



**Caracterización ambiental del holoceno reciente en
el Ibón de Marboré, Huesca, Pirineo Central:
Primeros resultados del análisis palinológico**

Autor: María Leunda Esnaola

Institución: Coordinadora Estatal de Ciencias Ambientales (CECAA)

Otros autores: Penélope González-Sampériz (Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC)

Resumen

Los depósitos lacustres han sido ampliamente utilizados para reconstruir los ambientes del pasado. La combinación de diferentes indicadores ('proxies') a partir de diversos archivos paleoclimáticos, como por ejemplo los sedimentos lacustres, ha permitido la identificación de numerosas oscilaciones y cambios climáticos rápidos. La palinología es la disciplina paleoecológica más utilizada a la hora de caracterizar los cambios de vegetación sucedidos durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno. Se basa en que los granos de polen y esporas producidas en la reproducción de las plantas, pueden ser incorporadas y preservadas en lagos, turberas, humedales u otros sedimentos susceptibles de ser analizados para reconstruir la vegetación del área.

En esta comunicación técnica, se presentan los resultados preliminares del análisis palinológico llevado a cabo en la parte superior de la secuencia lacustre procedente del ibón de Marboré (Pirineo Central). Esta secuencia cubre, aproximadamente, los últimos 2000 años de historia ambiental en la zona.

El Ibón de Marboré (42° 41' N, 0° 02' E) se encuentra a 2.612 m s.n.m., dentro del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, siendo esta secuencia la de mayor altitud obtenida hasta la fecha en la región. Con este trabajo, se pone de manifiesto el potencial que poseen los registros lacustres de altitud para la reconstrucción paleoambiental de carácter regional. A pesar de situarse por encima del límite del bosque, la secuencia de Marboré refleja los cambios de vegetación acaecidos en la zona. La gran proporción de Abies y de bosque caducifolio durante el Periodo Húmedo Íbero Romano (0-500 A.D.), el descenso general de los taxones arbóreos durante las Dark Ages (500-900 A.D.), el significativo aumento de Artemisia durante el Periodo Cálido Medieval (900-1300 A.D.), la expansión de Olea durante la Pequeña Edad de Hielo (1300-1850 A.D.), y el aumento de los taxones arbóreos durante la Era Industrial (1850 A.D.- actualidad), resultan acordes con la información paleoambiental conocida hasta el momento en la región. Los datos obtenidos en este trabajo han podido correlacionarse con otras secuencias del Pirineo Central. Actualmente, se está aumentando la resolución de trabajo de la secuencia completa (últimos 10.500 años) con el objetivo de reconstruir la dinámica de la vegetación en la alta montaña Pirenaica.

Palabras clave: cambio climático; palinología; paleoclimático; Marboré; Pirineos; lacustres; vegetación;

1. Introducción

1.1. Cambios climático-ambientales

El clima de la Tierra presenta variaciones a diferentes escalas de tiempo, tanto interanuales como a escala geológica (millones de años). Estas variaciones son el resultado de factores internos (vulcanismo, corrientes oceánicas) y externos, asociados a causas naturales (cambios orbitales, actividad solar), pero también a causas antropogénicas (Mann, 2007).

Los paisajes y ecosistemas de todo el mundo son por ello producto de procesos naturales y culturales que han ido dándoles forma a lo largo del tiempo. Durante el último millón de años, el principal factor han sido los cambios climáticos, pero a partir del fin de la última glaciación hace 11.700 años, el impacto del ser humano en el medioambiente ha ido en aumento.

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 (1200.000-11.700 BP). De todos modos, aunque el rango de variación de temperatura del Holoceno ha sido menor que en periodos glaciares (Johnsen et al., 1992), las reconstrucciones climáticas realizadas en ambientes continentales a partir de archivos lacustres han permitido describir grandes variaciones a escala global (Cohen, 2003) y regional (Valero-Garcés & Moreno, 2011), registrando tanto cambios milenarios (Morellón et al., 2009) como de pocos cientos de años (Pérez-Sanz et al., 2013).

De hecho, la combinación de diferentes indicadores (“proxies”) en diversos archivos paleoclimáticos ha permitido la identificación de numerosas oscilaciones y cambios climáticos rápidos (CCR), incluso en periodos de tiempo relativamente cortos y recientes como los últimos 2.000 años (Roberts et al., 2012; Moreno et al., 2012): El Periodo Húmedo Íbero Romano (0-500 A.D.), el periodo caracterizado como “*Dark Ages*” (500-900 A.D.), el Periodo Cálido Medieval (900-1300 A.D.), la Pequeña Edad de Hielo (1300-1850 A.D.) y el periodo actual de calentamiento (Valero-Garcés et al., 2006; Martín-Puertas et al., 2008; Morellón et al., 2011, 2012), son cinco fases bien diferenciadas y cada vez mejor caracterizadas en términos de temperatura y variabilidad en la precipitación incluso a nivel global (Mann & Jones, 2003).

La variabilidad climática durante el último milenio ha sido atribuida, entre otras causas, a variaciones en la irradiación solar (Wanner et al., 2008), pero el rol que juega la NAO (North Atlantic Oscillation) ha sido recientemente sugerido para explicar las diferencias existentes en cuanto a humedad durante el Periodo Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo (Trouet et al., 2009, 2012).

1.2. Potencial de los sedimentos lacustres

Los depósitos lacustres han sido ampliamente utilizados para reconstruir ambientes del pasado. En comparación con otros archivos continentales, los sedimentos lacustres proporcionan registros estratigráficos relativamente largos y continuos, de los cuales se pueden obtener detalladas series de tiempo de los cambios acaecidos en su entorno. El hecho de que se trate de registros continuos resulta esencial para estimar las edades de los cambios y para calcular los ratios de deposición (Anderson et al., 2007). De hecho, los lagos suponen un repositorio natural de información ambiental ya que los materiales que

se depositan en ellos provienen de la atmósfera y de la escorrentía superficial (dependiendo del tipo de cuenca lacustre, características limnológicas del lago, vegetación del entorno, etc).

La mayoría de los lagos de alta montaña fueron originados durante la última Glaciación debido a la acción del hielo sobre la roca firme, por lo que, generalmente, suelen ser ecosistemas jóvenes. A pesar de su rol aparentemente marginal en el Sistema Tierra, los lagos de montaña son particularmente sensibles a cualquier tipo de cambio en el entorno que los rodea, lo que les hace especialmente apropiados para determinados estudios ecológicos y ambientales (Catalan et al., 2006). Además, si combinamos la sensibilidad de los ecosistemas lacustres de alta montaña a las influencias externas con su posición remota respecto a áreas altamente humanizadas, resulta que los lagos de montaña son excelentes centinelas para los cambios ambientales del pasado y del presente que no tienen que estar relacionados con actividades del hombre en su entorno.

1.3. La palinología como herramienta paleoambiental

La palinología es la disciplina paleoecológica más utilizada para caracterizar los cambios de vegetación sucedidos durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno. Se basa en que los granos de polen y las esporas producidas en la reproducción de las plantas, pueden ser incorporadas y preservadas en lagos, turberas, humedales u otros sedimentos susceptibles de ser analizados para reconstruir la vegetación del área (Roberts, 1998).

Existen diversas razones por las que el polen y las esporas son considerados valiosos indicadores de condiciones del pasado:

- En primer lugar, son fácilmente preservados gracias a su química estructural (Moore & Webb, 1978).
- Una segunda característica importante de estos microfósiles es su pequeño tamaño. Tienen un rango de medida de 10-150 μm (Bradley, 1999), y por consiguiente tienden a ser transportados a cierta distancia desde su fuente, suspendidos en las masas de aire (Moore & Webb, 1978).
- Otra tercera característica de las esporas y de los granos de polen es que su estructura y escultura pueden hacer de ellos objetos altamente reconocibles (Moore & Webb, 1978).
- La cuarta característica útil de estos microfósiles es la abundancia en la que aparecen en muchos sedimentos. Y es la abundancia la que permite hacer un registro cuantitativo (Moore & Webb, 1978).

Sin embargo, los registros polínicos no reflejan directamente la abundancia de las plantas (Figura 1) debido a diferentes factores tales como la diferencia en la producción polínica entre diferentes especies, el modo de dispersión de los diferentes granos de polen y la conservación diferencial de los taxones entre sí (Prentice, 1988). Por eso, algunos taxones pueden encontrarse sobre-representados y otros sub-representados en las muestras de polen (Mourelle & Prieto, 2012). La cantidad de polen producido suele ser inversamente proporcional a la probabilidad de fertilización. De este modo, especies con polinización anemófila (cuyo agente de dispersión es el viento) producen grandes cantidades de granos de polen y frecuentemente aparecen sobre-representados en los registros. Contrariamente, el polen de las especies zoófilas (cuyo agente de dispersión

son los animales) responde a una baja productividad (Fægri & Iversen, 1989). Mucho menos polen aún producen las plantas autógamas, que se verán ampliamente sub-representadas en el espectro polínico (Bradley, 1999).

El viento también ocasiona diferencias entre la vegetación real y la reconstruida, ya que los granos de las especies anemófilas pueden ser transportados y posteriormente depositados en zonas muy alejadas a la fuente, mientras que otras especies más cercanas podrían verse sub-representadas (Roberts, 1998). Además, el registro sedimentario será posteriormente afectado debido procesos diagenéticos y a las diferencias presentes en cuanto a la conservación y destrucción de los diferentes granos de polen (Birks & Birks, 1980).

El principal objetivo de los estudios polínicos es reconstruir la vegetación del pasado, pero muchas veces suele haber un segundo objetivo que es establecer los factores que determinan la existencia, formación y evolución de determinada flora en un punto concreto, teniendo en cuenta que los factores controladores más importantes son el clima y la actividad humana.

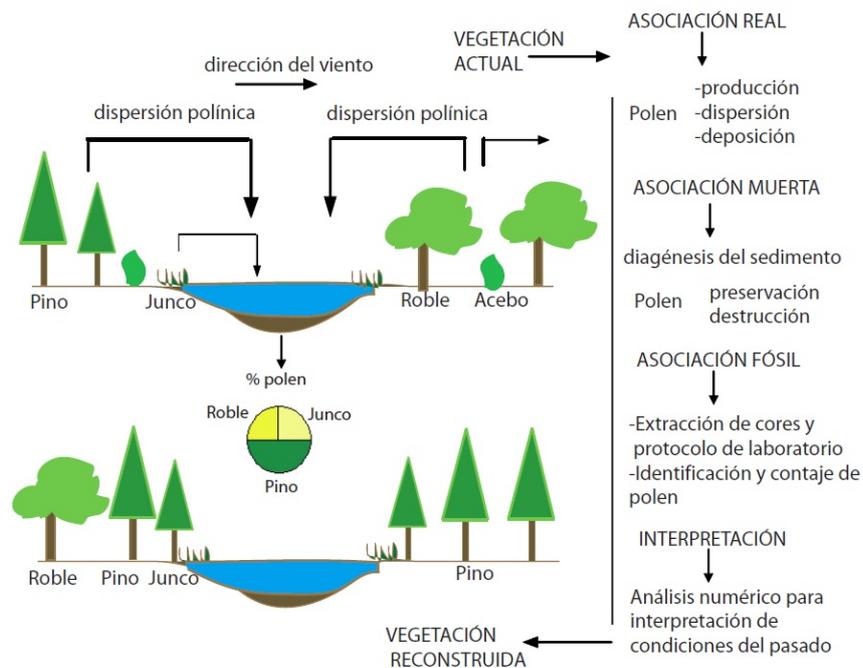


Figura 1. Reconstrucción de la vegetación basada en el análisis polínico. En la parte superior de la figura se representa la vegetación real junto con el % de polen que se está depositando en el lago. En la parte inferior se muestra la reconstrucción de la vegetación tras el análisis polínico del sedimento del lago. Como se observa, el pino (especie anemófila) aparece sobre-representado respecto al resto de las especies, mientras que el acebo (especie entomófila) no aparece en la vegetación reconstruida. Basado en esquema similar de Roberts, 1998.

1.4. Antecedentes y objetivos

Son muchos los estudios palinológicos realizados en el Pirineo. Entre ellos, presenta especial interés la Tesis del desaparecido Juan Montserrat (presentada en 1990 y publicada en 1992), ya que fue la primera de las realizadas sobre la historia de la vegetación del Pirineo centro-occidental. Esta tesis permitió caracterizar la historia de la vegetación de los últimos 20.000-30.000 años, ayudando a la identificación de ciertos periodos de intervención humana importante en la alta montaña. Una década más tarde, la Tesis de Penélope González-Sampérez, defendida en 2001 y publicada en 2004, abarca tres grandes unidades geográficas de Aragón, entre las que se encuentra el Pirineo. Desde entonces, se han completado numerosos estudios en diferentes puntos de la cordillera Pirenaica, y en la actualidad existe un importante volumen de información que sigue un transecto E-O a diferentes cotas altitudinales: El Portalet (González-Sampérez et al., 2006); Tramacastilla (Montserrat-Martí, 1992); Basa de la Mora (Pérez-Sanz, 2011, 2013); Estanya (Morellón et al., 2009, 2011); Moncortés (Corella et al., 2011, Rull et al., 2011); Burg (Pèlachs et al., 2011), entre otros.

Salabardana (2011), y Oliva-Urcia et al. (2013) han realizado sendos estudios en la secuencia sedimentaria obtenida en el ibón de Marboré (la de mayor altitud obtenida hasta la fecha en el Pirineo Central), centrados en el análisis geoquímico de varios sondeos cortos en el primer caso, y en la caracterización paleomagnética del registro largo en el segundo, pero hasta la fecha no se ha realizado el estudio palinológico de estos sondeos. Por ello, este trabajo presenta los resultados preliminares del análisis palinológico de la parte superior (primeros 140 cm) de la secuencia lacustre del ibón de Marboré (Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido).

Tal como se ha mencionado anteriormente, son ya numerosos los estudios palinológicos realizados en el Pirineo sobre la evolución y relación existente entre el clima y la vegetación. Pero estos trabajos todavía muestran cuestiones sin resolver. Algunas de ellas se relacionan con las causas que han producido los cambios de vegetación que se observan... ¿Han sido causas meramente climáticas? ¿Pueden ser cambios debidos a la acción del hombre? ¿O más probablemente, el impacto humano y la variabilidad climática han estado actuando sinérgicamente en la historia del paisaje? Pero, si esto es así, ¿alguno de los dos agentes, clima o humanos, ha tenido más peso que el otro? ¿Ha ido variando la balanza a lo largo del tiempo?

Son preguntas no del todo resueltas todavía, por lo que es indispensable continuar produciendo datos y testar la respuesta de la vegetación en un medio de altitud, lo más alejado y aislado posible de la intervención directa del hombre, al menos hasta periodos muy muy recientes. Además, como se ha mencionado anteriormente, los lagos de alta montaña son mucho más sensibles y vulnerables ante cualquier cambio, de modo que los datos que se obtienen en este tipo de registros, son siempre de gran calidad.

Además de producir nuevos datos sobre la historia de la vegetación de alta montaña aislados de influencia antropogénica, este trabajo pretende testar, a partir de la caracterización palinológica, el controvertido modelo de edad que se ha planteado por el equipo de investigadores que se encuentran dentro del Proyecto HORDA (Oliva-Urcia et al., 2013), puesto que las dataciones obtenidas responden a un importante efecto reservorio (ver apartado de "Cronología" más adelante), relacionado con el sustrato rocoso de la cuenca. Al mismo tiempo, se pretende comparar la evolución de la

vegetación registrada con los cambios y periodos climáticos establecidos en el Pirineo central a partir de estudios (Pérez-Sanz et al., 2011, 2013; Moreno et al., 2012; Morellón et al., 2011, 2012).

2. Escenario regional

2.1. Localización geográfica

Los Pirineos constituyen un orógeno alpino alargado de más de 450 km de longitud que se extienden en dirección ONO-ESE, desde el Mar Cantábrico hasta el Mediterráneo. Fue edificado como consecuencia de la colisión continental de las placas Ibérica y Europea, desde el Cretácico superior hasta el Mioceno inferior. En el sector central surpirenaico se diferencian, al norte, parte de la Zona Axial y, al sur, una serie de láminas imbricadas cabalgantes que incluyen rocas de la cobertera Mesozoico-Eocena y unidades terciarias sinorogénicas (Muñoz, 1992). La estructura general está formada por el Pirineo Axial, las Sierras Interiores y Exteriores, y la Depresión intramontana.

El ibón de Marboré (42° 41' N, 0° 02' E) está situado en la zona central de las Sierras Interiores, dentro del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, a 2.612 m de altitud, y dentro de un circo glaciar (Figura 2).

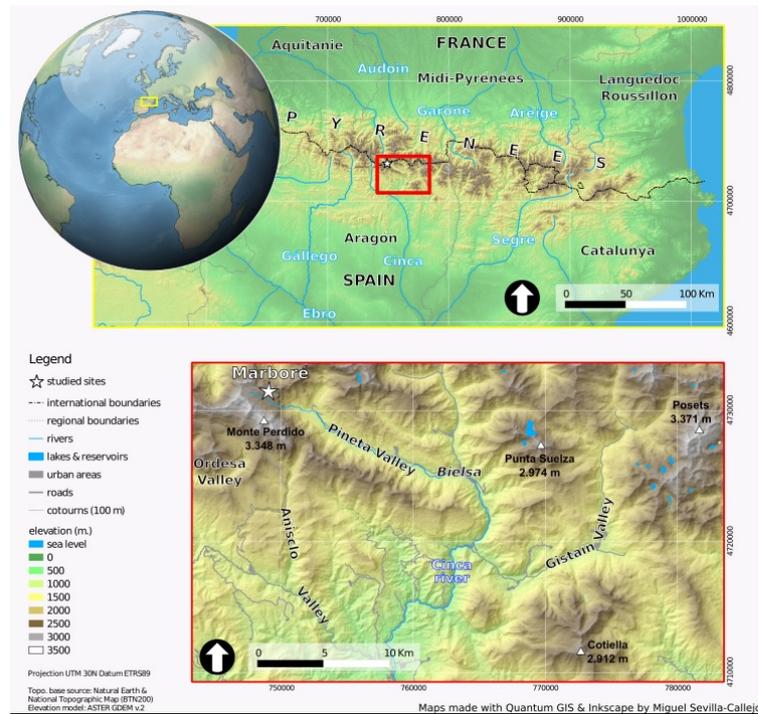


Figura 2. Mapa de localización del ibón de Marboré.

El lago está limitado al norte por el Pico Tucarroya (2.819 m), al oeste por los Picos Astazous (3.015 m) y al sur por el Pico de Monte Perdido (3.355 m). Es un ibón de 500 m de largo y 200 m de ancho, aproximadamente. Existe una represa artificial del año 1039 (Iberduero), que está decomisionada en la actualidad (Oliva-Urcia et al., 2013).

2.2. Contexto geológico y geomorfológico

El ibón de Marboré está emplazado en el eje de un sinclinal dentro de la Fm Areniscas de Marboré del Cretácico Superior (Campaniense-Maastrichtiense) (Souquet, 1967). Esta formación toma su nombre del Pico Marboré, donde está presente. Está compuesta por calizas arenosas y areniscas de grano fino con cemento calcáreo. Es típica su pátina pardo-amarillenta debido a procesos de alteración. Contiene abundantes fósiles de lamelibranquios (principalmente ostreidos), de ambiente próximo a la costa, así como equínidos (Ríos-Aragües, 2003).

La cubeta en la que se emplaza el ibón fue originada por dos factores principales: la tectónica y la actividad glaciár. La intersección de grandes fracturas en el área de Marboré, y en particular la falla de Tucarroya, favoreció la sobre-excavación glaciár (Nicolás-Martínez, 1981). Los fenómenos kársticos sin embargo, también han podido jugar un papel significativo en el origen y la evolución de la cuenca del ibón (Oliva-Urcia et al., 2013).

La cara norte del macizo de Monte Perdido (Figura 3) contiene algunos de los últimos restos glaciares pirenaicos, sometidos a un rápido proceso de contracción espacial y volumétrica.

Tanto este glaciár, como los depósitos asociados a él, han sido objeto de numerosos estudios (Nicolás-Martínez 1981; Martínez de Pisón y Arenillas 1988; García-Ruiz et al. 2001 y Chueca et al., 2002, García-Ruiz et al., 2014 entre otros).



Figura 3. Restos glaciares de la cara Norte del glaciár de Monte Perdido

Las morrenas más internas corresponden a la máxima pulsación fría de la Pequeña Edad del Hielo, cuyo máximo corresponde a la década de 1820, y desde entonces, el proceso dominante en el circo de Marboré ha sido la deglaciación (Martínez de Pisón y Arenillas 1988; Chueca et al., 2002). Cabe destacar que el cordón morrénico más externo corresponde a la expansión glaciár ocurrida durante el Holoceno Medio (5.1 ± 0.1 kyrBP) (García-Ruiz et al., 2014).

La localización de estas morrenas indica que la máxima extensión del glaciar durante la Pequeña Edad de Hielo no llegó a cubrir la cubeta en la cual se sitúa el ibón (García-Ruiz et al., 2014). De hecho, es un hecho confirmado que las morrenas son Holocenas, puesto que las dataciones realizadas en los sondeos del ibón de Marboré reflejan que éste estaba desprovisto de hielo desde hace, al menos, 11.000 años (Oliva-Urcia et al., 2013). Otros sondeos realizados en el lago de obturación glaciar del Valle de La Larri, muy próximo al ibón de Marboré, datan el techo de dicho paleolago en 13.245 +/- 120 años cal. BP (Salazar et al., 2011). Esta datación también sugiere que el circo de Marboré estaría libre de hielo en el Holoceno (Salabardana, 2011), permitiendo la formación del lago de Marboré.

Cabe destacar que el Último Máximo Glaciar Global (23-19 ka BP) correspondió con una pulsación fría en la Península Ibérica, pero no con el máximo avance glaciar como ocurrió a nivel global (García-Ruiz et al., 2010). Tal y como apuntan diversos estudios (García-Ruiz et al., 2003; González-Sampériz et al., 2006; Lewis et al., 2009), la máxima extensión de los glaciares pirenaicos occidentales ocurrió hace unos 65.000 años, con lo cual la deglaciación después del máximo glaciar comenzó en una fecha bastante temprana (García-Ruiz et al., 2012).

2.4. Clima y vegetación

El área de estudio posee un clima continental y submediterráneo de montaña. Debido a que no hay ninguna estación meteorológica en el Circo de Marboré, los datos presentados se han obtenido de la estación más cercana, Góriz, que se encuentra a 2.000 m de altitud.

La temperatura media del periodo 1982-2001, se sitúa en 4,9 +/- 0,5° C. Los meses más fríos son enero (-0,7° C) y febrero (-0,4° C) y los más cálidos julio (13° C) y agosto (12,9° C). La temperatura mínima absoluta registrada en este periodo fue de -21° C, mientras que la máxima fue de 25,5° C. Respecto a la precipitación media anual del mismo periodo, fue de 1735,3 mm ($\sigma \pm 338,3$).

La vegetación presente en la zona está fuertemente influenciada por estas particulares condiciones climáticas. Cabe mencionar que el suelo en invierno permanece cubierto por la nieve una media cercana a los 6 meses.

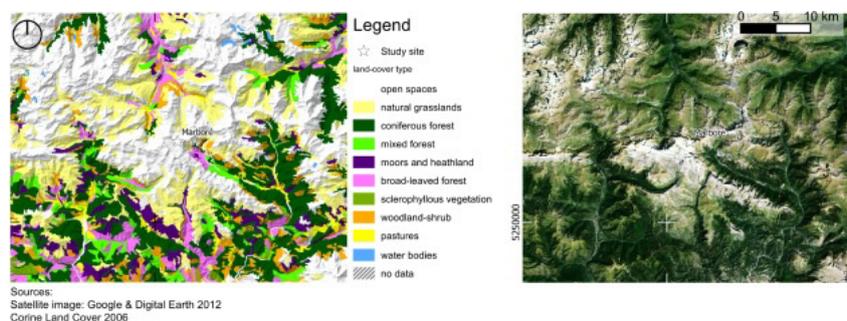


Figura 4. Mapa de vegetación y ortofoto del entorno del ibón de Marboré.

El gradiente de elevación entre el fondo de los valles y el macizo del Monte Perdido, muestra la típica distribución de la vegetación en ambientes de montaña pirenaicos

(Figura 4). El piso montano está caracterizado por el bosque mixto compuesto de *Corylus avellana*, *Fraxinus excelsior*, *Tilia platyphyllos*, *Betula pendula* y *Fagus sylvatica* como principales especies arbóreas, mientras que el piso subalpino, está principalmente compuesto por *Pinus uncinata*. El lago de Marboré está situado en el piso alpino, por lo que la vegetación de los alrededores del lago se corresponde con especies que forman pastos alpinos.

3. Metodología

3.1 Obtención de los sondeos y tratamiento inicial del sedimento

En agosto del año 2011, en el ibón de Marboré, el equipo de investigadores participantes en el proyecto HORDA realizó una campaña de campo para la toma de sondeos lacustres. Durante esta campaña se obtuvieron varios sondeos cortos y tres sondeos largos utilizando la plataforma Uwitec del IPE-CSIC. Cada sondeo largo recuperado alcanzó unos 6 metros de longitud, aproximadamente. Dos de ellos (MAR11-1U-1A y MAR11-1U-1B) se localizan en el mismo punto del lago, denominado P1, mientras que el tercero (MAR11-1U-2A) se extrajo en un segundo lugar o punto de sondeo P2 (Figura 5).

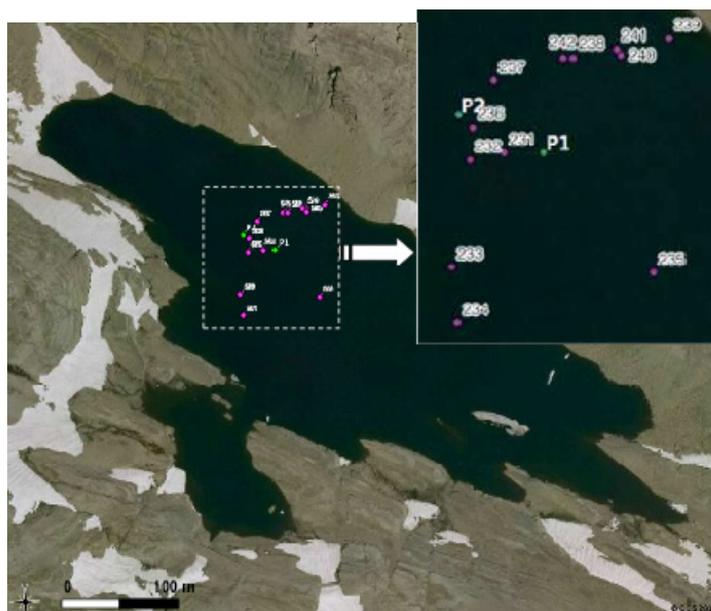


Figura 5. Puntos en los que se obtuvieron los sondeos en la campaña de campo de agosto del 2011 en el Ibón de Marboré. Fuente: Informe HORDA, 2013

Los sondeos han sido abiertos, fotografiados y cortados longitudinalmente separándolos en dos mitades iguales, siguiendo el protocolo de trabajo habitual del equipo de “Paleoambientes Cuaternarios” del IPE-CSIC.

Para la consecución de los objetivos este trabajo, se han muestreado y caracterizado palinológicamente las dos secciones superiores de la mitad de trabajo del sondeo MAR11-1U-1A.

3.2. Modelo de edad

El modelo cronológico de la secuencia de Marboré se ha obtenido mediante dataciones AMS ^{14}C correlacionadas con dataciones absolutas ^{210}Pb y ^{137}Cs de un sondeo corto (MAR11-1G-1A-1). La correlación entre el sondeo corto MAR11-1G-1A-1 y la sección superior del sondeo largo MAR-11-1-U-1A-1 es excelente, y ha sido posible utilizando la composición geoquímica obtenida en ambos sondeos por medio de la fluorescencia de rayos X (FRX), en concreto gracias a la evolución del elemento Pb. Esto permitió asegurar que durante las maniobras de sondeo no hubo pérdida de sedimento y que fue recuperada la secuencia completa, de modo que el techo del sondeo corto MAR11-1G-1A-1 correspondía a la interfase sedimento/agua del año en el que se tomó el sondeo (Oliva-Urcía et al., 2013).

3.3. Preparación de las muestras polínicas

Como se ha mencionado anteriormente, el análisis palinológico se ha llevado a cabo en las dos primeras secciones del sondeo MAR11-1U-1A-1 (total, 134 cm de longitud). Se realizó un muestreo a intervalos de 10 cm, obteniendo aproximadamente 1cm^3 de sedimento por muestra. En total se obtuvieron 14 muestras, que fueron preparadas en el Laboratorio de Palinología y Paleoindicadores Biológicos del IPE-CSIC de Zaragoza, siguiendo el proceso físico-químico clásico establecido por Moore et al., (1991), ligeramente modificado. A continuación se describen los pasos que se siguieron en el protocolo de trabajo:

A cada una de las muestras se le añadió una concentración conocida de esporas de *Lycopodium* con el fin de testar el tratamiento de laboratorio. Las muestras fueron atacadas repetidas veces con ácido clorhídrico (HCl 37%) y ácido fluorhídrico (HF 40%), con el fin de eliminar los carbonatos y los silicatos de las muestras. También se trataron las muestras con potasio hidróxido (KOH 10%) con el fin de eliminar la materia orgánica. Por último, se procedió a la separación de las partículas orgánicas y minerales restantes del polen mediante diferencia de densidades, utilizando para ello la disolución Thoulet ($2.0\text{g}/\text{cm}^3$ de densidad)

Una vez realizado el tratamiento químico, se procedió al montaje de la lámina sobre un porta-objetos. El análisis microscópico consistió en el recuento de los granos de polen presentes en cada una de las láminas, asignándoles su correspondiente tipo taxonómico.

Los taxones fueron identificados (Figura 6) con la ayuda de las claves de Moore et al. (1991), y del atlas polínico de Reille (1995). Para que la muestra estudiada resulte válida, han de contarse un mínimo de 300 granos de polen por muestra, identificando al menos 20 taxones polínicos diferentes en cada una de ellas.

Una vez, realizado el recuento, la representación gráfica de los datos obtenidos se ha llevado a cabo utilizando el software informático Psimpoll (Bennett, 2009) y un software de dibujo. La representación consiste en construir series gráficas con las curvas porcentuales de cada taxón o grupos de taxones frente a profundidad o edad. De este modo, se puede observar la evolución de los diferentes taxones a lo largo del tiempo.

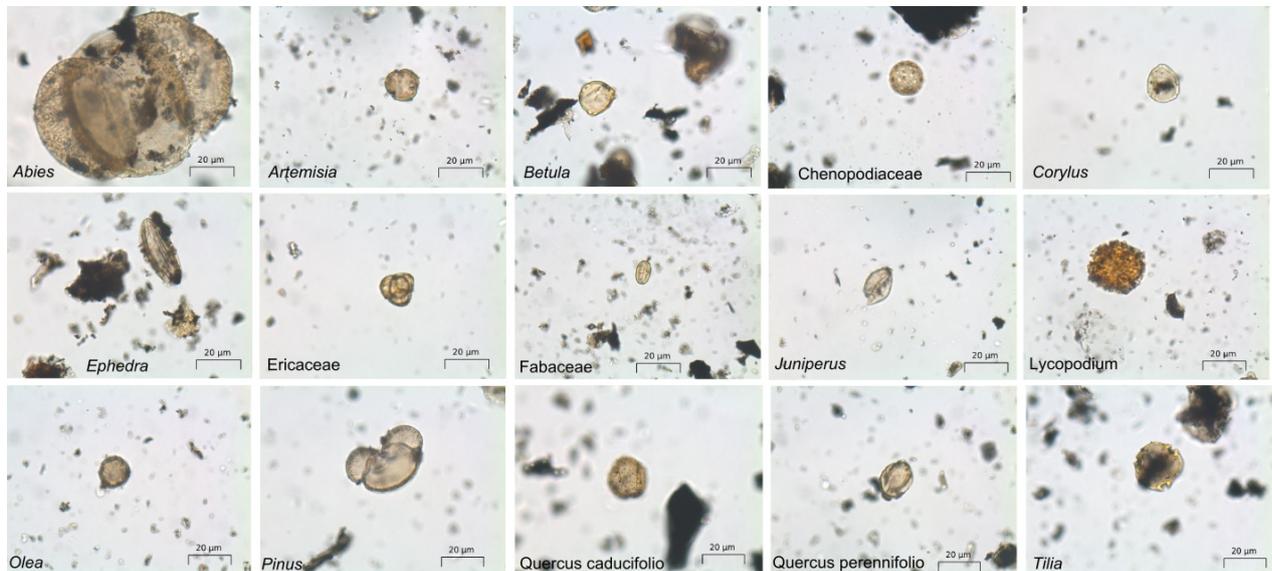


Figura 6. Imágenes de algunos de los taxones reconocidos en el microscopio óptico

4. Resultados

4.1. Marco cronológico

El modelo de edad de la secuencia de Marboré ha sido estudiado y modelizado con anterioridad a este trabajo por Oliva Urcia et al. 2013. Tal como se ha expuesto en el apartado de Metodología (punto 3.2), el modelo se elaboró a partir de las dataciones de ^{14}C presentadas en la Tabla 1, descartando la obtenida a 10 cm, cuyo valor resultaba claramente incoherente con la posición estratigráfica que ocupaba. Además, se consideró que el techo de la secuencia correspondía a la sedimentación actual, tal y como lo corroboraba la conservación de la interfase sedimento-agua en los sondeos cortos por la presencia de ^{137}Cs en los sedimentos superiores (Tabla 1).

La tasa de sedimentación media reciente fue calculada en el sondeo corto MAR11-1G-1A-4 mediante ^{210}Pb y ^{137}Cs , obteniendo un resultado de 0,86 mm/año. Pero esta tasa de sedimentación es mucho mayor que la definida mediante ^{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, lo que sugiere la existencia de un envejecimiento general de las dataciones obtenidas con ^{14}C .

El problema del envejecimiento de las muestras por ^{14}C es conocido como “efecto reservorio” y es bastante 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). Era de esperar el efecto reservorio en esta secuencia, ya que la naturaleza de la cuenca de Marboré es carbonatada.

ID Sección	Profundidad compuesta	Edad calibrada (¹⁴ C años cal BP)	Efecto reservorio (años cal BP)	Edad correlacionada Pb (años cal BP)	Modelo de edad (años cal BP)	Modelo de Edad (años AD)
MAR11-1G-1A-4	4			-16	-16	1966
1° pico Pb						
MAR11-1G-1A-4 2° pico Pb	14			89	89	1861
MAR11-1U-1A-1	0				-45	1995
MAR11-1U-1A-1	10				43	1907
MAR11-1U-1A-1	20				176	1774
MAR11-1U-1A-1	30				334	1616
MAR11-1U-1A-1	31	2589	2230		350	1600
MAR11-1U-1A-2	42				639	1311
MAR11-1U-1A-2	52				768	1182
MAR11-1U-1A-2	61				994	956
MAR11-1U-1A-2	71				1054	896
MAR11-1U-1A-2	72	3920	2230		1082	868
MAR11-1U-1A-2	84				1353	597
MAR11-1U-1A-2	95				1448	502
MAR11-1U-1A-2	104				1549	401
MAR11-1U-1A-2	114				1695	255
MAR11-1U-1A-2	124				1909	41
MAR11-1U-1A-2	134				2236,6	286 BC
MAR11-1U-1A-2	167	5521	2230		2648	698 BC

Tabla 1. Recopilación de las dataciones obtenidas en las secciones estudiadas del registro del lbón de Marboré para la realización del modelo de edad. Las filas negras muestran la profundidad del sondeo MAR11-1G-1A-4 a la que se obtuvieron los picos de Pb que fueron correlacionados con el sondeo MAR11-1U-1A para obtener el modelo de edad. Las filas naranjas muestran la profundidad a la que se realizaron las dataciones de ¹⁴C junto con el efecto reservorio calculado. Las filas blancas muestran las profundidades y edades establecidas para las muestras palinológicas incluidas en este trabajo.

En estos casos, para poder elaborar un modelo de edad es necesario calcular el envejecimiento de las dataciones y restárselo a las fechas obtenidas para obtener la cronología real. En la secuencia de Marboré, Oliva-Urcia et al., 2013 han realizado una regresión lineal a partir de las dataciones superiores para calcular la edad que

correspondería al techo de la secuencia. Así, el techo de la secuencia tendría una edad de 2265 años, pero sabemos que el techo de la secuencia se corresponde con el momento de obtención del sondeo, es decir, la actualidad (año 2011). Esto nos muestra un desfase que nos permite calcular un efecto reservorio, asumir que fue constante a lo largo de toda la secuencia, y restarlo a todas las dataciones obtenidas 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 7).

De acuerdo con este modelo de edad, la secuencia de Marboré contiene los últimos 10,8 ka, aunque en este trabajo se presentan resultados únicamente de los últimos 2500 años.

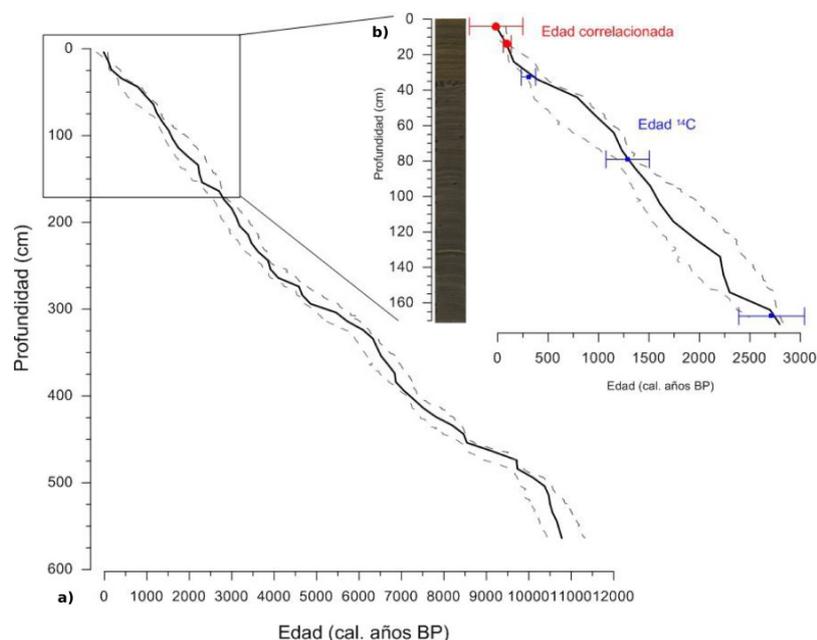


Figura 7. a) Modelo de edad del registro sedimentario completo del lbón de Marboré basado en la interpolación de 13 dataciones de ^{14}C y dos correlaciones de picos de Pb. b) Detalle del modelo de edad para los 140cm superiores estudiados en este trabajo. Los puntos azules corresponden a dataciones de ^{14}C corregidas y los puntos rojos corresponden a edades correlacionadas con los picos del Pb de la secuencia MAR11-1G-1^a.

4.3. Análisis palinológico

A continuación, se describirán los resultados palinológicos obtenidos tras la lectura de las 14 muestras en el microscopio, y se presentará una zonación en base a las tendencias que muestra la vegetación a lo largo de la secuencia.

En general, las muestras no presentaban muy buen estado de conservación. Los granos de polen estaban bastante fragmentados y plegados, lo cual, dificultaba la observación de ciertas características del polen para proceder a su clasificación. Los datos obtenidos en este trabajo resultan acordes con resultados previos obtenidos en la región (Pérez-Sanz et al., 2011, 2013; Moreno et al., 2012; Morellón et al., 2012; Informe HORDA, 2013).

En líneas generales, no se observan grandes cambios ni fluctuaciones bruscas en los porcentajes del polen arbóreo (*AP-Arboreal Pollen*), polen de herbáceas (*NAP-Non Arboreal Pollen*) y en el polen de los taxones acuáticos (*HH-Hygrophytes, Hydrophytes*) a lo largo de la secuencia (Figura 8). Los pinares son la formación arbórea dominante durante todo el registro sedimentario. La proporción de *Abies* también es bastante considerable en la mitad inferior de la secuencia aquí presentada, y sufre una importante disminución hacia el techo de la secuencia (Figura 8). *Corylus* es el taxón dominante del grupo denominado “bosque caducifolio” (Figura 9). La presencia de taxones antrópicos (indicadores de actividad humana), así como de cultivos (caso de *Olea*) es continua desde la base de la secuencia, pero en la mitad superior se produce un incremento bastante acusado. Las herbáceas se componen principalmente por poáceas, quenopodiáceas, fabáceas y compuestas, siendo el taxón principal *Artemisia* (considerado indicador de aridez y/o actividades antropogénicas en secuencias de altitud). En cuanto a las acuáticas, cabe destacar *Myriophyllum*, cuya presencia es constante en toda la secuencia analizada en este trabajo (Figura 8).

MAR11-1U-1A-2 (134 cm, edad estimada: 2236 B.P. / -286 A.D.)

Al igual que en el resto de las muestras, en la base de la secuencia estudiada se observa una clara dominancia de los taxones arbóreos (77,06%) respecto al grupo de las herbáceas, que presentan un 22,93%. *Pinus* es el taxón dominante del espectro, alcanzando un 61,9% entre el AP. El bosque caducifolio alcanza un 7,95% del total (Figura 9) y entre las especies que forman este grupo el taxón dominante es *Corylus* (4,89%), seguido de *Quercus* caducifolio (1,52%) y *Betula* (1,22%). *Quercus* perennifolio presenta un 2,44% y en toda la secuencia aparece en mayor proporción que el de tipo caducifolio. También cabe mencionar la baja presencia de *Juniperus*, que rara vez alcanza el 1,5%, lo que implica que aunque no muy abundante probablemente se localizaría muy próximo al ibón (Huntley & Birks, 1983). El abeto registra en esta muestra su máxima proporción de toda la serie (15,6%) (Figura 8). El polen de *Abies* se dispersa relativamente mal debido a su gran tamaño, de modo que valores del 5% ya sugieren que se trata de un taxón significativo del bosque inmediato, mientras que un 25% indicaría una dominancia absoluta (Huntley & Birks, 1983).

Dentro del grupo de NAP, Fabaceae (4,89%), Chenopodiaceae (3,97%) y *Artemisia* (3,17%) son los taxa destacados. Las gramíneas presentan un 1,2%. Los taxones acuáticos alcanzan un 9,17%, gracias a la dominancia de *Myriophyllum* (7,64%).

MAR11-1U-1A-2 (124 cm, edad estimada: 1909 B.P. / 41 A.D.)

No se observan grandes variaciones respecto a la muestra anterior. Las proporciones de AP y NAP apenas presentan cambios. Respecto a los taxones arbóreos, *Abies* disminuye, presentando un 11,7%, aunque sigue mostrando una alta proporción. *Corylus* aumenta su proporción ligeramente (6,46%), mientras que *Quercus* de tipo caducifolio se mantiene sin cambios. Hay que destacar en esta muestra *Quercus* perennifolio, que alcanza su máxima proporción (5,54%). Aparecen *Fagus* (0,62%) y *Tilia* (0,31%) a modo presencial (Figura 8).

MAR11-1U-1A-2 (114 cm, edad estimada: 1695 B.P. / 255 A.D.)

Abies continúa disminuyendo ligeramente, mientras que *Pinus* mantiene la proporción anterior. *Betula* aumenta (1,7%) y el resto de árboles caducifolios (*Corylus, Fagus, Tilia*)

no presentan grandes cambios. En esta muestra se observa la presencia de *Salix* (Figura 14). El comportamiento de los taxones herbáceos (23,2%), al igual que el de los acuáticos (8,4%), se mantiene muy parecido al de los espectros anteriores (Figura 8).

MAR11-1U-1A-2 (104 cm, edad estimada: 1549 B.P. / 401 A.D.)

Abies sigue mostrando la misma tendencia descendente (9,4%), del mismo modo que el resto de taxones arbóreos apenas presentan variaciones. Cabe destacar el ligero aumento de *Olea* (2,4%), respecto a las muestras anteriores. Las herbáceas aumentan, alcanzando el 25%, destacando las gramíneas que alcanzan el 2,1%. La proporción de acuáticas disminuye notablemente por el descenso de *Myriophyllum* (3,9%), taxón dominante de este grupo (Figura 8).

MAR11-1U-1A-2 (95 cm, edad estimada: 1448 B.P. / 502 A.D.)

En este espectro se observa un aumento de *Pinus* (50,17%), y el bosque caducifolio alcanza su máximo desarrollo (12,7%) gracias al aumento de *Corylus* (6,7%), *Salix* (1%) y *Quercus* caducifolio (2,7%). Por el contrario, *Abies* presenta un descenso un poco más acusado (6,68%) y *Quercus* de tipo perennifolio también comienza a disminuir ligeramente (3,7%), al igual que *Olea* (1%). Con estas variaciones, AP aumenta, alcanzando el 80,27%, mientras que NAP disminuye hasta la mínima proporción de toda la secuencia (19,73%). Dentro del grupo de las herbáceas, *Artemisia* no presenta cambios (9,03%), mientras que las fabáceas (3,34%) y quenopodiáceas (2%) disminuyen. El porcentaje de plantas acuáticas aumenta considerablemente hasta alcanzar un 9,7% (Figura 8).

MAR11-1U-1A-2 (84 cm, edad estimada: 1353 B.P. / 597 A.D.)

Pinus alcanza su máxima proporción (55,8%) y *Abies* registra un ligero ascenso (7%). Otros taxa arbóreos como *Corylus* (4,6%), *Quercus* caducifolio (0,7%) y *Quercus* perennifolio (1,4%) disminuyen o incluso desaparecen (*Salix*, *Fagus* y *Tilia*) (Figura 8).

El componente herbáceo (21,1%) aumenta ligeramente, destacando *Chenopodiaceae* (4,6%). Las acuáticas aumentan ligeramente (12,6%), debido al aumento de *Myriophyllum* (9,8%) (Figura 8).

MAR11-1U-1A-2 (71 cm, edad estimada: 1054 B.P. / 896 A.D.)

En este nivel se observa un descenso bastante generalizado de los taxones arbóreos. *Pinus* disminuye casi un 10% (45,7%) respecto a la muestra anterior, al mismo tiempo que *Abies* (7,01%) y ambos tipos de *Quercus*. Las herbáceas suben casi un 10% debido al brusco aumento de *Artemisia* (16,2%). Las fabáceas también aumentan (5,49%), mientras que *Chenopodiaceae* (2,74%) disminuyen. Las acuáticas registran su máximo valor en este nivel (13,1%), ya que *Myriophyllum* alcanza el 10% (Figura 8).

MAR11-1U-1A-2 (61 cm, edad estimada: 994 B.P. / 956 A.D.)

En esta muestra *Pinus* vuelve a aumentar su proporción (51,49%) y *Abies* se mantiene. *Corylus* (1%) y *Betula* (0,3%) descienden bruscamente, al igual que lo hacen todos los taxa que componen el grupo de bosque caducifolio en general, hasta alcanzar su mínima representación en la secuencia (2%) (Figura 8). Respecto a los taxones herbáceos, *Artemisia* mantiene valores altos, alcanzando su máximo en 16,83%. Las acuáticas sufren una disminución (9,24%) debido al descenso notable de *Myriophyllum* (5,9%), que sigue dominando el grupo de HH.

MAR11-1U-1A-2 (52 cm, edad estimada: 768 B.P. / 1182 A.D.)

La proporción de *Pinus* sufre un importante retroceso (40%) y todo el AP cae hasta el 65%. *Corylus* (5,6%) y *Betula* (1,65%), aumentan su presencia. Las herbáceas presentan su máxima presencia en esta secuencia, alcanzando un 34,1%. *Artemisia* (14,9%) sigue siendo el taxón que predomina en las herbáceas, seguido de las fabáceas (5%) y de las quenopodiáceas (4%).

MAR11-1U-1A-2 (42 cm, edad estimada: 639 B.P. / 1311 A.D.)

Esta muestra ha sido considerada estéril, ya que aunque presentaba granos de polen, tras su lectura no se alcanzó un número estadísticamente suficiente ni una variedad taxonómica válida.

MAR11-1U-1A-1 (30 cm, edad estimada: 334 B.P. / 1616 A.D.)

Se observa un ligero aumento en cuanto a *Pinus* (45,4%), mientras que *Abies* desciende bruscamente alcanzando su mínimo valor (1,6%). Cabe destacar la expansión que registra *Olea* (6,4%) (Figura 8), ya que hasta este punto de la secuencia apenas alcanzaba el 1%. El sustrato herbáceo registra una leve disminución (33,3%), continuando *Artemisia* (11,5%) como taxón principal de este grupo, seguido de las gramíneas (8,6%). En cuanto a las acuáticas, desciende su porcentaje hasta alcanzar el 5,7%, debido nuevamente al descenso de *Myriophyllum* (2,6%).

MAR11-1U-1A-1 (20 cm, edad estimada: 176 B.P. / 1774 A.D.)

Se observa otro importante retroceso de *Pinus* (35%), y aunque sigue siendo el taxón dominante en lo que al estrato arbóreo se refiere, en esta muestra llega a alcanzar su valor más bajo. *Olea* sigue aumentando (7,1%) y aparece *Juglans* por primera vez en la serie (Figura 8). *Fagus* desaparece, mientras que *Tilia* está presente. Entre los taxones no arbóreos, las herbáceas más representadas son *Artemisia* (12,8%), Fabaceae (6%), Chenopodiaceae (6%) y Poaceae (4%). De este modo, el grupo de NAP representa un 33,3% del total. Las acuáticas aumentan su proporción (9%), pero esta vez debido al aumento de Cyperaceae principalmente, que en toda la secuencia presentaba porcentajes entorno al 1-1,5%, y en este nivel aumenta hasta lograr representar un 5%.

MAR11-1U-1A-1 (10 cm, edad estimada: 43 B.P. / 1907 A.D.)

Pinus se recupera (42%), y *Abies* también muestra una tendencia a aumentar (2,32%). *Olea* alcanza su máximo porcentaje (8,28%) y *Juglans* también se hace presente. *Corylus* aumenta ligeramente (6%), mientras que los dos tipos de *Quercus* disminuyen, alcanzando ambos el 1%. *Fagus* vuelve a aparecer. *Artemisia* disminuye ligeramente

(8,27%), y las Cichoriaceae aumentan (4%), mientras el resto de taxones herbáceos se mantienen. El grupo de los taxa antrópicos presenta su máximo a este nivel (5%) (Figura 9). A pesar de estas variaciones, los porcentajes de AP y NAP apenas varían. Las acuáticas disminuyen ligeramente (6,6%).

MAR11-1U-1A-1 (0cm, edad estimada: -45 B.P. / 1995 A.D.)

El techo de la secuencia presenta un aumento en la proporción de *Pinus* (55,2%), y *Abies* (3%) sigue mostrando una leve tendencia a aumentar. *Corylus* disminuye (2,4%), mientras que *Quercus* de tipo perennifolio aumenta (3,3%). Se observa un incremento general de los taxones arbóreos (76,6%). Paralelamente, las herbáceas disminuyen de manera considerable. *Artemisia* disminuye bruscamente (1,5%), al igual que las gramíneas (0,3%). Por el contrario, se observa un aumento en las quenopodiáceas (10,14%) y fabáceas (8,36%). Las acuáticas también disminuyen considerablemente (2,7%).

5. Discusión

Tal y como se ha expuesto anteriormente en la introducción de este trabajo, son numerosos los estudios realizados hasta el momento sobre la historia del clima y los cambios de vegetación ocurridos en el Pirineo central durante los últimos 2000 años (Pérez Sanz et al., 2011, 2013; Morellón et al., 2011, 2012; Moreno et al., 2012;). Sin embargo, se debe tener en cuenta que en este estudio se ha trabajado con un registro sedimentario extraído a 2.612 m s.n.m., siendo por tanto la secuencia palinológica localizada a mayor altitud estudiada hasta la fecha. Esto trae consigo una serie de particularidades a la hora de abordar la interpretación y discusión de los resultados obtenidos.

La zona de estudio se encuentra por encima del límite del bosque, no obstante, el diagrama polínico recoge formaciones vegetales localizadas a menor altitud (árboles caducifolios y vegetación más mediterránea). En este sentido, la información obtenida presenta un carácter regional y el sesgo local con la posible sobre-representación e infra-representación de determinados taxa, siempre difícil de valorar en los registros, será mínimo o incluso inexistente.

En base a la evolución y tendencias que presentan los taxones, se propone una zonación que divide la secuencia estudiada en 3 periodos diferentes: MAR I (134-71 cm; 286 B.C. - 895 A.D.), MAR II (71- 42 cm; 895 A.D. - 1311 A.D.) y MAR III (42 - 0 cm; 1311 A.D. - 1995 A.D.) (Figura 9). A continuación se analizan las diferentes etapas presentes en cada una de estas zonas.

MAR I (134-71 cm; 286 B.C. - 895 A.D.)

Periodo Húmedo Íbero Romano (286 B.C.-500 A.D.)

Aunque *Pinus* sea el taxón dominante (47,1%), *Abies* (15,6%) muestra su máxima expansión a lo largo de esta secuencia y la proporción de árboles que engloba el bosque caducifolio también es considerable, con lo que no se aprecian importantes índices de aridez (*Artemisia* y *Juniperus* registran, junto con el techo, los valores más bajos de la secuencia) (Figura 9). La presencia de taxones indicadores de actividades humanas, tanto de cultivos (*Olea*), como de pastos (*Plantago*, Apiaceae, *Rumex*), aparece desde la

base de la secuencia aunque en muy bajas proporciones. En general, se observa cierta estabilidad de los taxones arbóreos, lo que pone de manifiesto que el bosque de los alrededores no fue drásticamente explotado. Esta misma señal de estabilidad de la cubierta forestal se registra en la Basa de la Mora (Pérez-Sanz et al., 2011), al contrario que en otras zonas de la Península Ibérica, donde existe presencia de incendios en esta época para obtener pastos y tierras de cultivo (Franco-Múgica et al., 1998; Corella-Aznar et al., 2011).

Por lo tanto, la composición vegetal inferida a través del registro polínico del ibón de Marboré para esta unidad, resulta acorde con las condiciones climáticas relativamente cálidas y húmedas establecidas para el conocido como Periodo Húmedo Ibero-Romano (PHIR) en la región (Morellón et al., 2012) y en la Península Ibérica en general (Valero-Garcés et al., 2000; González-Sampériz et al., 2008; Martín-Puertas et al., 2008; Corella Aznar et al., 2011).

Según la evolución lacustre previamente establecida para Marboré (Salabardana, 2011) a partir del análisis sedimentológico y geoquímico de varios sondeos cortos diferentes del analizado en este trabajo, durante el Período Íbero-Romano se registra un aumento notable en la escurrentía y en los eventos de precipitación.

Dark Ages (500 – 900 A.D.)

Este periodo de transición entre la caída del Imperio Romano y la Época Medieval es considerado de gran complejidad ambiental y social (Pérez-Sanz et al., 2011). La literatura apunta a que en esta época se dieron condiciones más frías que en las de la época romana, bien es verdad que los registros existentes muestran cierta variabilidad de la temperatura en la Península Ibérica (Desprat et al., 2003; Corella-Aznar et al., 2011).

La composición vegetal muestra un ligero aumento de los taxones arbóreos debido esencialmente al incremento de *Pinus*, aunque este aumento del AP es breve y pronto tiende a disminuir ya que tanto el bosque caducifolio como *Quercus* de tipo perennifolio descienden como consecuencia de cierto empeoramiento climático y un probable descenso de cota altitudinal.

A pesar de que en este trabajo no se ha podido diferenciar el tipo polínico de pino, es muy probable que la mayor parte sea producido por las formaciones de *Pinus uncinata* que alcanzan las cotas más elevadas del Pirineo central, viéndose más representadas en la lluvia polínica cuando el resto de formaciones forestales descendieran en altitud.

MAR II (71- 42 cm; 895 A.D. – 1311 A.D.)

Periodo Cálido Medieval (900 – 1300 A.D.)

El Periodo Cálido Medieval (PCM), también conocido como Anomalía Climática Medieval, fue un periodo en el que se produjo un aumento generalizado de las temperaturas y la aridez en el sur de Europa (Seager et al., 2007; Mann et al., 2009). Además, este incremento en las temperaturas también se hizo notar a latitudes más elevadas, ya que es en esta época cuando los Vikingos establecen asentamientos permanentes en Groenlandia (Patterson et al., 2010). En España, este periodo supuso un aumento en el déficit hídrico cuyas consecuencias fueron la disminución del nivel de la lámina de agua en muchos lagos y el aumento de plantas termófilas y de carácter estépico y/o

indicadoras de aridez en cuanto a la cubierta vegetal (Moreno et al., 2012; Pérez Sanz et al., 2013).

En la secuencia de Marboré, esta fase está caracterizada por un ligero descenso en el porcentaje de AP y un aumento en las plantas herbáceas, especialmente de *Artemisia* (Figura 9), tal y como ocurre en numerosas secuencias palinológicas de Iberia (Pérez-Sanz et al., 2011; Moreno et al., 2012; Morellón et al., 2012). Desde finales de las *Dark Ages*, *Artemisia* comienza a aumentar hasta alcanzar su máximo valor a comienzos del Óptimo Climático Medieval. Esta alta proporción se mantiene durante todo el periodo, y tal como se ha observado en otros registros de la zona (Pérez-Sanz et al., 2013), no va asociada a deforestaciones intensas ni a evidencias que atestigüen un incremento notable de actividades humanas en el entorno, como han propuesto diversos autores en otras áreas del Pirineo (Ejarque et al., 2009, Miras et al., 2010).

Alrededor del 994 A.D., se observa un descenso del bosque caducifolio y un aumento de *Quercus perennifolia*. El primer grupo es exigente en humedad y está compuesto esencialmente por taxa que no toleran bien altas temperaturas como *Betula* y *Corylus*, por lo que tanto el descenso de sus proporciones como el aumento de *Quercus perennifolia* y *Artemisia* resultan acordes con el incremento de condiciones secas y temperaturas más elevadas establecidos para la época en el Pirineo (Pérez-Sanz, 2011; Morellón et al., 2011, 2012) y el Mediterráneo occidental (Roberts et al., 2012; Moreno et al., 2012).

La reconstrucción paleohidrológica establecida en la secuencia de Marboré a partir de la sedimentología para el PCM (Salabardana et al., 2011) también concuerda con las condiciones climáticas descritas anteriormente. Está marcada por dos eventos (1150 A.D y 1200 A.D.) caracterizados por un aumento en la aridez y un mínimo en el nivel del lago. Sin embargo, la señal polínica de las plantas acuáticas (HH) no es tan contundente como para apuntar a una bajada en el nivel de la lámina de agua, aunque sí se aprecia un ligero descenso en el componente acuático general debido principalmente al descenso en *Myriophyllum*. Tal como se ha indicado anteriormente, el PCM ha sido identificado con una bajada del nivel del agua en diversos lagos tanto del Pirineo, como Estaña (Morellón et al., 2011) y la Basa de la Mora (Pérez-Sanz, 2011), como del resto de la Península Ibérica: el lago Zóñar, en Córdoba (Martín Puertas et al., 2008), el Lago de Taravilla, en Guadalajara (Moreno et al., 2008), entre otros.

MAR III (42 – 0 cm; 1311 A.D. – actualidad.)

Pequeña Edad de Hielo (1300 – 1850 A.D.)

El periodo de relativas altas temperaturas registrado durante la Edad Media, fue seguido por un periodo de temperaturas más bajas durante varias décadas (Fischer et al., 1998). La edad exacta del final del PCM no está totalmente definida. Varía dependiendo del indicador a partir del cual se ha definido en un registro fósil, de la cronología y de la resolución de trabajo de la secuencia. En cualquier caso, la transición del Periodo Cálido Medieval a la Pequeña Edad de Hielo (PEH) ocurrió entre los años 1300 y 1400 A.D. (Moreno et al., 2012). Estas condiciones climáticas hacia un enfriamiento sin embargo, no son tan notables en cuanto a la respuesta que ofrece el registro polínico del ibón de Marboré.

Sedimentológicamente hablando, la entrada en la Pequeña Edad de Hielo está marcada por un evento rápido de inundación y tiende hacia condiciones de mayor humedad. El cambio que se da en cuanto a las condiciones hidrológicas-sedimentológicas es rápido y se produce en pocos años (Salabardana, 2011). Este cambio sin embargo, no es tan notable en cuanto a la respuesta que ofrece la vegetación. En la primera mitad de la PEH se observa un leve descenso general en el porcentaje del bosque caducifolio, mientras *Pinus* tiende a aumentar ligeramente. *Abies* muestra la misma tendencia a descender que mostraba desde la base de la secuencia, pero con la entrada de la Pequeña Edad de Hielo y del consiguiente descenso de las temperaturas se observa un descenso más brusco (Figura 9). Entre el 1500-1700 A.D., se reconocen condiciones relativas de mayor humedad tanto en la Península Ibérica (Moreno et al., 2008) como en el Pirineo (Morellón et al., 2011, 2012; Pérez-Sanz et al., 2011). En Marboré se aprecia un ligero aumento del grupo de las acuáticas, indicando una posible lámina de agua mayor, pero no es muy representativo. Se obtendrá mayor información acerca de las variaciones de la lámina de agua del ibón en los próximos meses, gracias al estudio del contenido en quironómidos del registro que se está realizando en la Universidad de Barcelona (Tarrats, 2012), y que ayudará a completar el estudio multidisciplinar planteado por el equipo de "Paleoambientes Cuaternarios" del IPE-CSIC en el que se enmarca este trabajo.

Durante la segunda mitad de la PEH también se observa cierto aumento del bosque caducifolio, mientras *Pinus* presenta su mínimo en esta secuencia, lo cual podría estar indicando un incremento en la explotación del bosque. Al mismo tiempo, se observa la presencia de *Juglans* junto al incremento de los taxones antrópicos (Figura 9), lo cual viene acorde con un posible aumento de la intervención humana en el medio. Pero al igual que se observa en la Basa de la Mora (Pérez-Sanz et al., 2013), la rápida recuperación del bosque de *Pinus* después de un pequeño pulso de deforestación, enfatiza el hecho de que la presión antropogénica sobre el bosque subalpino no fue ni determinante ni dominante, y que esta presión a elevadas altitudes estaba todavía subordinada a condiciones climáticas.

Lo que sí destaca con claridad respecto a la intervención humana en el paisaje de manera continuada hasta el techo de la secuencia, es la curva de *Olea* (Figura 9), indicando la expansión de plantaciones de olivo que se dio en esta época y que está caracterizada en muchas secuencias del Pirineo (Miras et al., 2010; Morellón et al., 2011; Pérez-Sanz et al., 2011; Rull et al., 2011). El polen de *Olea* posee una gran capacidad dispersiva (Cañellas-Boltà et al., 2009), por lo que se sobre-entiende que el polen procedía de plantaciones de olivo a baja altitud de los valles colindantes.

Era Industrial (1850 A.D. – actualidad)

A partir del año 1850 aproximadamente, se observa un claro aumento de los taxones arbóreos que llegan a alcanzar casi el 80% del espectro polínico (especialmente *Pinus*), paralelamente al declive de herbáceas protagonizado por los descensos de *Artemisia* y *Poaceae* principalmente (Figura 9). *Abies* también muestra una tímida tendencia a recuperarse, y se observa una disminución en el grupo de los taxones antrópicos, por lo que esta recuperación del bosque puede estar ligada a los cambios del uso del suelo ocurridos en el Pirineo durante el último siglo y medio debido principalmente a la

Revolución Industrial (Pérez-Sanz et al., 2011). Durante el siglo XX, cambios socio-económicos en España forzaron que la población migrara de los pueblos a las ciudades debido al desarrollo del sector industrial (Pérez-Sanz, 2013), disminuyendo la actividad agrícola y abandonándose los campos de cultivo (Fillat et al., 2008).

Al igual que en Marboré, otras secuencias polínicas como Pradell (Ejarque et al., 2009), Estaña (Morellón et al., 2011) y la Basa de la Mora (Pérez-Sanz et al., 2011, 2013) también muestran la disminución de actividades humanas junto a la recuperación del bosque en altitud durante el último siglo.

6. Conclusiones

En este trabajo se presentan los resultados del análisis palinológico preliminar realizado en los 134 cm superiores de la secuencia sedimentaria del ibón de Marboré. Hasta la fecha, se trata del registro estudiado a mayor altitud en el Pirineo central, y los cambios de vegetación reconstruidos permiten concluir que:

Todo el intervalo estudiado cubre, según el modelo de edad, los últimos 2236 años. Los resultados palinológicos obtenidos han permitido caracterizar una serie de fluctuaciones en la vegetación que vienen a confirmar las diferentes etapas climáticas establecidas en la región con esta cronología.

Al tratarse de un lago de alta montaña, la evolución de la vegetación registrada es consecuencia, esencialmente, de los cambios climáticos y no de las actividades humanas, ya que la presión antropogénica en altitud es mínima.

Las altas proporciones de *Abies* y bosque caducifolio registradas en la base del sondeo (entre 134-95 cm de profundidad), delimitan el Periodo Húmedo Íbero Romano (698 B.C.-500 A.D.) como un momento de abundantes precipitaciones y templadas temperaturas.

El descenso general que se observa en los taxones arbóreos primero y en los herbáceos después, entre los 95-71 cm de profundidad, caracterizan el periodo denominado *Dark Ages* (500-900 A.D.) como una fase de empeoramiento de las condiciones climáticas, dentro de una gran complejidad ambiental.

El significativo aumento de los taxones herbáceos, en especial de *Artemisia*, y el leve descenso de los taxones arbóreos entre los 71-42 cm de profundidad, indican el claro aumento de aridez que caracteriza al Periodo Cálido Medieval (900-1300 A.D.), en el NE de la Península Ibérica y el Mediterráneo occidental en general.

La expansión que se observa en *Olea* a partir del año 1300 A.D. (40 cm de profundidad), refleja el aumento del cultivo del olivo y de la presión antropogénica en los valles colindantes al área de estudio durante la Pequeña Edad de Hielo (1300-1850 A.D.).

El claro aumento de los taxones arbóreos en los 10 cm superiores de la secuencia, responde a la recolonización del bosque como consecuencia del abandono masivo de las tierras de cultivo, debido a los cambios socio-económicos ocasionados a partir de la Revolución Industrial (1850 A.D.).

En conclusión, estudios de este tipo permiten conocer las causas y los efectos que los cambios climáticos abruptos del pasado han tenido en áreas especialmente sensibles al actual Cambio Global, como el Pirineo. Entender estos cambios puede ayudar a predecir y minimizar el impacto futuro de nuevos cambios climáticos, por lo que resulta imprescindible y de gran interés seguir investigando en este campo.

7. Agradecimientos

Me gustaría agradecer a todas las personas que de alguna manera han ayudado a la realización de este trabajo:

A Penélope, por haberme abierto la puerta al mundo de la Palinología y por haberme ayudado en todo momento a enfocar y mejorar el trabajo.

A todo el equipo Paleo-IPE, a Josu, por el entusiasmo transmitido, a Ana Moreno y Belén, por la ayuda con el modelo de edad, y al resto de miembros: Laura, Fernando, Miguel Sevilla, Ana Pérez, Blas, Graciela, Miguel Bartolomé, Carlos, Edu, Mayte y Matías, que directa o indirectamente, también han colaborado en este trabajo.

A los profesores del Máster, por la paciencia y ayuda mostrada ante una alumna “no geóloga”, y en especial a Carlos Sancho, por haberme guiado en la parte más geológica del trabajo.

Y por último, y no por ello menos importante, a mi familia, por la ayuda y disposición mostrada en todo momento, por estar siempre ahí.

Sin vosotros este trabajo no hubiera sido posible, así que ¡GRACIAS a todos!

8. Bibliografía

Anderson, D.E., Goudiem A.S., Parker, A.G. 2007. Global Environments through the Quaternary. Exploring Environmental change. Oxford University Press.

Bennet, K., 2009. Documentation for Psimpoll 4.10 and Pscomb 1.03. C programs for plotting pollen diagrams and analysing pollen data. University of Cambridge, Cambridge, United Kingdom.

Bradley, R.S. 1999. Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary (Academic Press).

Briks, H.J.B. & Briks H.H. 1980. Quaternary palaeoecology. London: Arnold.

Cañellas-Boltà, N., Rull, V., Vigo, J. y Mercadé, A. 2009. Modern pollen-vegetation relationships along an altitudinal transect in the central Pyrenees (southwestern Europe). *The Holocene*, 19: 1185-1200.

Catalan, J., Camarero, L., Felip, M., Pla, S., Ventura, M., Buchaca, T., Bartumeus, F., Mendoza, G., Miró, A., Casamayor, E.O., Medina-Sánchez, J.M., Bacardit, M., Altuna, M., Bartrons, M., Díaz de Quijano, D. 2006. High mountain lakes: extreme habitats and witnesses of environmental changes. *Limnetica*, 25 (1-2): 551-584

Chueca, J., Juliá, 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.

Cohen, A.S., 2003. Paleolimnology. The history and evolution of lake systems. Oxford University Press, New York.

Corella, J.P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Morellón, M., Rull, V., Giral, S., Rico, M.T., Pérez-Sanz, A., 2011. Climate and human impact on a meromictic lake during the last 6000 years (Montcortès Lake, Central Pyrenees, Spain) *Journal of Paleolimnology* 46, 351-367.

Desprat, S., Sánchez Goñi, M.F. y 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: 63-78.

Ejarque, A., Miras, Y., Riera, S., Palet, J.M. y Orenge, H.A. 2009. Testing micro-regional variability in the Holocene shaping of high mountain cultural landscapes: a palaeoenvironmental case-study in the eastern Pyrenees. *Journal of Archaeological Science*, 37: 1468-1479.

Fægri, K., Iversen, J. 1989. Textbook of Pollen Analysis. Wiley, Chichester, New York.

Fillat, F., García-González, R., Gómez, D. y Reiné, R. 2008. Pastos del Pirineo. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (C.S.I.C.), Madrid.

Fischer H, Werner M, Wagenbach D, Schwager M, Thorsteinsson T, Wilhelms F, Kipfstuhl J, Sommer S. 1998. Little Ice Age clearly recorded in northern Greenland ice cores. *Geophys Res Lett* 25:1749–1752. doi:10.1029/98GL01177

Franco Múgica, F., Antón, M.G. y Ollero, H.S. 1998. Vegetation dynamics and human impact in the Sierra de Guadarrama, Central System, Spain. *The Holocene*, 8: 69-82.

Gracia-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.

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., Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Constante, A. 2012. Glacial and fluvial deposits in the Aragón Valley, Central-Western Pyrenees: the chronological position of the Pyrenean Late Pleistocene glaciers. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*: 15-32.

García-Ruiz, JM., Palacios, D., De Andrés, N., Valero-Garcés, B.L., López-Moreno, JI., Sanjuán, Y. 2014. Holocene and “Little Ice Age” glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *The Holocene*.

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.

González-Sampériz, P., 2004. Evolución paleoambiental del sector central de la cuenca del Ebro durante el Pleistoceno superior y Holoceno, Universidad de Zaragoza, Zaragoza.

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. y Delgado-Huertas, A. 2008. Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259: 157-181.

Huntley, B., Birks, H., 1983. An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0-13000 years ago, Cambridge, 667 pp.

Informe HORDA 2013. Dinámica glacial, clima y vegetación del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido durante el Holoceno.

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.

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.

Mann, M.E. & Jones, P.D., 2003. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters* 30. doi:10.1029/2003GL017814.

Mann, M.E. 2007. Climate over the Past Two Millennia. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 35:111-36

Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G. y Ni, F. 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326: 1256-1260.

Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Pilar Mata, M., González-Sampériz, P., Bao, R., Moreno, A. y Stefanova, V. 2008. Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: the Zonar Lake record, Cordoba. *The Holocene*, 18: 907-921.

Martinez de Pisón, E. & Arenillas, M. 1988. Los glaciares actuales del Pirineo español. En: *La nieve en el Pirineo Español*. MOPU, Madrid, 29-98.

Miras, Y., Ejarque, A., Orengo, H., Mora, S.R., Palet, J.M. y Poiraud, A. 2010. Prehistoric impact on landscape and vegetation at high altitudes: An integrated palaeoecological and archaeological approach in the eastern Pyrenees (Perafita valley, Andorra). *Plant Biosystems - An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology*, 144: 924-939.

Montserrat Martí, J. 1992. Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico. Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, 147 pp., Zaragoza.

Moore, P.D. & Webb, J.A., 1978. *An illustrated guide to Pollen Analysis*. Department of Plant Sciences King's College, London.

Moore, P.D., Webb, J.A., Collison, M.E., 1991. *Pollen Analysis*, Second. Ed. Blackwell Scientific Publications.

Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Volarrúbia, 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., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, Ó., Engstrom, D., López-Vicente, M., Navas, A., Soto, J., 2011. Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology* 46, 423-452.

Morellón, M., Perez-Sanz, A., Corella, J. P., Buntgen, U., Catalan, J., Gonzalez-Samperiz, P., Gonzalez-Trueba, J. J., Lopez-Saez, J. A., Moreno, A., Pla-Rabes, S., Saz-Sanchez, M. A., Scussolini, P., Serrano, E., Steinhilber, F., Stefanova, V., Vegas-

Vilarrubia, T., & Valero-Garces, B. 2012. A multi-proxy perspective on millennium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Clim. Past*, 8, 683–700

Mourelle, D. & Prieto, A.R., 2012. Modern pollen seemblages of surface samples and their relationships to vegetation in the campos region of Uruguay. *Review of Paleobotany and Palynology* 181, 22-23.

Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P. y Rico, M. 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology*, 40: 943-961.

Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J.P., Belmonte, Á., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J.O., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B.L., 2012. The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews* 43, 16–32.

Muñoz, J.A. 1992. Evolution of a continental collision Belt: ECORS-Pyrenees cristal balanced section. In: *Thrust tectonics*. Ed: K.R. McClay. Chapman y Hall. London: 235-246.

Nicolás-Martínez, P.M., 1981. Morfología del circo de Tucarroya (Macizo Monte Perdido, Pirineo Aragonés).

Oliva Urcia, B., Moreno, A., Valero Garcés, B., Mata, P., 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.

Patterson, W.P., Dietrich, K.A., Holmden, C. y Andrews, J.T. 2010. Two millennia of North Atlantic seasonality and implications for Norse colonies. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107: 5306-5310.

Pèlachs, A., Julià, J., Pérez-Obiol, R., Soriano, J.M., Bal, M.C., Cunill, R., Catalan, J. 2011. Potential influence of Bond events on mid-Holocene climate and vegetation in southern Pyrenees as assessed from Burg lake LOI and pollen records. *The Holocene* 21(1) 95-104.

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). *Zubia* 23: 17-38.

Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., 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

Prentice, I.C. 1988. Records of vegetation in time and space: the principles of pollen analysis. In: Huntley, B., Webb, T.I. (Eds.), *Vegetation History*. Kluwer Academic, Dordrecht, pp. 17– 42.

Reille, M., Lowe, J.L., 1995. *Atlas. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord.* , Marseille, 327 pp.

Ríos-Aragües, R. 2003. Introducción al Mapa Geológico del Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido. *Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst. Boletín nº 55.*

Roberts, N. 1998. *The Holocene: An Environmental History* , 2ª ed Blackwell

Roberts, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Corella, J.P., Jones, M., Allcock, S., Woodbridge, J., Morellón, M., Luterbacher, J. 2012. Palaeolimnological evidence for a bipolar climate see-saw in the Mediterranean since AD900. *Global and Planetary Change* 84-85: 23-34.

Rull, V., González-Sampériz, P., Corella, J.P., Morellón, M., Giral, S. 2011. Vegetation changes in the southern Pyrenean flank during the last millenium in relation to climate and human activities: the Montcortès lacustrine record. *Journal of Paleolimnology* 46:387-404.

Salabardana, 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.

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.

Seager, R., Graham, N., Herweijer, C., Gordon, A.L., Kushnir, Y. y Cook, E. 2007. Blueprints for Medieval hydroclimate. *Quaternary Science Reviews*, 26: 2322-2336.

Simmons, I.G. 1996. *Changing the face of the Earth*, 2ª ed, Oxford: Blackwell.

Souquet, P. 1967. *Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre.* Thèse d'Etat. Univ. de Toulouse. 529pp.

Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, v. 13, p. 615-621.

Tarrats, P. Relating actual with subfossil chironomid assemblages. *Paleoenvironmental reconstruction of the last 350 year of Basa de la Mora Lake (Central Pyrenees) through actual macroinvertebrate community characterization.* 2012. Master in Global Change UIMP-CSIC.

Trouet, V.r., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C., 2009. Persistent positive North Atlantic oscillation mode dominated the medieval climate anomaly. *Science* 324, 78e80.

Trouet, V., Scourse, J.D., Raible, C.C., 2012. North Atlantic storminess and Atlantic meridional overturning circulation during the last millennium: reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change* 84e85, 48e55.

Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Machín, J. y Kelts, K. (2000). Lateglacial and Late Holocene environmental and vegetational change in Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Quaternary International*, 73/74: 29-46.

Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Navas, A., Machín, J., Mata, P., Delgado-Huertas, A., Bao, R., Moreno, A., Carrion, J.S., Schwalb, A., & González-Barrios, A., 2006. Human impact since medieval times and recent ecological restoration in a Mediterranean lake: the Laguna Zoñar, southern Spain. *Journal of Paleolimnology*, 35:441–465.

Valero-Garcés, B. & Moreno, A. 2011. Iberian lacustrine sediment records: responses to past and recent global changes in the Mediterranean region. *J Paleolimnol*, 46:319–325.

Wanner, H., Beer, J., Buřtikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791e1828.