de Monte Perdido, medias en el Superior de Monte Perdido y muy notables en el de Marboré. El período 1957-81 muestra una cierta estabilización

en los retrocesos de todos los aparatos, mientras que en el tramo temporal 1981-2006 se registran los mayores descensos en superficie.

En la actualidad, el glaciar Inferior de Monte Perdido es el mejor conservado y el que muestra los rasgos más dinámicos, con grietas de tracción longitudinales y transversales dispuestas a lo largo de toda su superficie; destaca la aparición de un pequeño islote-escarpe rocoso en su tramo medio central, claro síntoma de la pérdida de espesor que está afectando a todas las masas de hielo pirenaicas. El glaciar Superior va perdiendo entidad, al disminuir claramente su potencia, pero aún muestra grietas de tracción notables en su sector más oriental. Los tres aparatos de Marboré tienen el aspecto biselado típico de los heleros aunque, en los tres casos, todavía se aprecian grietas que permiten clasificarlos en la categoría transicional de glaciar-helero; el proceso de cubrimiento por mantos de derrubios es muy evidente en los tres aparatos (ligado a su emplazamiento al pie del cresterío Marboré-Cilindro, de fortísimas pendientes y labrado en litologías propensas a la fragmentación), y parece que acabará por cubrir pronto gran parte del hielo que aún se conserva.

b) Cartografía de pérdidas de espesor

La cuantificación de los valores de pérdida de volumen y espesor, junto a otros parámetros aso-

	Superficie PEH (ha)	Superficie 1957 (ha)	Superficie 1981 (ha)	Superficie 1999 (ha)	Superficie 2006 (ha)
Sup. Mte. Perdido	238,9	9,6	8,3	6,8	4,8
Inf. Mte. Perdido		45,3	40,1	37,1	33,7
Occ. Marboré		46,7	43,1	14,9	3,8
Central Marboré				5,4	
Or. Marboré				3,4	2,5
Total	238,9	101,6	91,5	62,2	50,2

Tabla 3. Valores de superficie en los glaciares analizados.

Table 3. Estimated values of surface area of the PNOMP glaciers.



VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

ciados, se recoge en la tabla 4. Las pérdidas en volumen total de hielo entre 1981-1999 ascendieron a 0,0106 km³, con una tasa de 594.259,27 m³ a⁻¹ (al no existir estimaciones de volumen para los glaciares del macizo en 1981 no es posible apreciar la importancia relativa de estas pérdidas sobre el total inicial de cada masa glacial). Asumiendo una densidad promedio para el hielo glacial de 0,9 g cm⁻³, la pérdida total de hielo en el macizo de Monte Perdido fue de 27,7 m a.e. (agua equivalente) (1,53 m a.e. a⁻¹).

En el glaciar Superior de Monte Perdido (Fig. 11), las pérdidas de superficie se repartieron por todo su perímetro y, fundamentalmente, por su sector frontal oriental. Las mayores disminuciones de espesor se concentraron en su frente (sectores central y occidental), donde aparecen bien representadas las pérdidas incluidas en los intervalos 20-25 m y 25-30 m. En el glaciar Inferior de Monte Perdido (Fig. 11) las pérdidas de superficie se concentraron en el extremo occidental del aparato y en su tramo frontal. Los glaciares-helero Occidental y Oriental de Marboré constituían un único glaciar en 1981, fragmentado en dos cuerpos en 1999 (Fig. 11). Las pérdidas de superficie se repartieron por todo el glaciar, incluyendo algunos de los sectores más elevados emplazados al pie de la alineación Marboré-Cilindro, y condujeron a esa fractura en dos cuerpos. Las pérdidas de espesor, muy notables e igualmente bien distribuidas, dejaban ya entrever el inminente desgajamiento de un nuevo fragmento –por ruptura del aparato occidental– que se confirmó tras el análisis de las fotografías aéreas verticales de 2006.

Respecto a los elementos que han condicionado la dinámica regresiva observada en los glaciares analizados, se ha confirmado para el área de estudio

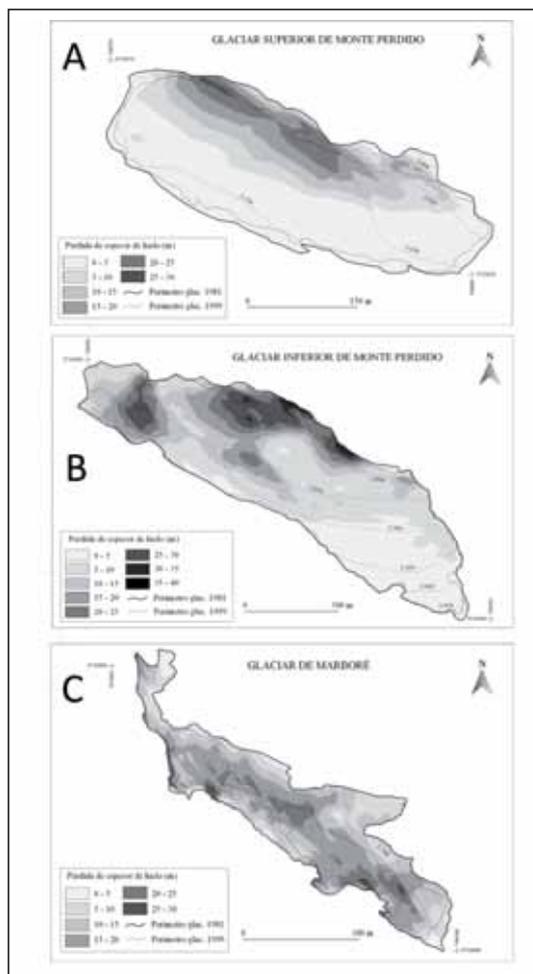


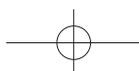
Figura 11. Pérdidas de extensión (se indican los perímetros glaciares en 1981 y 1999) y de espesor de hielo (1981-1999) en los glaciares Superior (A) e inferior (B) de Monte Perdido y en el glaciar de Marboré (C).

Figure 11. Surface extent loss (glacier perimeters in 1981 and 1999) and ice thickness (1981-1999) in the Upper (A) and Lower (B) Monte Perdido glaciers and in the Marboré glacier (C).

	Pérdidas volumen 1981-99 (m³)	Pérdidas espesor medio 1981-99 (m a.e.)	Índice PV/Sup
Sup. Mte. Perdido	564.265	6,2	6,77
Inf. Mte. Perdido	4.071.065	8,7	10,16
Marboré	6.061.337	12,8	14,05
Total	10.696.667	27,7	–

Tabla 4. Valores de pérdida de volumen y espesor en los glaciares analizados.

Table 4. Volume and thickness loss in the studied glaciers.



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

la presencia de un factor de control general ligado al comportamiento climático a nivel regional, caracterizado por el aumento de las temperaturas durante el período de ablación (fundamentalmente las temperaturas máximas, las que mayores repercusiones tienen en el balance de masa glaciar) y el descenso de las precipitaciones nivales durante el período de acumulación.

Dentro de los factores locales, asociados a la topografía, el retroceso observado a nivel de detalle en superficies y espesores glaciares en la zona de estudio puede relacionarse con las diferencias en las entradas de radiación solar incidente. Este factor es el que condiciona de una forma más estrecha la degradación glaciar en las fases finales de retroceso. Parámetros como la presencia de cubiertas de derrubios (por caída de bloques procedentes de las paredes de la caja glaciar o por afloramiento de material englaciar), que ralentiza los procesos de ablación y, por tanto, minimiza las pérdidas en superficie y volumen, y que son frecuentes en zonas en proceso de deglaciación, no tuvieron durante el periodo analizado excesiva importancia en los aparatos estudiados, aunque previsiblemente ralentizarán su degradación futura al hacerse más evidentes en los últimos años.

La tendencia de los últimos siglos de la evolución de los glaciares es claramente regresiva. Muy probablemente la gran morrena de Monte Perdido y las morrenas más externas, ya individualizadas de los glaciares Occidental y Central corresponden a la primera etapa (siglos XVII o XVIII), mientras que la rápida expansión que se superpone a las morrenas anteriores correspondería a la segunda etapa, es decir, a principios del siglo XIX. Desde entonces la temperatura media ha aumentado en la alta montaña pirenaica entre 0,85 y 1°C según las estimaciones realizadas por CHUECA *et al.* (1998), LÓPEZ-MORENO (2000) y GONZÁLEZ TRUEBA *et al.* (2008). Desde el final de la PEH, cuyo último máximo corresponde a la década de 1820, el proceso dominante en el circo de Marboré ha sido la deglaciación (MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS 1988; CHUECA *et al.*, 2002). CHUECA *et al.* (2005), distinguen varias etapas posteriores a ese máximo en el glaciar de la Maladeta, con especial intensi-

dad entre 1857 y 1901-1904, y desde 1981 hasta la actualidad. Hasta mediados del siglo XX el glaciar de Monte Perdido constaba de tres masas de hielo escalonadas, de las que la inferior (alimentada por avalanchas de hielo desde el glaciar intermedio) ya ha desaparecido. Las otras dos masas han entrado en una fase muy regresiva desde la década de 1980, disminuyendo algo en extensión pero sobre todo reduciendo su espesor. Así, el glaciar medio (ahora inferior) formaba un abrupto cortado de hielo que se precipitaba en frecuentes aludes hasta la base de la pared. Ahora es una masa biselada en su frente, por donde ya no asoma al borde del escarpe, habiéndose registrado pérdidas de espesor de hasta 40 m entre 1981 y 1999 (JULIÁN y CHUECA, 2007). Los glaciares Occidental y Central han pasado a ser pequeños heleros muy relacionados con canales de avalanchas que contribuyen a su mantenimiento. CHUECA *et al.* (2002) compararon la extensión ocupada por los glaciares pirenaicos al final de la PEH y en 1998-2000. En el caso de los glaciares del circo de Marboré se ha pasado de 238,9 ha a 62,1 ha, que en 2011 se habían reducido hasta 49,2 ha (Chueca y Julián, 2010).

CONCLUSIONES

La integración de los tres registros (La Larri, La Estiva y Marboré) ha proporcionado las primeras reconstrucciones paleoclimáticas para el PNOMP. El estudio de La Larri ha puesto de manifiesto la existencia de un importante paleolago originado por la morrena del glaciar de Pineta antes de los 35 ka y que finalizó por colmatación y rotura de la morrena hace unos 11 ka años. Este modelo cronológico indicaría que el glaciar de Pineta se había retirado completamente hasta las zonas de cabecera bastante antes de los 11 ka (comienzo del Holoceno). El registro de Marboré permite reconstruir la dinámica sedimentaria del lago durante los últimos ~11 ka. Facies, composición geoquímica y propiedades magnéticas identifican claramente ambientes sedimentarios con gran influencia glaciar en el periodo 11 – 9,2 ka cal BP, incluyendo el Holoceno Temprano. Durante el periodo 9,2 – 4,1 ka cal BP el aumento de la bioproduktividad, la mayor presencia de carbonatos



VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

detríticos, y una disminución generalizada en la concentración y variedad de minerales ferromagnéticos s.l. son coherentes con un periodo de clima más húmedo. En La Estiva, durante este periodo entre los 7 y los 3 ka las tasas de sedimentación son relativamente bajas (0,12 cm/año). La transición ca 5 – 4,5 ka cal BP es el cambio más significativo de todo el Holoceno. En Marboré está caracterizada por un aumento en la concentración de los minerales magnéticos, un descenso en TOC y de carbonatos detríticos que se interpretan como una respuesta al incremento de la aridez. En La Estiva se identifica una fase entre hace 3000 y 3600 años antes del presente, con una mayor precipitación de carbonatos de origen lacustre, que coinciden con un cambio en la granulometría de los sedimentos, relación Zr/Rb, y en las condiciones redox (valores muy bajos en la relación Fe/Mn). El notable incremento en la tasa de sedimentación en La Estiva entre hace 3100 y 1300 años, sugiere cambios importantes en el paisaje y en la intensidad de la escorrentía que llegaba al lago.

El análisis paleolimnológico de los últimos 3000 años en sondeos litorales de Marboré revela numerosas fluctuaciones hidrológicas, con niveles más bajos durante el periodo 2150-1050 cal yr BP, en particular al final del Periodo Cálido Romano, en la mitad de la Alta Edad Media y durante la Anomalía Climática Medieval. Durante la Pequeña Edad del Hielo se registra un aumento en el aporte de agua y sedimentos al lago. Desde el final del LIA y hasta el presente encontramos los niveles más altos de productividad orgánica de los últimos 3000 años. La concentración en Pb refleja el influjo de la contaminación global por plomo y las actividades mineras en el valle del Alto Cinca desde el periodo romano.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

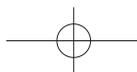
- AO, H., DENG, CH., DEKKERS, M.J. Y LIU, Q., 2010: Magnetic mineral dissolution in Pleistocene fluvio-lacustrine sediments, Nihewan Basin (North China). *Earth and Planetary Science Letters* 292, 191–200.
- BORDONAU, J. 1993: The upper Pleistocene ice-lateral till complex of Cerler (Esera Valley, central southern Pyrenees: Spain). *Quaternary International* 18, 5-14.
- COHEN, A.S., 2003: *Paleolimnology. The history and evolution of lake systems.* Oxford University Press, New York.

Los datos aportados por la secuencia polínica del ibón de Marboré muestran que hasta la Pequeña Edad del Hielo (PEH), la actividad antropogénica puede considerarse de impacto leve y, por tanto, la evolución de la vegetación refleja las características climáticas propias de cada periodo con una rápida respuesta de la vegetación regional a los cambios durante los últimos milenios, en particular el Periodo Íbero-Romano, la Anomalía Climática Medieval y la Pequeña Edad del Hielo.

La nueva cartografía de detalle del circo de Marboré sugiere que la gran morrena de Monte Perdido y las morrenas más externas, ya individualizadas de los glaciares Occidental y Central, corresponden a la primera etapa de la Pequeña Edad del Hielo (siglos XVII o XVIII). La rápida expansión que se superpone a las morrenas anteriores correspondería a la segunda etapa, es decir, a principios del siglo XIX. La tendencia de los últimos siglos de la evolución de los glaciares es claramente regresiva. Los factores fundamentales en el retroceso glacial durante las últimas décadas son el aumento de las temperaturas durante el período de ablación (fundamentalmente las temperaturas máximas) y el descenso de las precipitaciones nivales durante el período de acumulación.

AGRADECIMIENTOS

Proyecto financiado por el Organismo Autónomo Parques Nacionales *Dinámica glacial, clima y vegetación en el Parque Nacional de Ordesa - Monte Perdido durante el Holoceno* (ref: 83/2009). Agradecemos a todo el personal del PNOMP su apoyo para la realización de los trabajos de campo.



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

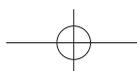
- COPONS, R., BORDONAU, J. 1994: La Pequeña Edad del Hielo en el Macizo de la Maladeta (alta cuenca del Ésera, Pirineos centrales). En: *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones* (C. Martí-Bono y J.M. García-Ruiz, eds.), Geoforma Ediciones, Logroño, pp. 111-124.
- CORELLA AZNAR, J. P. 2011: *Climate and Human Impact in Northern Spain Since Mid-Holocene: the 30 High Resolution Records of Lakes Arreo and Montcortes*, Tesis Doctoral, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza (Spain), 223 pp.
- COURT-PICON, M., BUTTLER, A. AND DE BEAULIEU, J-L. 2005: Modern pollen-vegetation relationships in the Champsaur valley (French Alps) and their potential in the interpretation of fossil pollen records of past cultural landscapes. *Review of Palaeobotany and Palynology* 135, 13–39.
- CHANNEL, J. E. T., AND C. MCCABE, 1994: Comparison of magnetic hysteresis parameters of unre-magnetized and remagnetized limestones, *J. Geophys. Res.*, 99, 4613–4623.
- CHUECA, J., JULIÁN, A. 1996: Datación de depósitos morrénicos de la Pequeña Edad del Hielo: macizo de la Maladeta. En: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios* (A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas, eds.), Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 171-182.
- CHUECA, J., JULIÁN, A. 2010: Dinámica de los glaciares del Pirineo aragonés: resultados de la campaña glaciológica del año 2011. *Boletín Glaciológico Aragonés* 11, 9-183.
- CHUECA, J., JULIÁN, A., PEÑA MONNÉ, J.L., 2002: Comparación de la situación de los glaciares del Pirineo español entre el final de la Pequeña Edad del Hielo y la actualidad. *Boletín Glaciológico Aragonés* 3, 13–41.
- CHUECA, J., PEÑA, J.L., LAMPRE, F. Y JULIÁN, A. 1998: La Pequeña Edad del Hielo en el Pirineo Central meridional: influencias paleoambientales a partir de datos geomorfológicos. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti, eds.), Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 307-328.
- CHUECA CÍA, J., JULIÁN ANDRÉS, A., SAZ SÁNCHEZ, M.A., CREUS NOVAU, J., LÓPEZ-MORENO, J.I. 2005: Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology* 68, 167-182.
- DAY, R., FULLER, M., SCHMIDT, V.A., 1977: Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 260–267.
- DESPRAT, S., SÁNCHEZ GOÑI, M.F., LOUTRE, M.F. 2003: Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data, *Earth and Planetary Science Letters*, 213 (1–2), 63-78.
- DUNLOP, D.J. 2002: Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, 107, doi:10.1029/2001JB000486
- GARCÍA-RUIZ, J. M., MORENO, A., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., VALERO-GARCÉS, B., Y MARTÍ-BONO, C., 2010: La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología* 24, 35–46.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., MARTÍ-BONO, C., VALERO, B. Y GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., 2001: La evolución de los glaciares del Pleistoceno Superior en el Pirineo Central español. El ejemplo de los glaciares de Escarra y Lana Mayor, Alto Valle del Gállego. *Cuaternario y Geomorfología*, 15 (1-2), 103-120.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., VALERO-GARCÉS, B. L., MARTÍ-BONO, C., Y GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., 2003: Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science* 18, 61-72.
- GELLATLY, A.F.; GROVE, J.M. & SWITSUR, V.R. 1992: Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees. *The Holocene*, 2 (3), 266-270.
- GEYH, M.A., GROSJEAN, M., NÚÑEZ, L., SCHOTTERER, U. 1999: Radiocarbon Reservoir Effect and the Timing of the Late-Glacial/Early Holocene Humid Phase in the Atacama Desert (Northern Chile). *Quaternary Research* 52, 143–153.



VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

- GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., VALERO-GARCÉS, B. L., MORENO, A., JALUT, G., GARCÍA-RUIZ, J. M., MARTÍ-BONO, C., DELGADO-HUERTAS, A., NAVAS, A., OTTO, T., Y DEDOUBAT, J. J., 2006: Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66, 38-52.
- GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., VALERO-GARCÉS, B. L., MORENO, A., MORELLÓN, M., NAVAS, A., MACHÍN, J. & DELGADO-HUERTAS, A. 2008: Vegetation changes and Hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Lateglacial: saline lake records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259, 157-181
- GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., MARTÍN MORENO, R., SERRANO, E. 2005. El glaciario de la Pequeña Edad del Hielo en las montañas ibéricas. Síntesis y estado actual del conocimiento. *Cuaternario y Geomorfología* 21 (1-2), 57-86.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., MARTÍN MORENO, R., MARTÍNEZ DE PISÓN, E., SERRANO, E. 2008: «Little Ice Age» glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *Holocene* 18, 551-568.
- HUNT, C. P., B. M. MOSKOWITZ, y S. K. BANERJEE, 1995: Magnetic properties of rocks and minerals, in *Rock Physics & Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*, AGU Ref. Shelf, vol. 3, edited by T. J. Ahrens, pp. 189–204, AGU, Washington, D. C., doi:10.1029/RF003p0189.
- JACKSON, M. 1990: Diagenetic sources of stable remanence in remagnetized Paleozoic cratonic carbonates: A rock magnetic study, *J. Geophys. Res.*, 95, 2753–2761.
- JALUT G., AMAT A.E., BONNET L., GAUQUELIN T. AND FONTUGNE M. 2000: Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160, 255-290.
- JOHNSEN, S., CLAUSEN, H., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B., STEFFENSEN, J., 1992: Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311–313.
- JULIÁN, A., CHUECA, J. 2007: Pérdidas de extensión y volumen en los glaciares del macizo de Monte Perdido (Pirineo central español): 1981-1999. *Boletín Glaciológico Aragonés* 8, 31-60.
- KING J.W. and CHANNEL J.E.T., 1991: Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. *Rev. Geophys. Suppl. (IUGG Report-Contributions in Geomagnetism and Paleomagnetism* 29, 358-370.
- LEVY, D.B., BARBARICK, K.A., SIEMER, E.G., Y SOMMERS, L.E. 1992: Distribution and partitioning of trace metals in contaminated soils near Leadville, Colorado. *J Environ Qual*, 21, 185–195
- LEWIS, C. J., MCDONALD, E. V., SANCHO, C., PEÑA, J. L., y RHODES, E. J., 2009: Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* 67, 141–152.
- LIU, Q., HU, P., TORRENT, J., BARRÓN, V., ZHAO, X., JIANG, Z., SU, Y., 2010: Environmental magnetic study of a Xeralf chronosequence in northwestern Spain: Indications for pedogenesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293, 144–156.
- LÓPEZ-MORENO, J.I. 2000: Los glaciares del alto valle del Gállego (Pirineo Central) desde la Pequeña Edad del Hielo. Implicaciones en la evolución de la temperatura. *Geoforma Ediciones*, Logroño, 77 pp.
- MARTÍ-BONO, C., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., VALERO-GARCÉS, B., GARCÍA-RUIZ, J. M. 2002: El depósito glaciolacustre de Linás de Broto (Pirineo aragonés) y su implicación paleoambiental. En *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio: Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología*, A. Pérez González, J. Vegas Salamanca, M.J. Machado (eds.), Madrid, pp. 77-83.
- MARTÍN MORENO, R. 2004: Comparación de dos glaciares: Longyearbreen (Spitsbergen) y Monte Perdido (Pirineos). Características y evolución desde la Pequeña Edad del Hielo. *Ería* 63, 5-22.
- MARTÍN-PUERTAS, C., VALERO-GARCÉS, B. L., MATA, M. P., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., BAO, R., MORENO, A., AND STEFANOVA, V. 2008: Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: the Zoñar Lake record, Cordoba, *The Holocene*, 18, 907–921.



Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

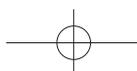
- MARTÍN-PUERTAS, C., JIMENEZ-ESPEJO, F., MARTÍNEZ-RUIZ, F., NIETOMORENO, V., RODRIGO, M., MATA, M. P., AND VALERO-GARCÉS, B. L. 2010: Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach, *Clim. Past*, 6, 807–816.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. & ARENILLAS, M. 1988: Los glaciares actuales del Pirineo español. En: *La nieve en el Pirineo Español*. MOPU, Madrid, 29-98.
- MAYEWSKI P.A., ROHLING E.J., STAGER J.C., KARLÈN W., MAASCH K.A., MEEKER L.D., MEYERSON E.A., GASSE F., VAN KREVELD S.A., HOLMGREN C.A., LEE-THORP J.A., ROSQVIST G., RACK F., STAUBWASSER M., SCHNEIDER R. ANDY STEIG E.J. 2004: Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.
- MONTERRAT-MARTÍ, J. 1992: Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico., 147 pp., Zaragoza.
- MORELLÓN, M., VALERO-GARCÉS, B., VEGAS-VILARRÚBIA, T., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., ROMERO, Ó., DELGADO-HUERTAS, A., MATA, P., MORENO, A., RICO, M. y CORELLA, J. P., 2009: Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28, 2582-2599.
- MORELLÓN, M., PÉREZ-SANZ, A., CORELLA, J.P., BÜNTGEN, U., CATALÁN, J., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J., LÓPEZ-SÁEZ, J.A., MORENO, A., PLA-RABES, S., SAZ-SÁNCHEZ, M.A., SCUSSOLINI, P., SERRANO, E., STEINHILBER, F., STEFANOVA, V., VEGAS-VILARRÚBIA, T., VALERO-GARCÉS, B. 2012: A multi-proxy perspective on millenium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Climate of the Past*, 8, 683–700.
- MORENO, A., VALERO-GARCÉS, B. L., JIMÉNEZ-SANCHEZ, M., DOMÍNGUEZ, M., MATA, M. P., NAVAS, A., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., STOLL, H., FARIAS, P., MORELLÓN, M., CORELLA, P., RICO, M. 2010. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science* 25, 1.076-1.091.
- MORENO, A., LÓPEZ-MERINO, A., LEIRA, M., MARCO-BARBA, J., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., VALERO-GARCÉS, B., LÓPEZ-SÁEZ, J., SANTOS, L., MATA, P., e ITO, E. 2011: Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology* 46,327–349.
- MORENO, A., PEREZ, A., FRIGOLA, J., NIETO-MORENO, V., RODRIGO-GAMIZ, M., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., MORELLÓN, M., MARTÍNPUERTAS, C., CORELLA, J. P., BELMONTE, A., SANCHO, C., CACHO, I., HERRERA, G., CANALS, M., JIMENEZ-ESPEJO, F., MARTÍNEZ-RUIZ, F., VEGAS, T., AND VALERO-GARCÉS, B. L. 2012: The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records, *Quaternary Sci. Rev.*, 43: 16-32.
- MUÑOZ, J.A 1992: Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section. In: *Thrust tectonics*. Ed: K.R. McClay. Chapman y Hall. London: 235-246.
- MYRBO, A., MORRISON, A., y MCEWAN, R. 2011: Tool for Microscopic Identification (TMI). <http://tmi.laccore.umn.edu>.
- NICOLÁS-MARTÍNEZ, P.M., 1981: Morfología del circo de Tucarroya (Macizo Monte Perdido, Pirineo Aragonés).
- OLDFIELD, F. 1991: Environmental magnetism -A personal perspective. *Quaternary Science Reviews* 10, 73-85,
- OLIVA URCIA, B., A. Moreno, B. Valero Garcés, P. Mata, Grupo HORDA (2013). Magnetismo y cambios ambientales en registros terrestres: El Lago de Marboré, Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (HUESCA). *Cuadernos de investigación Geográfica* 39 (1), 117-140.
- 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, U. Zaragoza, 290pp.
- OPDYKE, N. D. Y CHANNEL, J.E.T., 1996: Magnetic stratigraphy. *International Geophysics Series*. Academic Press. 64. 346pp.

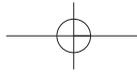


VALERO, B. Y COLS.

«Dinámica glacial, clima y vegetación en Ordesa en el Holoceno»

- ORTEGA, B., CABALLERO, M., LOZANO, S., VILA CLARA, G., RODRIGUEZ, A., 2006: Rock magnetic and geochemical proxies for iron mineral diagenesis in a tropical lake: Lago Verde, Los Tuxtlas. East-Central Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.* 250, 444–458.
- PÉREZ-SANZ, A., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., VALERO-GARCÉS, B.L., MORENO, A., MORELLÓN, M., SANCHO, C., BELMONTE, A., GIL-ROMERA, G., SEVILLA, M., y NAVAS, A. 2011: Clima y actividades humanas en la dinámica de la vegetación durante los últimos 2000 años en el Pirineo Central: el registro palinológico de la Basa de la Mora (Macizo de Cotiella). *Zubía* 23: 17-38.
- PÉREZ-SANZ, A., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., MORENO, A., VALERO-GARCÉS, B., GIL-ROMERA, G., RIERADEVALL, M., TARRATS, P., LASHERAS-ÁLVAREZ, L., MORELLÓN, M., BELMONTE, A., SANCHO, C., SEVILLA-CALLEJO, M., NAVAS, A. 2013: Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the Central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 73, 149-169.
- PÉREZ-OBÍOL, R., JALUT, G., JULIÀ, R., PÈLACHS, A., IRIARTE, M.J., OTTO, T., HERNÁNDEZ-BELOQUI, B., 2011. Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. *The Holocene* 21 (1), 75-93.
- PETERS, C., AND M. J. DEKKERS 2003: Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size, *Phys. Chem. Earth*, 28, 659–667, doi: 10.1016/S1474-7065(03)00120-7.
- PLA, S., Y CATALÁN, J. 2005: Chrysophyte cysts from lake sediments reveal the submillennial winter / spring climate variability in the northwestern Mediterranean region throughout the Holocene. *Climate Dynamics* 24, 263–278.
- REIMER, P. J., BAILLIE, M. G. L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C. E., BURR, G. S., EDWARDS, R. L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P. M., GUILDERSON, T. P., HAJDAS, I., HEATON, T. J., HOGG, A. G., HUGHEN, K. A., KAISER, K. F., KROMER, B., MCCORMAC, F. G., MANNING, S. W., REIMER, R. W., RICHARDS, D. A., SOUTHON, J. R., TALAMO, S., TURNEY, C. S. M., VAN DER PLICHT, J., y WEYHENMEYER, C. E., 2009: IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- RÍOS ARAGÜÉS, L. M., GALERA FERNÁNDEZ, J. M., BARETINO FRAILE, D. 1989: Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja nº 146 - Bujaruelo. ITGE, 65, Madrid. (mapa a 1:50.000).
- ROBADOR, A., SAMSÓ, J. M., PUJALTE, V., OLIVA, B., GIL, I., SOTO, R., PAYROS, A., ROSALES, I., TOSQUELLA ANGRILL, J. 2010: 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. En *Proyectos de Investigación en Parques Nacionales: 2006-2009*, L. Ramírez, B. Asensio (eds.), Ministerio de Medio Ambiente - OAPN, Madrid, pp. 7-28.
- ROBERTS, A., Y. CUI, AND L. VEROSUB, 1995: Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems, *J. Geophys. Res.*, 100, 17,909– 17,924, 1995.
- SALAZAR, A., MATA, P. y VALERO-GARCÉS, B. L., 2011: Lateglacial lacustrine sediments in La Larri (Pineta valley, Pyrenees, N. Spain). IAS abstract, pp.28760-28760.
- SALAZAR RINCÓN, A., MATA CAMPO, P., RICO HERRERA, M.T., VALERO-GARCÉS B.L., OLIVA URCIA, B., IBARRA, P., RUBIO, F.M. Y GRUPO HORDA. 2013: El paleolago de La Larri (valle de Pineta, Pirineos): significado en el contexto del último máximo glacial en el Pirineo. *Cuadernos De Investigación Geográfica (Universidad de la Rioja)*. 39 (1), 81-100.
- SALABARNADA, A. 2011: Recent depositional evolution of a high altitude, alpine lake: Marboré lake (Ordesa-Monte Perdido National Park, Spanish Pyrenees). Trabajo Fin de Máster en Cambio Global (CSIC-UIMP). 46 pp.
- SAMSÓ, J. M. En prensa. Mapa Geológico del Parque Nacional de Ordesa Monte Perdido (Escala 1:25.000). IGME, Madrid.





Proyectos de investigación en parques nacionales: 2009-2012

- SCHNURRENBERGER, D., RUSSELL J., and KELTS, K. 2003: Classification of lacustrine sediments based on ARM, TRM and magnetic interactions: Concentration dependence. *Earth and Planetary Science Letters*, 42, 451–455.
- TAUXE, L., T. A. T. MULLENDER, AND A. PICK, 1996: Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis, *J. Geophys. Res.*, 101, 571– 583.
- VALERO-GARCÉS, B.L., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., DELGADO-HUERTAS, A., NAVAS, A., MACHÍN, J. Y KELTS, K. 2000. Late Glacial and Late Holocene environmental and vegetational change in Salada Mediana, Central Ebro Basin, Spain. *Quaternary International* 73/74, 29-46.
- VEGAS, J. 2007: Análisis digital de imágenes de microscopía Electrónica de ritmitas siliciclásticas. Interpretación limnogeológica de los registros lacustres de origen glaciar (NO Sistema Ibérico). *Cuaternario y Geomorfología* 21, 49-75.
- VEROSUB, K. L., AND A. P. ROBERTS. 1995: Environmental magnetism: Past, present, and future. *Journal of Geophysical Research* 100, 2175-2192.
- WANG, H., LIU, H., ZHU, J., y YIN, Y., 2010: Holocene environmental changes as recorded by mineral magnetism of sediments from Anguli-nuur Lake, southeastern Inner Mongolia Plateau, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 285, 30-49.
- WILLIAMSON, D., JELINOWSKA, A., KISSEL, C., TUCHOLKA, P., GIBERT, E., GASSE, F., MASSAULT, M., TAIEB, M., VAN CAMPO, E., WIECKOWSKI, K., 1998: Mineral-magnetic proxies of erosion/oxidation cycles in tropical maar-lake sediments (Lake Tritrivakely, Madagascar): paleoenvironmental implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 155, 205–219.

