



CARACTERIZACIÓN AMBIENTAL DEL HOLOCENO RECIENTE EN EL IBÓN DE MARBORÉ, HUESCA, PIRINEO CENTRAL

Primeros resultados del Análisis Palinológico

Máster de Iniciación a la Investigación en Geología

Directora: PENÉLOPE GONZÁLEZ SAMPÉRIZ

Tutor: CARLOS SANCHO MARCÉN

Autora: MARIA LEUNDA ESNAOLA

Zaragoza, septiembre del 2013



Ibón de Marboré. Al fondo brecha y pico de Tucarroya (M. Leunda)

Resumen

En este Trabajo Fin de Máster, se presentan los resultados del análisis palinológico preliminar llevado a cabo en una secuencia lacustre procedente del ibón de Marboré (Pirineo Central). Esta secuencia cubre, aproximadamente, los últimos 2000 años de historia ambiental. 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, por lo que esta secuencia es la de mayor altitud obtenida hasta la fecha en la región. Con este trabajo, se confirma el potencial que poseen los registros lacustres de altitud para la reconstrucción paleoambiental de carácter regional. A pesar de encontrarse por encima del límite del bosque, en la secuencia de Marboré quedan bien reflejados los diferentes cambios de vegetación acaecidos en la zona. La gran proporción de *Abies* y 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. La historia de los cambios de vegetación reconstruida concuerda perfectamente con lo esperable en cada periodo climático. Este hecho confirma el complejo modelo de edad planteado en la secuencia de Marboré, afectado por un importante envejecimiento de las fechas radiocarbónicas. Además, la comparación realizada entre los cambios de vegetación registrados y la curva de Pb obtenida del análisis geoquímico a partir de XRF, también confirma la cronología propuesta para la secuencia. El contenido en Pb evoluciona según las evidencias históricas de actividad minera en la región.

Abstract

The preliminary palynological results of a lacustrine sequence extracted from Marbore lake are presented in this Master Thesis. This sequence covers approximately the last 2000 years of environmental history. Marbore lake (42° 41'N, 0° 02'E) is located at 2.612 m a.s.l. in Ordesa and Monte Perdido National Park (Central Pyrenees), this means that is the highest lacustrine sequence ever obtained in this region. The big value and sensibility of high mountain lakes for regional paleoenvironmental reconstructions is confirmed in this work. Despite the fact that Marbore lake is located above the forest limit, changes in vegetation of the surrounding area are well recorded. The high proportion of *Abies* and deciduous forest during the Roman Warm Period (0-500 A.D.), the general decrease of the arboreal taxa in the Dark Ages (500-900 A.D.), the significant increase of *Artemisia* during the Medieval Warm Period (900-

1300 A.D.), the expansion of *Olea* during the Little Ice Age (1300-1850 A.D.) and the increase of the arboreal taxa in the Industrial Era (1850 A.D.-nowadays) are in agreement with the well-known regional paleoenvironmental information. The reconstructed history of the vegetation changes agree with each climatic period. Thus, the complex age model suggested for Marbore sequence is confirmed, which is characterized by an important hard water effect in the obtained radiocarbon ages. In addition, the comparison between the recorded vegetation changes, and the Pb curve from the geochemical XRF analysis, also confirms the proposed chronology for this sequence. The Pb content evolves according to the historical evidences of mining activity in the region.

Índice

1. Introducción	5
1.1. Cambios climático-ambientales.....	5
1.2. Potencial de los sedimentos lacustres.....	6
1.3. La palinología como herramienta paleoambiental.....	7
1.4. Antecedentes y objetivos.....	9
2. Escenario regional	11
2.1. Localización geográfica.....	11
2.2. Contexto geológico.....	12
2.3. Marco geomorfológico.....	14
2.4. Clima.....	16
2.5. Vegetación.....	18
3. Metodología	21
3.1. Obtención de los sondeos y tratamiento inicial del sedimento.....	21
3.2. Modelo de edad.....	22
3.3. Preparación de las muestras polínicas.....	23
4. Resultados	24
4.1. Marco cronológico.....	24
4.2. Facies sedimentarias.....	26
4.3. Análisis palinológico.....	29
5. Discusión	35
6. Conclusiones	43
7. Agradecimientos	44
8. Bibliografía	45
9. Anexo	52

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 *Homo sapiens* se ha transformado de nómada-cazador a residente de la ciudad (Roberts, 1998). Cada estado de la evolución social ha visto un incremento del control antropogénico sobre la naturaleza (Simons, 1996), llegando incluso a reemplazar a la fuerza de la naturaleza, que frecuentemente es observada como telón de fondo pasivo sobre la que actúa la historia del ser humano (Roberts, 1998).

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 a., 2009, 2012). En periodos de índice NAO positivo, las depresiones del Atlántico Norte sufren un desplazamiento septentrional que produce inviernos húmedos en el norte de Europa (Escandinavia, Escocia e Islandia) e inviernos más secos sobre el sur de Europa y el Norte de África (Wanner et al., 2001; Trigo et al., 2002). Mientras que cuando el índice NAO es negativo, el desplazamiento es hacia el sur, produciéndose más precipitación en latitudes más bajas (Moreno et al., 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, de la escorrentía o de los procesos diagenéticos y biogénicos que tienen lugar en el mismo (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.

De todos modos, y a pesar de la situación remota en la que se emplazan, los lagos de montaña también pueden ser alterados por algunas acciones antropogénicas (Catalan et al., 2006). Nuestra sociedad tiende a aumentar el uso de los recursos naturales y a externalizar los residuos que produce, por lo que los ecosistemas remotos son lugares apropiados para estudiar la magnitud y las consecuencias contaminantes persistentes,

especialmente en el caso de los metales pesados. En este sentido, el estudio de los paleoregistros ha mostrado que la contaminación por metales no es sólo un acontecimiento del presente, sino que en los Pirineos, se ha registrado contaminación por metales pesados desde el comienzo de la actividad minera intensiva durante la época Ibérica y Romana (Camarero et al., 1998; Aries, 2001).

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). La pared del grano de polen viviente está formada por dos capas principales, y la exterior o *exina* está compuesta por un complejo material llamado *esporopolenina*. Este material, es un polímero de carotenoides y carotenoides ésteres (Brooks & Shaw, 1968), resistente a los agentes más extremos de oxidación o reducción. En cuanto a la capa interior o *intina*, está compuesta por celulosa y es de estructura muy similar a las paredes celulares de las plantas. En el proceso de fosilización sólo se conserva la *esporopolenina*, que es la que dota al grano de polen de todos los caracteres morfológicos necesarios para el reconocimiento del mismo (forma, escultura, número de aperturas, etc: Moore & Webb, 1978). Así, la matriz orgánica o inorgánica en la que los granos de polen han sido atrapados, puede ser apartada mediante tratamientos químicos sin que los granos de polen sean destruidos (Bradley, 1999).
- 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). Por lo tanto, como se explicará más adelante, las diferencias en el transporte del polen entre diferentes especies es un factor que se debe tener en cuenta a la hora de interpretar asociaciones polínicas en el sedimento (Moore & Webb, 1978). Es necesario tener también presente que, aunque el tamaño del grano de polen pueda ayudar en la identificación, no es suficientemente constante para ser un dato fiable en la determinación del taxón por sí solo (Dupré, 1979).

- 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. Esto significa que la identificación puede en algunos casos llegar hasta la especie (Fægri & Iversen, 1989; Moore & Webb, 1978), aunque en numerosas ocasiones sólo es posible deducir el género o la familia a la que pertenece (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.

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 autógamias, 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.

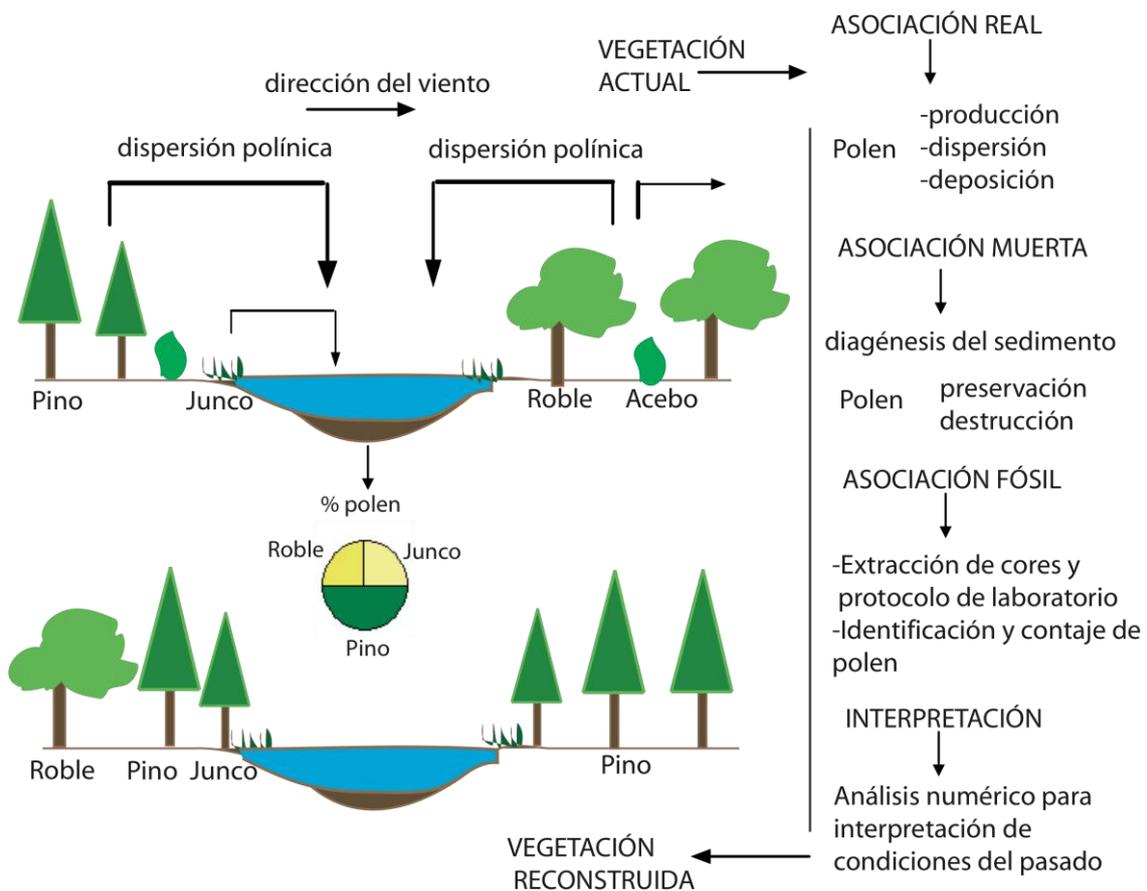


Figura 1. Reconstrucción de la vegetación basada en el análisis polínico. En la parte superior de la figura se representa la vegetación real junto con el % de polen que se está depositando en el lago. En la parte inferior se muestra la reconstrucción de la vegetación tras el análisis polínico del sedimento 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

El papel de polen en la fecundación de las plantas fue conocido ya en la antigüedad por los asirios y los fenicios, pero no empezó a conocerse en detalle y a observarse hasta el invento del microscopio, a mediados del siglo XVII. Desde entonces, los científicos se dedicaron a estudiar su morfología, características y propiedades (Dupré 1979). El análisis polínico ha sido ampliamente utilizado desde que el geólogo sueco Lennart von Post, presentó en Oslo en 1916 un modelo basado en análisis cuantitativo del polen mediante unos diagramas polínicos. Gunnar Erdtman (1952), basándose en los criterios de von Post, desarrolló el análisis polínico de sedimentos, metodología que pronto fue adoptada por geólogos y botánicos de todo el mundo, sobre todo para los estudios cronológicos sobre vegetación y clima del Cuaternario.

La Palinología en España fue introducida por Bellot y Vieitez en los años cuarenta. A partir de 1950, Menéndez Amor continuó con la labor de los anteriores y publicó sus primeros trabajos. Una década más tarde, Pla Dalmau trabajó la palinología desde un enfoque más bien botánico mientras que Ferrer y Hernández lo hicieron desde un punto de vista más Paleontológico. A finales de los setenta, López-García (1977), Ruiz-Zapata (1977) y Dupré (1979), publicaron trabajos palinológicos desde diferentes áreas del conocimiento: la Prehistoria, la Geología y la Geografía, respectivamente. Es entonces cuando comienza a aplicarse la palinología en sedimentos secos y arqueológicos, ya que hasta entonces la mayor parte de estudios procedía de turberas. En la actualidad, son numerosos los equipos españoles distribuidos por diferentes Universidades y OPI's que utilizan la palinología en variadas líneas de investigación y aplicaciones (APLE: Asociación de Palinólogos de Lengua Española, <http://aple.usal.es/home.htm>).

Respecto a los estudios palinológicos en el Pirineo, 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-Sampériz, 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-Sampériz 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., en preparación), 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). Además, también se relacionarán los picos de variaciones observados en el elemento Pb a lo largo de la secuencia con la actividad minera acontecida en la zona de estudio durante los últimos 2000 años.

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 y 3).

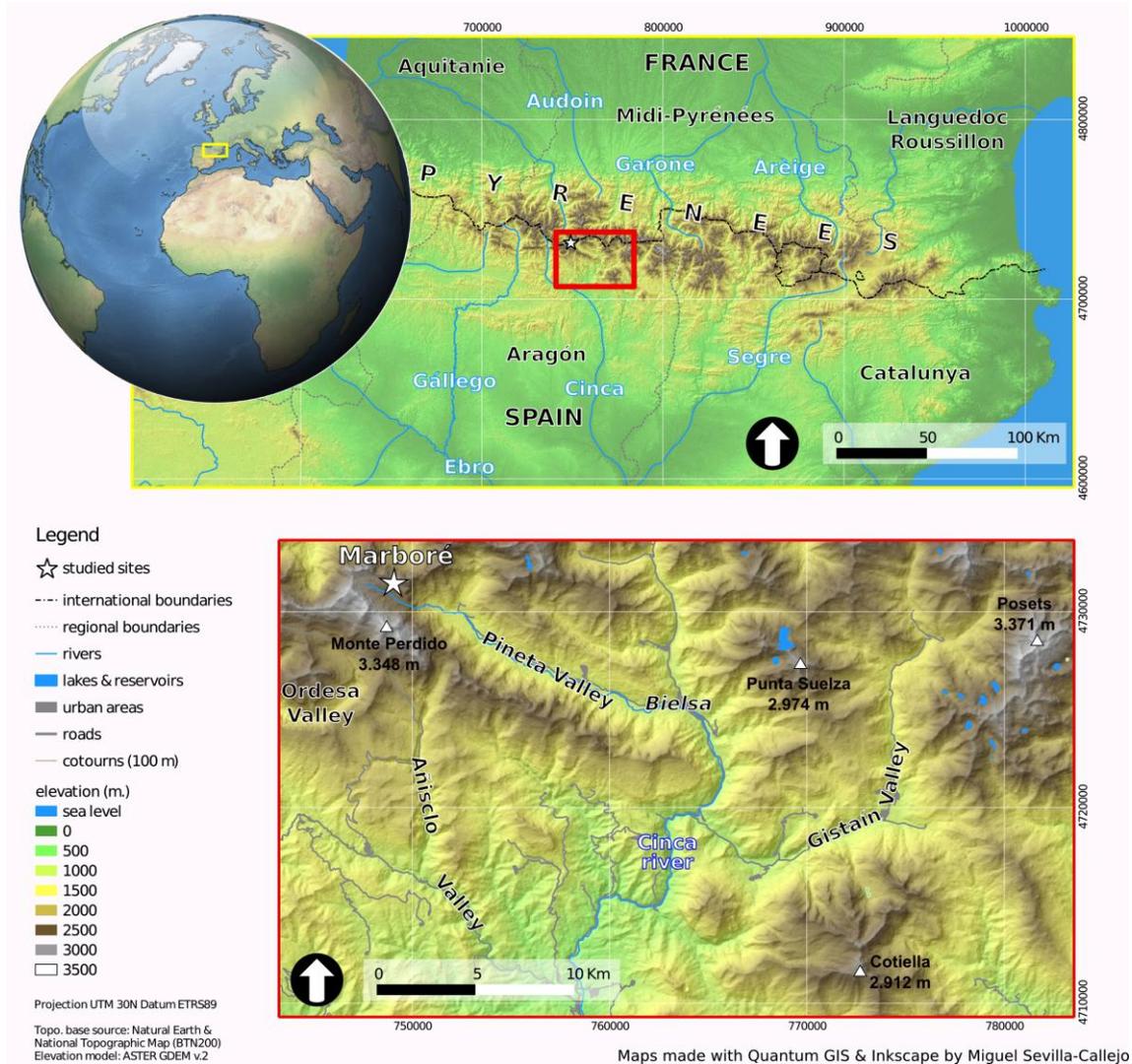


Figura 2. Mapa de localización del ibón de Marboré.

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) (Figura 3). 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

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 lamelibrancios (principalmente ostreidos), de ambiente próximo a la costa, así como equínidos (Ríos-Aragües, 2003) (Figura 4).



Figura 3. Imagen aérea de la zona de estudio. 1-Ibón de Marboré; 2-Balcón de Pineta; 3-Pico Tucarroya; 4-Monte Perdido; 5-Cilindro de Marboré; 6-Picos Astazous; 7-Valle de Gavarnie; 8-Circo de Góriz; 9-Valle de Pineta; 10-Valle de Esatube. (Modificado de Google Earth).

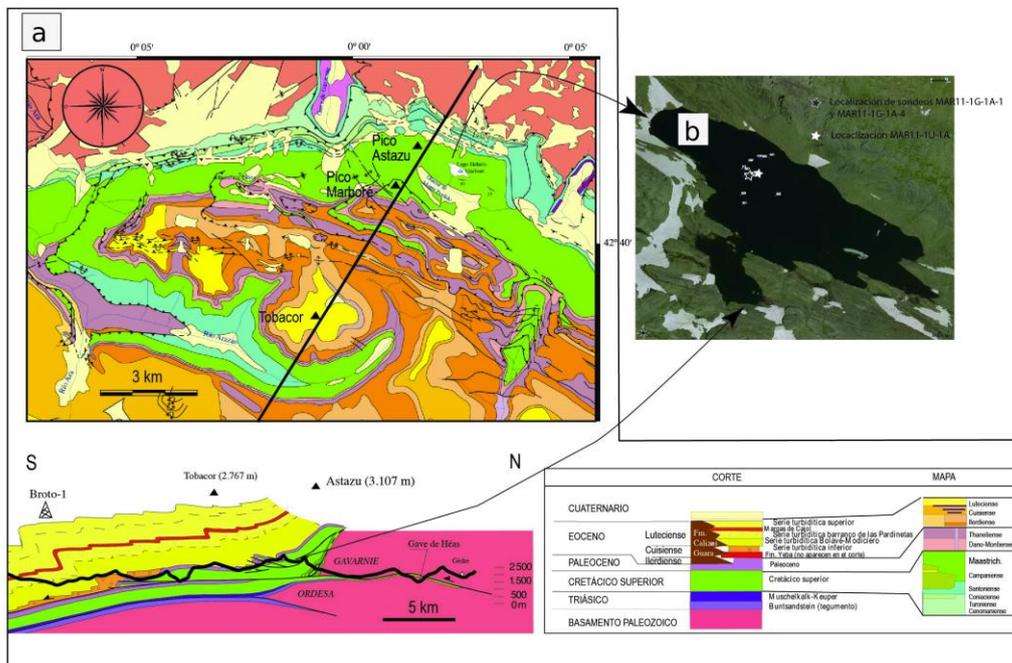


Figura 4. a) Situación y cortes geológicos de la zona de estudio. c) Ortoimagen en la que aparecen representados los puntos en los que se extrajeron los sondeos en la campaña del 2011. Extraído de Oliva-Urcia et al., 2013).

La cubeta en la que se emplaza el ibón fue originada por dos factores principales: la tectónica y la actividad glacial. La intersección de grandes fracturas en el área de Marboré, y en particular la falla de Tucarroya, favoreció la sobre-excavación glacial (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).

2.3. Marco geomorfológico

La cara norte del macizo de Monte Perdido (Figura 5) contiene algunos de los últimos restos glaciares pirenaicos, sometidos a un rápido proceso de contracción espacial y volumétrica.

Desde el final de la Pequeña Edad de Hielo, cuyo 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). Hasta mediados del siglo XX el glaciar de Monte Perdido constaba de tres masas de hielo escalonadas. Ahora el glaciar intermedio es sólo una masa muy delgada, y en su frente se han registrado pérdidas de espesor de hasta 40 m entre 1981 y 1999 (Julián & Chueca, 2007). El glaciar superior también ha reducido mucho su superficie y, más aún, su espesor.



Figura 5. Restos glaciares de la cara Norte del glaciar de Monte Perdido

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

El mapa geomorfológico (Figura 6), refleja la distribución de los depósitos morrénicos en el circo de Marboré. Es de mencionar que las morrenas que se han identificado aparecen en la parte sur del circo, asociadas a la cara norte de los picos Cilindro de Marboré y Monte Perdido. De acuerdo con el mapa geomorfológico, se han diferenciado 3 etapas de avance glaciar. La primera está caracterizada por un largo cordón morrénico que encierra las etapas 2 y 3 por el norte, lo que sugiere que el glaciar ocupó toda la base de la pared del Monte Perdido, Cilindro de Marboré y Marboré, formando una superficie continua. La etapa 2 se caracteriza por la individualización de las masas de hielo tal y como sugieren las morrenas procedentes directamente de la cara norte del macizo. En la etapa 3, aún se reducen más las masas de hielo. A esta última etapa se le asocia una pequeña morrena frontal ligeramente arqueada en la base pico de Marboré y otra, de mayores dimensiones, en la parte más occidental del área de estudio.

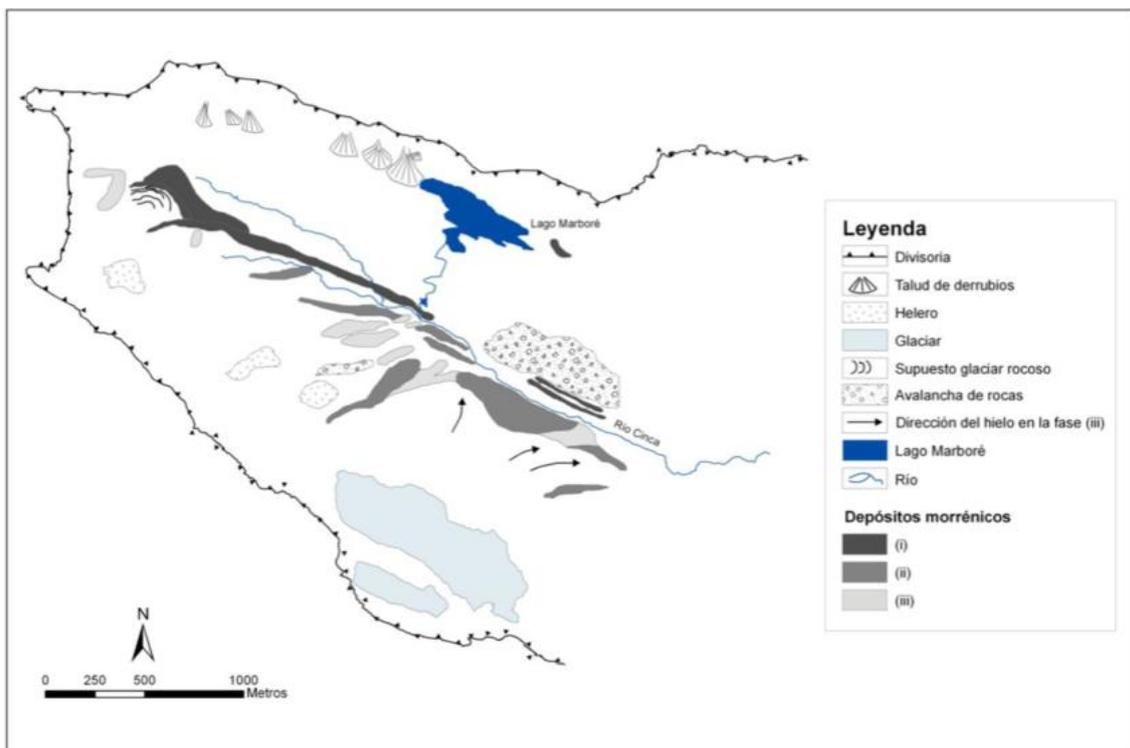


Figura 6. Mapa geomorfológico de la zona de estudio. Fuente: Informe HORDA, 2013

Todo apunta a que las morrenas más internas corresponden a la máxima pulsación fría de la Pequeña Edad del Hielo, aunque puede que el cordón más externo corresponda a alguna otra etapa fría del Holoceno (informe HORDA, 2013), ya que 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 (Salabardanda, 2011). 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., en preparación). 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

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 representados en la figura 5 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 +/-0,5º C. Los meses más fríos son enero (-0,7º C) y febrero (-0,4º C) y los más cálidos julio (13º C) y agosto (12,9º C). La temperatura mínima absoluta registrada en este periodo fue de -21º C, mientras que la máxima fue de 25.5º C. Respecto a la precipitación media anual del mismo periodo, fue de 1735,3 mm ($\sigma \pm 338,3$). El diagrama ombrotérmico que se muestra en la Figura 7 muestra dos picos de precipitación equinocciales que se asemejan a los del clima mediterráneo. En otoño el mes más lluvioso es noviembre (208mm) y en primavera mayo (190 mm). La precipitación mínima se registra en invierno, durante el mes de febrero (60 mm), al contrario que en el clima oceánico. La segunda estación menos lluviosa es verano, fruto de la continentalidad y la frecuencia de las precipitaciones convectivas. En Góriz, nieva un promedio de 52 días al año, aunque existe una gran irregularidad interanual (Benito Alonso, 2010).

En el Pirineo, existe un gradiente de precipitación O-E y altitudinal. Los frentes oceánicos procedentes del Cantábrico, encuentran sucesivas barreras montañosas que actúan como puntos de condensación e inestabilidad. Estas barreras pluviométricas se ven reforzadas por la disposición N-S de los valles (García Ruiz et al., 1985). De todos modos, como las montañas hacia el este son cada vez más altas, los frentes se elevan con el consiguiente enfriamiento y condensación, manteniéndose por ello un cierto

nivel de precipitaciones a pesar de la pérdida paulatina de humedad (Benito Alonso, 2010).

El viento se encuentra condicionado al relieve local, lo que provoca un régimen de vientos particular. Las barreras montañosas pueden frenar el viento mientras que los collados y cañones lo aceleran por efecto Venturi (Benito Alonso, 2010), desecando el ambiente. En la cara norte del Monte Perdido, la presencia del glaciar genera vientos adiabáticos que provocan bruscos descensos en la temperatura (Salabardana, 2011).

La vegetación presente en la zona está fuertemente influenciada por estas particulares condiciones climáticas. Cuando la temperatura media supera los 7º C (Barrio et al., 1990) se considera periodo hábil para el desarrollo de los árboles (periodo vegetativo, PV). Cabe mencionar que el suelo en invierno permanece cubierto por la nieve una media cercana a los 6 meses.

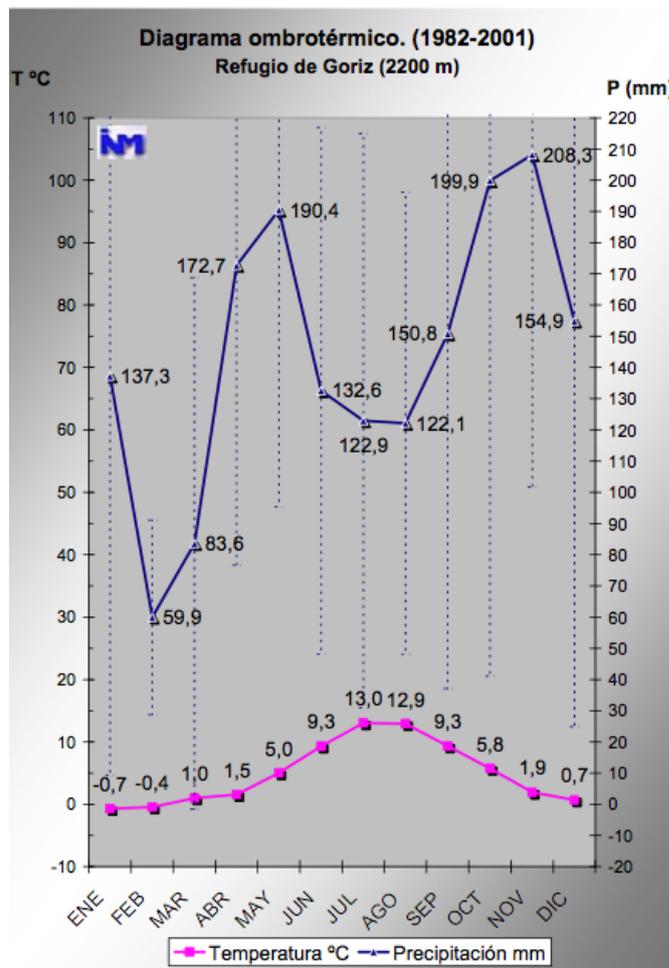


Figura 7. Diagrama ombrotérmico 1982-2001: media de la temperatura y la precipitación durante los años 1982-2011 de la estación meteorológica de Góriz. Fuente: Benito Alonso, 2010

2.5. Vegetación

Benito Alonso (2010) realizó uno de los primeros estudios centrados en la vegetación del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, y aunque en la actualidad son numerosos los proyectos de investigación y actuaciones gestionadas por el OAPN que trabajan para completar y perfeccionar esta información, es el material publicado más completo del que se dispone a día de hoy, por lo que la descripción de las formaciones vegetales existentes en el área de estudio de este TFM se ha extraído del mencionado trabajo.

Respecto a la zonación altitudinal, se pueden distinguir diferentes pisos bioclimáticos: forestal montano, forestal subalpino, pastos supra-forestales (alpino) y subnival. A continuación se presenta una breve descripción de cada uno de estos pisos.

· Piso montano (800-1700 m)

Entre los 800 y los 1700 m hay una gran variedad de tipos de vegetación. El bosque esclerófilo se expande en las solanas y está dominado por pinares y carrascales (*Quercus rotundifolia*), que suelen ir acompañados de arbustos resistentes a la sequía como el boj (*Buxus sempervirens*), el enebro (*Juniperus communis*) o la sabina negra (*Juniperus phoenicea*). El bosque mixto está también bien representado, a mayor altitud y/o orientaciones septentrionales en su mayor parte, y lo conforman esencialmente avellanos (*Corylus avellana*) y fresnos (*Fraxinus excelsior*), acompañados de arces (*Acer opalus*), tilos (*Tilia platyphyllos*), abedules (*Betula pendula*), olmos (*Ulmus glabra*), hayas (*Fagus sylvatica*) y serbales (*Sorbus aria*) entre otros caducifolios, además de coníferas como el pino royo (*Pinus sylvestris*) e incluso abeto (*Abies alba*) y tejo (*Taxus baccata*) (Figura 8c).

Las gravas de los ríos pirenaicos están colonizadas por varias especies de sauce como *Salix eleagnos* o *Salix purpurea*. Los mejores salgurales se encuentran en el Pineta, donde se puede admirar un sauce muy raro en el Pirineo, *S. daphnoides*, propio de los sedimentos glaciares alpinos (Figura 8b).

Los hayedos y abetales forman extensas masas mixtas de haya (*F. sylvatica*) con abeto (*A. alba*) y pino royo (*P. sylvestris*). Cabe destacar que los hayedos solos o con abetos, son los bosques más extensos del Parque, pues representan más de un tercio de su masa forestal. Después de los hayedos, los pinares de pino albar o "royo" (*P. Sylvestis*) son los bosques con mayor extensión del Parque (Figura 8d)

También se encuentran comunidades de matas almohadilladas espinosas de erizón (*Echinopartum horridum*), calcícolas, adaptadas al aire seco e insolación intensa y muy resistentes al fuego y al pisoteo.

De forma fragmentaria, se pueden observar comunidades megafórbicas con *Adenostyles alliariae*, *Ranunculus platanifolius*, *Lilium pyrenaicum*, la umbelífera endémica *Angeliza razuli* y varias especies de acónitos (*Aconitum vulparia* subsp. *neapolitanum* y *A. napellus*). En suelos profundos y húmedos hierbas perennes como *Plantago media*, *Trifolium medium* subsp. *medium*, *T. pratense* subsp. *pratense*, *Carlina acaulis*, *Galium verum* subsp. *verum* etc. forman pastos mesófitos densos.

Por último, son abundantes los prados de siega y comunidades relacionadas, derivadas de la intervención humana regular. Su flora la componen predominantemente gramíneas o leguminosas como *Arrhenatherum elatous*, *Trisetum flavescens*, *Phleum pratense* subsp. *bertolonii*, *Trifolium repens* subsp. *repens*, *T. pratense* subsp. *pratense*, *Onobrychis viciifolia*, etc.

· *Piso subalpino (1.700-2.300)*

Es el dominio potencial de los bosques de pino negro (*Pinus uncinata*) (Figura 8e). Sin embargo, la presión ganadera ha hecho que muchos de ellos desaparezcan a favor de la expansión de pastos de gramíneas esencialmente. En este piso se pueden encontrar también hayedo-abetales acidófilos con sotobosques formados por rododendro (*Rhododendron ferrugineum*), arándanos (*Vaccinium uliginosum* y *V. myrtillus*), *Malaprum pratense*, *Rosa pendulina*, *Luzula nivea*, *Cardamine heptaphylla*, etc.

Existen diferentes tipos de comunidades de gleras y roquedos dependiendo principalmente del tipo del sustrato (calizo o silíceo). En los roquedos calizos se pueden encontrar diversos endemismos pirenaicos como *Antirrhinum sempervirens* subsp. *sempervirens*, *Saxifraga aretioides* o *Silene borderei*, que acompañan a las especies más habituales como *Potentilla alchimilloides* o *Asperula hirta*. Las gleras calizas por su parte, están presididas por varios endemismos como *Borderea pyrenaica* o *Aquilegia pyrenaica*. En los roquedos de naturaleza silíceo se encuentran especies como *Primula hirsuta*, *Phyteuma hemisphaericum* o *Poa nemoralis*.

· *Piso alpino (2.300-2.800 m)*

En la alta montaña, el suelo permanece helado durante mucho tiempo y quedan pocos meses para el desarrollo vegetativo. Las especies aparecen distribuidas en diferentes comunidades dependiendo del sustrato. Especies como *Polygonum viviparum*, *Antennaria carpatica*, *Potentilla Novalis*, *Draba dubia* o *Festuca pyrenaica* están presentes a estas altitudes (Figura 8f).

El ibón de Marboré (2612 m s.n.m.) se encuentra en este piso bioclimático, y los alrededores del ibón están compuestos por un suelo muy pedregoso, lo cual dificulta el crecimiento de la vegetación. Se encuentran especies como *Silene acaulis* (Figura 9a),

Linaria alpina, *Oxytropis pyrenaica*, *Crepis pigmaea*, o *Leucanthemopsis alpina* (Figura 9b).



Figura 8. Representación gráfica de la vegetación del valle de Pineta en los diferentes pisos bioclimáticos, desde el montano hasta el alpino; a) vista general del valle de Pineta; b) bosque de rivera; c) bosque mixto; d) hayedo con pino rojo; e) pino negro; f) vegetación herbácea de altitud.

· *Piso subnival (2.800-3355 m)*

A esta altitud, los suelos son muy pedregosos por efecto de la crioturbación intensa y sólo unas pocas plantas pioneras soportan estas inclemencias: *Androsace ciliata*, *Saxifraga pubescens*, *Cerastium alpinum*, *Veronica nummularia*, *Saxifraga bryoides*, *Linaria alpina subsp. alpina*, etc. Se trata de pequeños cojinetes que viven en las grietas, gelifractos o pedregales y exhiben muchas veces flores de color llamativo.



Figura 9. Vegetación presente en los alrededores del ibón de Marboré.

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 10).

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. Una de las mitades de cada sondeo, ha sido guardada como archivo, envuelta en film transparente e introducida en una funda termo-sellada para su óptima conservación en las cámaras frías del IPE-CSIC. La otra mitad, ha sido utilizada como material de trabajo, y en ella se han realizado los muestreos para analizar los diferentes indicadores a estudiar.

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.

Con el fin de completar la información sedimentológica previamente existente (Oliva-Urcia et al., 2013), en este TFM se ha incluido un análisis general de las facies sedimentarias presentes en las secciones caracterizadas palinológicamente. Para ello,

se hicieron una serie de frotis de sedimento en las diferentes facies descritas *de visu*, con el objetivo de identificar a grandes rasgos la mineralogía y las características principales que permiten diferenciarlas. Los frotis fueron analizados en un microscopio petrográfico y la identificación de los diferentes minerales se ha llevado a cabo con la ayuda del *Tool for Microscopic Identification* (TMI) de la Universidad de Minnesota (<https://tmi.lacore.umn.edu/>).

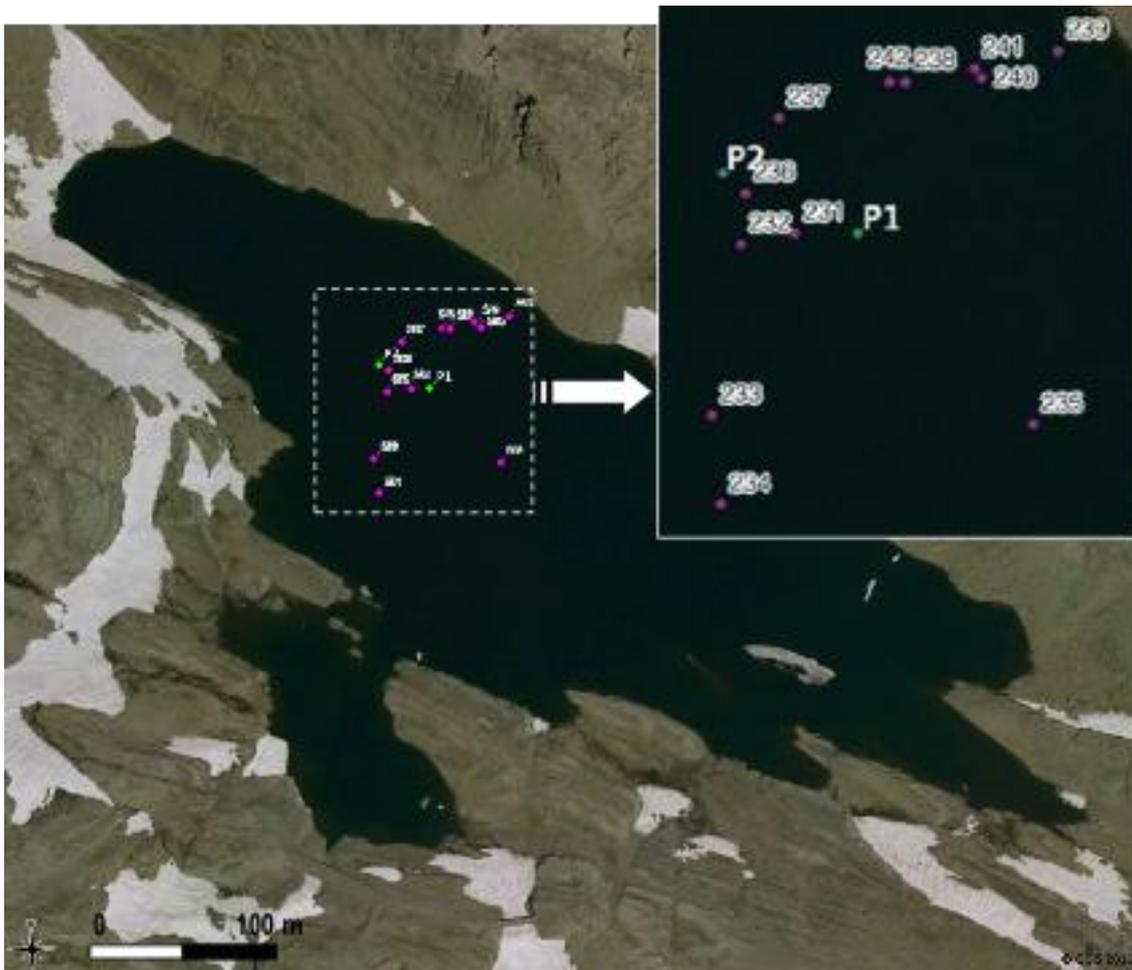


Figura 10. Puntos en los que se obtuvieron los sondeos en la campaña de campo de agosto del 2012 en el Ibón de Marboré. Fuente: Informe HORDA, 2013

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 1cm³ 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:

En primer lugar, se añadieron dos pastillas de *Lycopodium clavatum* que contienen un número conocido de esporas de este helecho exótico para calcular la concentración polínica (CP) según Stockmarr (1971). Este procedimiento permite conocer tanto la CP total como la de un taxón concreto, y se realiza mediante la siguiente fórmula:

$$C=T*N/L*G$$

Formula 1. Cálculo de la concentración polínica en el sedimento

Siendo T el número de granos aparecidos del taxón del que se quiere calcular la concentración, N, el número de esporas de *Lycopodium* añadidas al comienzo del tratamiento, L, el número de esporas de *Lycopodium* aparecidas contadas en el recuento y G, los gramos de sedimento. Este paso siempre debe ser el primero, de tal forma que el posterior tratamiento físico-químico que se le aplicará a la muestra, estará afectando por igual al polen fósil y al *Lycopodium*. De este modo, si no hubiera polen al final del tratamiento de la muestra, no podría atribuirse a un sedimento estéril sino a una degradación ocurrida durante el tratamiento físico-químico.

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. Siguiendo el protocolo de polen establecido, se tendría que haber realizado el filtrado de las muestras con el fin de eliminar el material que queda fuera del rango del tamaño del polen más habitual (entre 15 y 200 micras), pero dada la escasez de sedimento restante tras el ataque con los reactivos iniciales

del proceso se decidió eliminar este paso. Como resultado, las preparaciones palinológicas han presentado numerosos restos orgánicos que han dificultado el recuento y la identificación de los granos de polen, pero finalmente ha sido posible alcanzar un número estadísticamente válido y una variedad representativa del espectro polínico excepto en una de las muestras.

Las muestras fueron sometidas también a la separación por flotación con líquido denso. Este método permite aislar los fragmentos minerales de las partículas orgánicas según sus densidades relativas. A las muestras se les añade una preparación denominada Licor de Thoulet, que está compuesta por Ioduro de Cadmio, Ioduro de Potasio y agua destilada, cuya densidad es de 2 g/cm^3 , mayor que la materia orgánica (densidad específica $<1,7 \text{ g/cm}^3$) pero menor que la materia mineral (densidad específica $> 2 \text{ g/cm}^3$). Este líquido, concentra el polen por flotación y el resto del sedimento cae al fondo, separando por ello el material que nos interesa analizar al microscopio.

Por último, se procedió al montaje de la lámina sobre un porta-objetos. El producto final, mezclado con glicerina, permite el movimiento e incluso en algunos casos la rotación de los granos de polen durante la identificación y el recuento al microscopio, facilitando así la identificación y clasificación de los mismos.

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 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 el software de dibujo *Corel Draw*. 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.

4. Resultados

4.1. Marco cronológico

El modelo de edad de la secuencia de Marboré ha sido estudiado y modelizado con anterioridad a ese TFM por Oliva Urcia et al., (en preparación). 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 .

Lago	ID Seccion	Prof compuesta	Edad ^{14}C (años BP)	Efecto reservorio (años)	Edad correlacionada Pb (años BP)	Modelo de edad (años BP)	Modelo de edad (años AD)
MARBORÉ	MAR11-1G-1A-4 1º pico Pb	4			-16	-16	1966
MARBORÉ	MAR11-1G-1A-4 2º pico Pb	14			89	89	1861
MARBORÉ	MAR-11-1U-1A-1	0				-45	1995
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-1	10				43	1907
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-1	20				176	1774
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-1	30				334	1616
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-1	31	2589	2230	MAR11-1U-1A-1	350	1600
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	42				639	1311
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	52				768	1182
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	61				994	956
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	71				1054	896
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	72	3920	2230	MAR11-1U-1A-2	1082	868
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	84				1353	597
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	95				1448	502
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	104				1549	401
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	114				1695	255
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	124				1909	41
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	134				2236,6	-286 (BC)
MARBORÉ	MAR11-1U-1A-2	167	5521	2230	MAR11-1U-1A-2	2648	-698 (BC)

Tabla 1. Recopilación de las dataciones obtenidas en las secciones estudiadas del registro del Ibón 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 ^{14}C junto con el efecto reservorio calculado. Las filas blancas muestran las profundidades y edades establecidas para las muestras palinológicas incluidas en este TFM.

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.

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 (en preparación) 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 11).

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

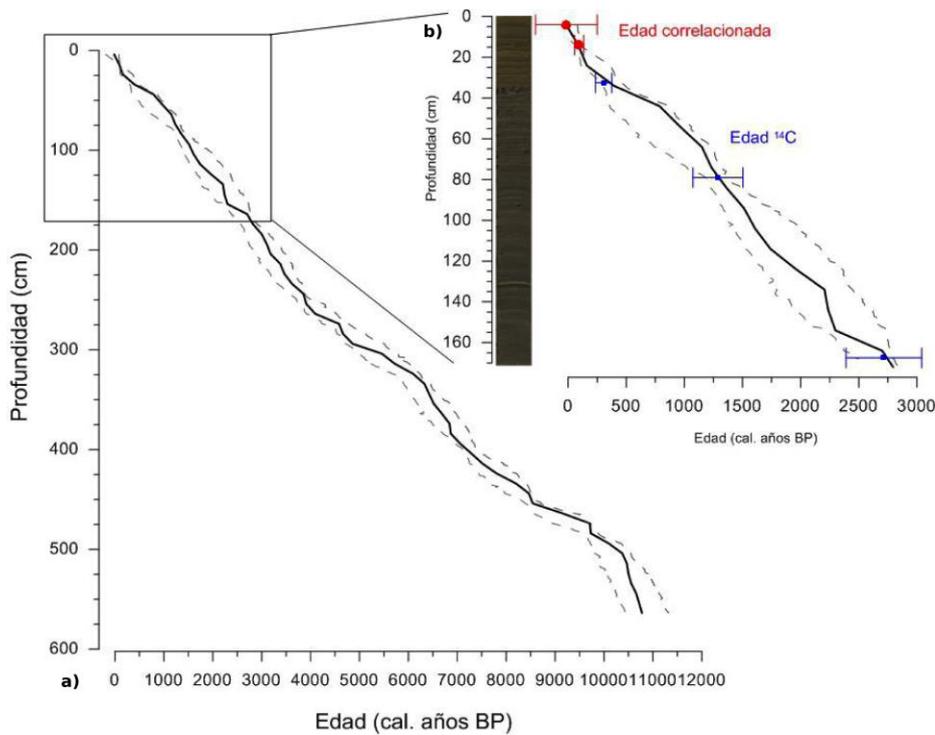


Figura 11. a) Modelo de edad del registro sedimentario completo del Ibón de Marboré basado en la interpolación de 13 dataciones de ^{14}C y dos correlaciones de picos de Pb. b) Detalle del modelo de edad para los 140cm superiores estudiados en este trabajo. Los puntos azules corresponden a dataciones de ^{14}C corregidas y los puntos rojos corresponden a edades correlacionadas con los picos del Pb de la secuencia MAR11-1G-1A.

4.2. Facies Sedimentarias

Los sedimentos estudiados a lo largo de esta secuencia son muy homogéneos. En todo el sondeo se repiten facies laminadas milimétricas (rara vez llegan a ser láminas centimétricas), compuestas por limos y lutitas de color marrón, gris y algunas de ellas, incluso blanquecinas. Las láminas presentan un contenido en materia orgánica muy homogéneo y no se aprecian grandes cambios en cuanto a la mineralogía, compuesta

principalmente por cristales de cuarzo y, en menor medida, cristales de biotita y minerales opacos (Figura 12). Sólo se observan ligeras variaciones de tamaño de grano, relacionadas con la intensidad de los aportes recibidos por el lago. Con estas características, no es posible asegurar que la laminación responda a un proceso anual en el que cada lámina corresponda a una estación, y que por lo tanto se trate de varvas glaciolacustres.

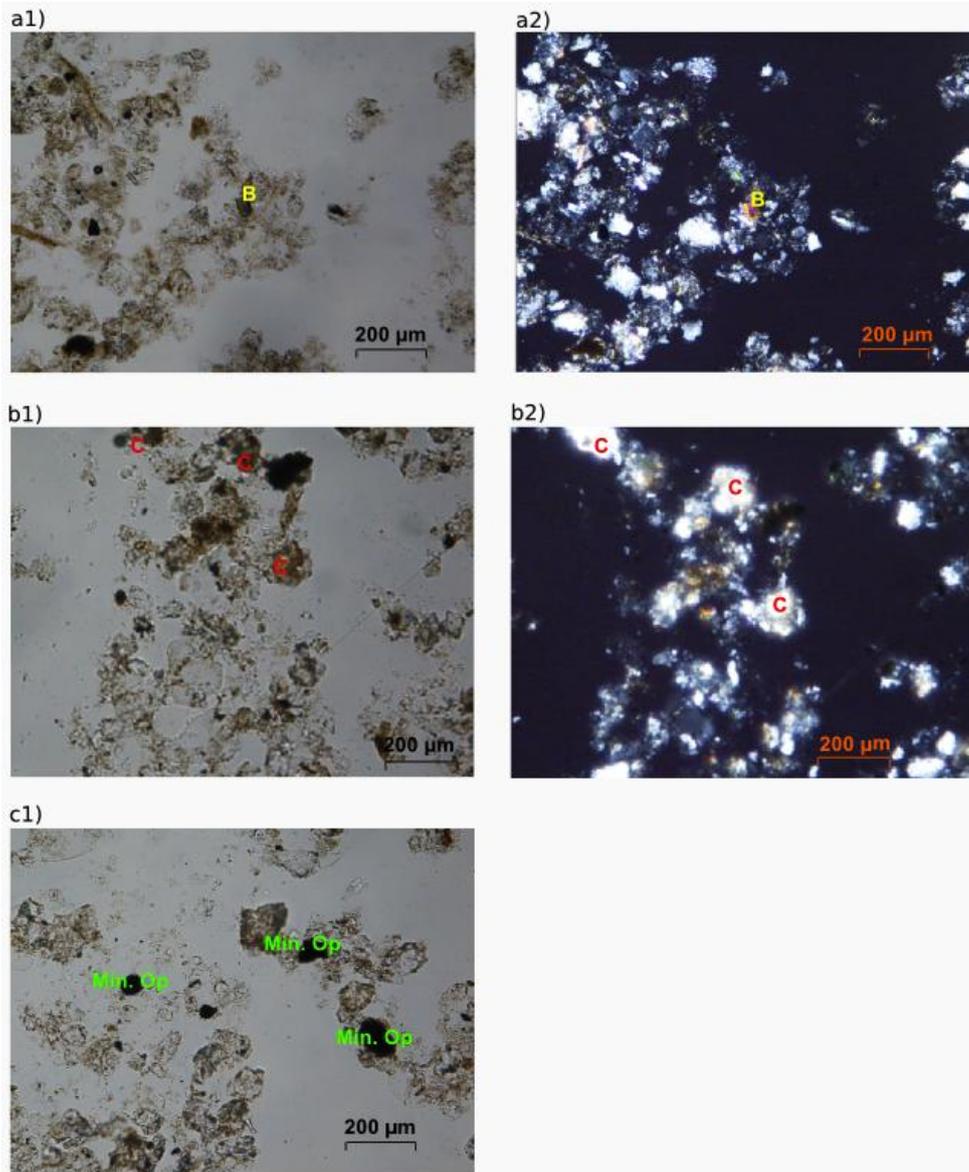


Figura 12. Fotografías de los diferentes minerales identificados en los frotis de la sección estudiada. a1) Biotita (B) en nícoles paralelos; a2) Biotita en nícoles cruzados; b1) Cuarzo (Q) en nícoles paralelos; b2) Cuarzo en nícoles cruzados; c1) Minerales opacos (Min. Op) en nícoles paralelos.

Los cristales de cuarzo han sido fácilmente identificados con luz polarizada cruzada (nícoles cruzados) del microscopio petrográfico. De esta manera, se produce en el microscopio un campo de oscuridad sobre el que destacan los granos de cuarzo de color blanco (Figura 12b2), mientras que con los nícoles paralelos, el cuarzo se

presenta transparente e incoloro (Figura 12b1). El cuarzo no tiene planes de exfoliación y apenas presenta birrefringencia (<https://tmi.laccore.umn.edu/inorganic/list/q>).

Los cristales de biotita presentan formas alargadas respecto al material circundante. Este mineral presenta un marcado pleocroísmo y varía de colores verdosos a marronáceos (Figura 12a1). Se observa exfoliación basal. La biotita presenta una alta birrefringencia y con luz polarizada cruzada, la biotita se observa con colores rosáceos-amarillentos (Figura 12a2) (<https://tmi.laccore.umn.edu/inorganic/list/q>).

Los minerales opacos son fácilmente identificables tras observar las preparaciones de frotis en el microscopio debido a que no transmite luz (Figura 12c1). No se han podido identificar minerales concretos entre los opacos, pero minerales óxidos como la magnetita o sulfuros como la piritita pueden que se encuentren entre ellos.

Como se ha mencionado anteriormente, la principal diferencia que presentan las facies laminadas caracterizadas es el tamaño de grano, ya que la composición mineral es muy parecida en todas ellas. De todos modos, pueden presentar ligeras variaciones.

Así pues, las láminas de color blanquecino (más claro), son las que presentan tamaño de grano más fino (aunque se observa cierta heterometría), ya que aunque el rango del tamaño de grano se encuentre dentro del tamaño de la arcilla (entre 2 y 5 μm), también se observan granos de cuarzo bastante mayores que pueden alcanzar incluso 100 μm . En cuanto a la composición de estas láminas más claras, se aprecia un mayor contenido porcentual de cuarzo que de biotitas (80% cuarzo, frente al 10% de biotitas y 10% de minerales opacos) (Figura 13b1, b2).

Las láminas marrones muestran un tamaño de grano más grande (20-70 μm) con un ligero aumento en el porcentaje de biotitas (70% de cuarzo, frente al 20% de biotitas y 10% de minerales opacos) (Figura 13a1, a2).

En algunos casos también se observan láminas más grisáceas que aparecen por debajo de láminas blancas, presentando un tamaño de grano mayor, muy similar al de las marrones (entre 20 y 70 μm). En cuanto al contenido mineral, las láminas grises se encuentran entre las marrones y las blancas (75% de cuarzo, 15% biotita y 15% minerales opacos) (Figura 13c1, c2).

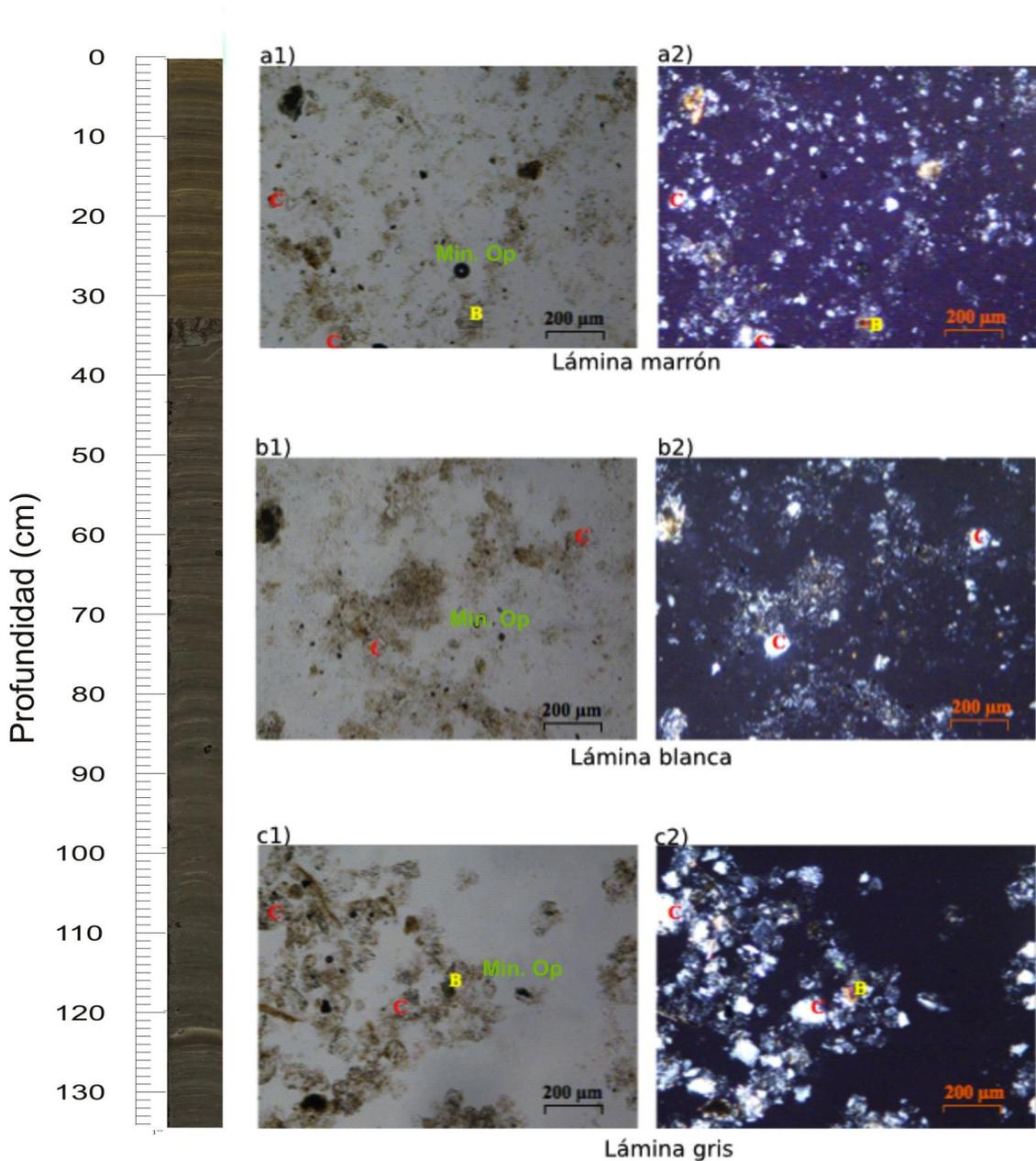


Figura 13. Representación del sondeo estudiado junto con las imágenes de los frotis analizados en el microscopio petrográfico. Las imágenes de la izquierda (con fondo blanco) han sido tomadas con nícoles paralelos, mientras que las imágenes de la derecha (con fondo oscuro), lo han sido con nícoles cruzados. a1) Lámina marrón (nícoles paralelos); a2), lámina marrón (nícoles cruzados); b1) lámina blanca (nícoles paralelos); b2) lámina blanca (nícoles cruzados); c1) lámina gris (nícoles paralelos); c2) lámina gris (nícoles cruzados). Q: cuarzo; B: biotita; Min. Op.: minerales opacos.

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. Por otra parte, como se ha mencionado anteriormente, a la hora de la preparación de las muestras polínicas no se realizó el filtrado debido al poco sedimento existente tras comenzar el tratamiento físico-químico. En consecuencia, las preparaciones presentaban muchos fragmentos de micro y macro carbones y otras partículas, que han dificultado la lectura de las muestras. Además, es posible que taxa como *Pinus* o *Abies*, fácilmente reconocibles debido a su gran tamaño y a sus característicos sacos aeríferos, aparezcan sobre-representados (ir a *anexo* para ver fotos de los diferentes taxones polínicos). Esta posible sobre-representación puede ser debida a que los restos de partículas que dificultaban la identificación de ciertos granos de polen más pequeños, no afectaran tanto al pino y al abeto. A pesar de estas limitaciones metodológicas, los datos obtenidos en este TFM 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 14). 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 14). *Corylus* es el taxón dominante del grupo denominado “bosque caducifolio” (Figura 15). 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 TFM (Figura 14).

Respecto a la concentración polínica (CP), a lo largo de la secuencia se observan ciertas fluctuaciones pero en general, a pesar de la elevada altitud del ibón (2.612 m s.n.m.) y su entorno desarbolado actual, la concentración polínica es bastante elevada, por lo que no se corresponde la premisa de CP altas relacionadas con vegetación densa y abundante en el entorno de la cuenca de recepción de la lluvia polínica (en nuestro caso, el ibón de Marboré).

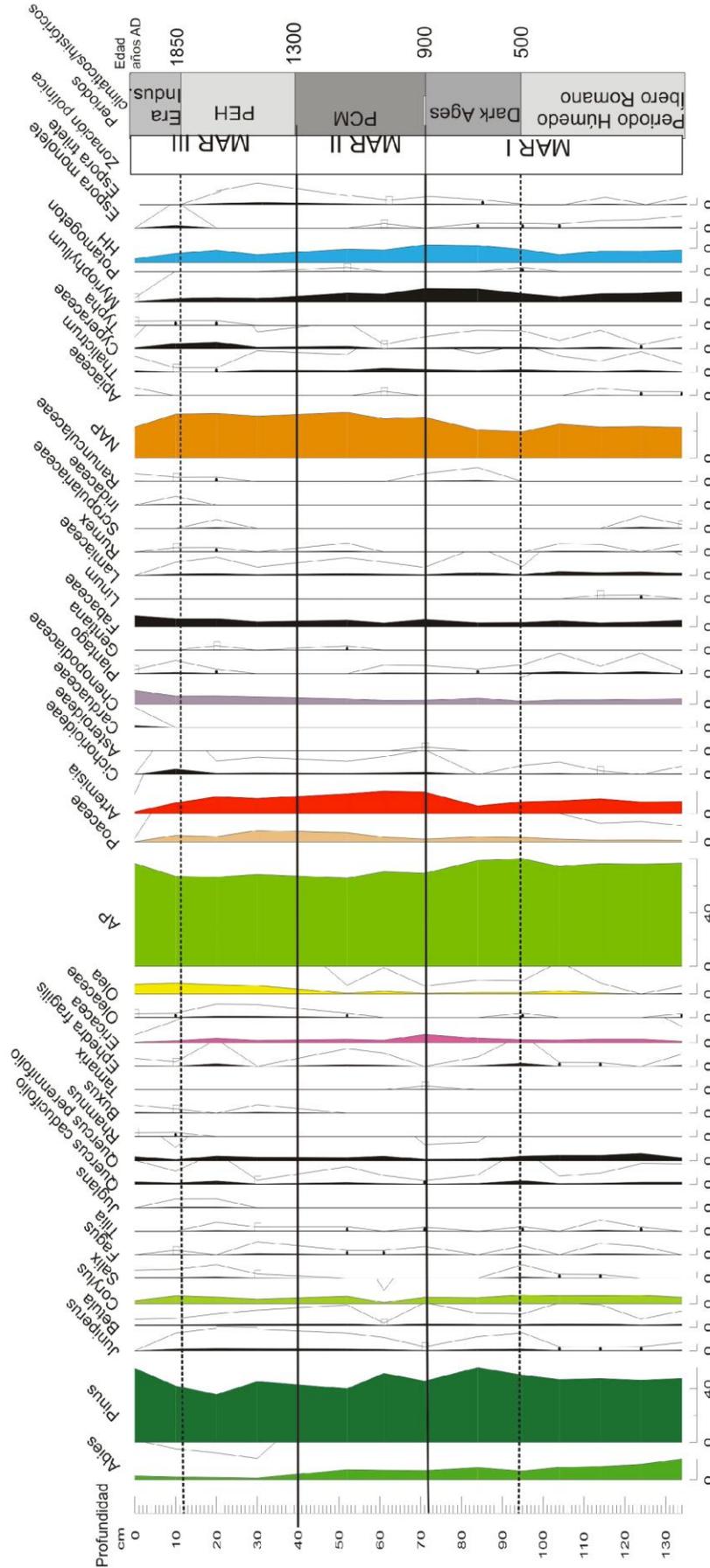


Figura 14. Diagrama polínico de todos los taxones reconocidos en la secuencia sedimentaria del Ibón de Marboré estudiada en este TFM. AP: Arboreal Pollen; NAP: Non Arboreal Pollen, HH: Hygrophytes, Hydrophytes; PMC: Período Cálido Medieval; PEH: Pequeña Edad de Hielo.

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 15) 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 14). 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 14).

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 14).

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 14)

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 Chenopodiaceae (2%) disminuyen. El porcentaje de plantas acuáticas aumenta considerablemente hasta alcanzar un 9,7% (Figura 14).

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 14).

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 14).

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 14).

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 14). 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%, al mismo tiempo que se registra la concentración polínica más baja de toda la secuencia (Figura 14). *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 14), 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 sustrato 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 14). *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 15). 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 TFM, son numerosos los trabajos 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; 200 A.C. - 895 A.D.), *MAR II* (71- 42 cm; 895 A.D. – 1310 A.D.) y *MAR III* (42 – 0 cm; 1310 A.D. – 1995 A.D.) (Figura 15). A continuación se analizan las diferentes etapas presentes en cada una de estas zonas.

MAR I (134-71 cm; 40 B.C. - 895 A.D.)

Periodo Húmedo Íbero Romano (200 A.C.-500 A.D.)

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).

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 15).

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 TFM, durante el Período Íbero-Romano se registra un aumento notable en la escorrentía y en los eventos de precipitación. 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.

Al margen de la secuencia palinológica, existe otro posible indicador de actividad antropogénica en el registro de Marboré: la curva del plomo establecida a partir del XRF y muestras discretas analizadas en el ICP, y que muestra un pico significativo en este nivel (Figura 15). Ligado a esta anomalía del plomo, puede estar la explotación que llevaron a cabo los romanos en las Minas de Parzán (Valle de Bielsa). Aunque históricamente no esté documentada en la región actividad minera en esta época, existen evidencias de explotaciones mineras romanas en otras localidades de la Península Ibérica. En concreto, un registro extraído en la ciénaga de La Molina (Asturias), recoge contaminación atmosférica por Pb en época romana (Martínez-Cortizas et al., 2013), mientras que el registro sedimentario del lago Redon (Pirineo Leridano), muestra un aumento en la concentración del Pb alrededor del año 658 A.D. (Catalan et al., 2006), y los autores también relacionan este pico con actividad minera en la zona.

Además, los picos en la contaminación atmosférica por metales suelen ir acompañados por reducciones en la cubierta vegetal que se reflejan en una disminución del flujo polínico (Martínez-Cortizas et al., 2013). Esta disminución no se aprecia claramente en el diagrama presentado en este TFM, si bien es cierto que el pico de Pb se localiza prácticamente en la base de la secuencia estudiada y todavía no se poseen datos

comparativos de periodos previos. Sin embargo, sí puede observarse cierto aumento de la curva general de AP tras el PHIR, cuando los valores de concentración de Pb son menores (Figura 15).

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).

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 TFM 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. También se observa un significativo descenso de herbáceas asociadas a actividades antrópicas, probablemente por el mismo motivo que taxa más exigentes en temperatura como *Quercus* perennifolio o algunos caducifolios.

En cuanto a la curva del Pb (Figura 15) se observa cierta disminución que podría relacionarse con el cese de la explotación minera consecuencia de la caída del Imperio Romano. En la secuencia de la ciénaga de La Molina mencionada anteriormente, también se registra una disminución del Pb a partir del año 480 A.D. aproximadamente (Martínez Cortizas et al., 2013)

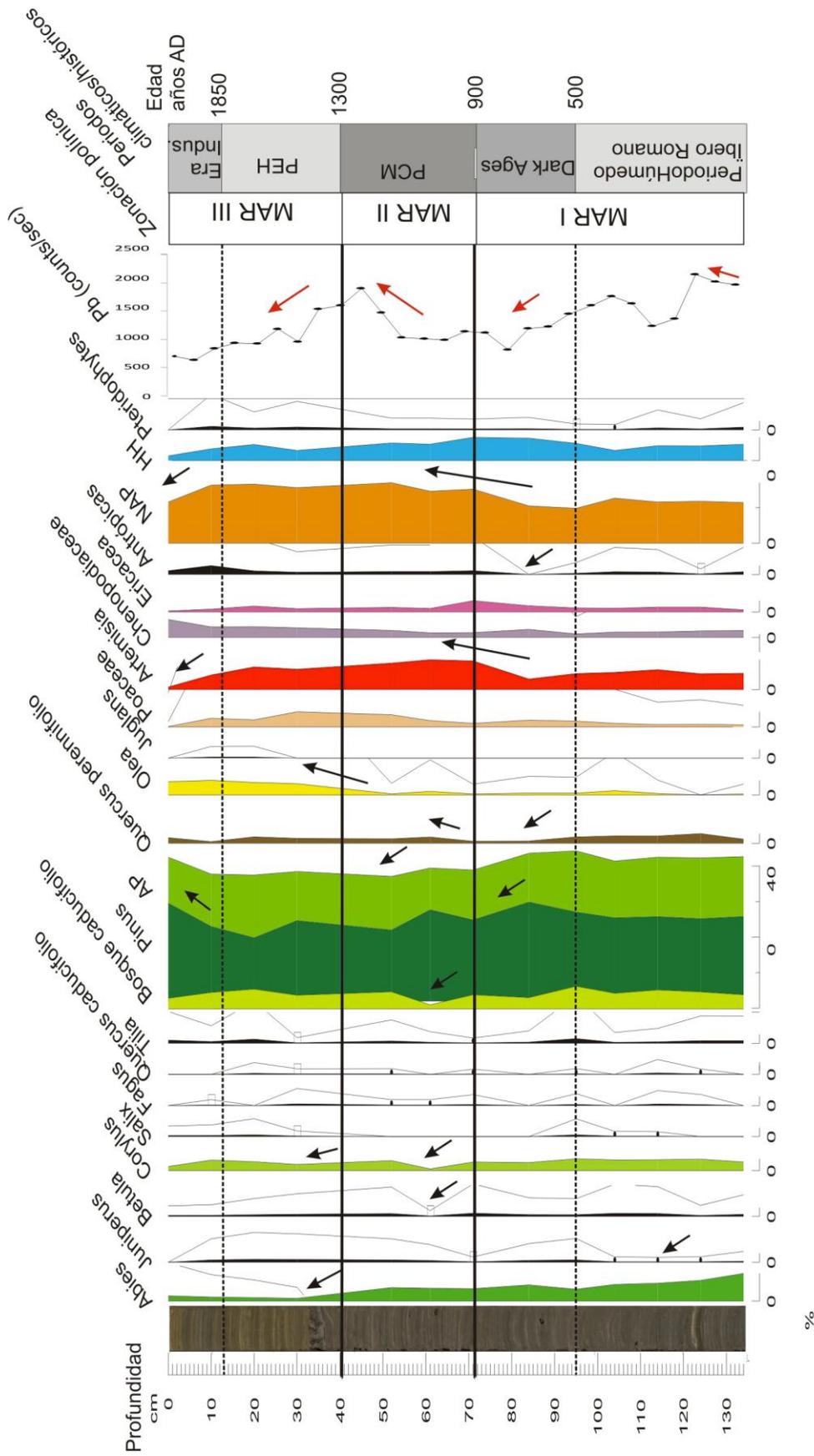


Figura 15. Taxones seleccionados de la secuencia sedimentaria del Ibón de Marboré junto con el sondeo estudiado y la curva de Pb establecida a partir del XRF. Se han incluido 4 grupos polínicos: Bosque caducifolio (*Betula*, *Corylus*, *Salix*, *Fagus*, *Tilia*, *Quercus* caducifolio, *Rhamnus* y Oleaceae), Otras herbáceas (*Gentiana*, Fabaceae, *Linum*, Lamiaceae, Scrophulariaceae, Iridaceae y Ranunculaceae), Antrópicas (*Juglans*, *Rumex*, Apiaceae y Asteraceae) y Pteridophytes (Espora monolete, Espora trilete). AP: Arboreal Pollen; NAP: Non Arboreal Pollen; HH: Hygrophytes, Hydrophytes; PMC: Periodo Cálido Medieval; PEH: Pequeña Edad de Hielo.

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 15), 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* perennifolio. 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* perennifolio 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).

No obstante, en relación a la existencia de una posible intervención humana en el paisaje vegetal, y a pesar de no registrarse en la secuencia ninguna fluctuación brusca del AP, en la segunda mitad de PCM se observa un nuevo pico en la curva del Pb (Figura 15), semejante al registrado en Época Romana, y en este caso, sí existen evidencias históricas que demuestran que durante el Período Medieval hubo actividad minera en el valle de Bielsa. Según Bielza de Ory et al., (1986), durante todo el medievo, el rey Alfonso II de Aragón concedió a los mineros de Bielsa la explotación de las minas para la extracción de mena de plata. A fin de garantizar la permanencia de

los mineros, se les dio la libre disposición de agua, pastos y bosques, esenciales para la manufacturación primaria del mineral. Las dificultades del transporte y las comunicaciones en los altos valles pirenaicos, conllevaron el imperativo de manipular el mineral casi a pie de mina, haciendo uso de la existencia de ríos y bosques en la montaña, que surtieron de energía los molinos y de combustible los hornos.

En consecuencia, podría esperarse una caída brusca del polen arbóreo en la secuencia generada por estas actividades mineras, pero sólo se aprecia el mencionado descenso del bosque caducifolio en la primera mitad del PCM (Figura 15). El hecho de que este descenso no sea muy notable ni se aprecie en el resto de AP, puede ser debido a que la intervención humana en el medio vegetal (posible deforestación), se diera únicamente de manera local y en cotas muy bajas en comparación con la altitud a la que se encuentra el ibón de Marboré, de modo que apenas quedara reflejado en la señal palinológica de la secuencia objeto de estudio. De hecho, en el registro de la Basa de la Mora por ejemplo, en esta época, se observa un aumento en la variabilidad de los porcentajes de *Pinus*, aunque la proporción de polen arbóreo sigue siendo superior al 55% y no se puede afirmar que se produjera una deforestación reseñable en la zona (Pérez-Sanz et al., 2011). Sin embargo, otras secuencias polínicas pre-pirenaicas de menor altitud como Estaña (670 m s.n.m) y Montcortés (1065 m s.n.m.), muestran una deforestación más importante que la Basa de la Mora (1914 m s.n.m.), lo que sugiere que las actividades humanas estarían especialmente localizadas en terrenos de baja altitud (Pérez-Sanz et al., 2011).

Por lo tanto, teniendo en cuenta que el ibón de Marboré se encuentra a 2.612 m s.n.m., es el aumento de la altitud el que hace más difícil que se registre la señal de una posible deforestación, confirmando el potencial de las secuencias de altitud para caracterizar la variabilidad climática, sin el sesgo de posibles cambios consecuencia de actividades humanas (problema esencial de las reconstrucciones paleoambientales referidas a los últimos milenios).

La reconstrucción paleohidrológica establecida en la secuencia de Marboré a partir de la sedimentología para el PCM 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 15).

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 TFM.

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 15), 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 15), 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. Tanto en la Basa de la Mora como en Estaña, el pico de *Olea* se produce a partir de 1350 A.D. hasta finales del siglo XIX aproximadamente.

Por último, respecto a la curva del Pb, durante la primera mitad de la PEH se observan dos picos: uno relativamente alto alrededor del año 1350 A.D., y otro bastante menor alrededor del año 1500 A.D (Figura 15). Estos dos picos de Pb también pueden relacionarse con actividad minera, ya que según Bielza de Ory et al., (1986), la extracción de metal argentífero continuó durante la Edad Media hasta desaparecer en la segunda mitad del siglo XIV, quizá agotado, o tal vez en desuso por un aumento de los costes que no justificaban la explotación. Estos autores afirman que desde el año 1400 A.D. e incluso desde antes, no hay rastro de plata en Bielsa. Por lo tanto, estos picos de Pb podrían representar el final de la actividad minera en el valle de Bielsa, ya que a partir de entonces el Pb va descendiendo hasta el techo de la secuencia sin registrar más picos.

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 15). *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 Fin de Máster 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:

1. Todo el intervalo estudiado en este TFM 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.
2. 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.
3. 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 (0-500 A.D.) como un momento de abundantes precipitaciones y templadas temperaturas.
4. 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.
5. 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.
6. 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).
7. 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.).

8. Los picos de Pb que presenta la curva obtenida del análisis geoquímico (uno en el Periodo Íbero Romano y otro durante la Edad Media). coinciden con periodos en los que existen evidencias históricas de actividad minera en la región y con la edad asignada a los intervalos en los que se producen.

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.
- Aries, S. 2001 Mise en évidence de contaminations métalliques historiques à partir de l'étude d'enregistrements sédimentaires de lacs de haute montagne. Ph. D. Thesis, Université Toulouse III – Paul Sabatier. 276 pp.
- Barrio, G., J. Creus & J. Puigdefábregas. 1990. Thermal seasonality of the high mountain belts of the Pyrenees. Mountain Research and Development 10(3): 227-233.
- Benito Alonso, J.L. 2010. La vegetación del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. Monografías de Botánica Ibérica nº 6, 386 pp.
- 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.
- Bielza de Ory, V., Corral Lafuente, J.L., Escolano Utrilla, S., Laliena Corbera, C., Sesma Muñoz, A., Ubieto Arteta, A. 1986. Estudio histórico geográfico del valle de Bielsa (Huesca). Colección de Estudios Altoaragoneses.
- Bradley, R.S. 1999. Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary (Academic Press).
- Briks, H.J.B. & Briks H.H. 1980. Quaternary palaeoecology. London: Arnold.
- Brooks, J., Shaw, G. 1968. Identity of sporopollenin with older kerogen and new evidence for the possible biological source of chemicals in sedimentary Rocks. Nature, Lond. 220,678-9.
- Camarero, L., Masqué, P., Devos, W., Ani-Garlota, I., Catalan, J., Moor, H.C., Pla, S., & Sánchez-Cabeza, J.A.. 1998. Historical variations in lead fluxes in the Pyrenees (NE Spain) from a dated lake sediment core. Wat. Air Soil Pol., 105: 439-449.
- 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., Giralt, 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.
- Dupré Ollivier, M. 1979. Breve manual de análisis polínico. Instituto Juan Sebastián Elcano C.S.I.C. Departamento de Geografía de la Universidad de Valencia.
- Ejarque, A., Miras, Y., Riera, S., Palet, J.M. y Orengo, 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.
- García-Ruiz, J.M., J. Puigdefábregas & J. Creus. 1985. Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón. 224 pp. Instituto de Estudios Altoaragoneses. Huesca.
- 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
- 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.
- 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.
- 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.
- López-García, P. 1977. Estudio palinológico del abrigo de Verdelpino (Cuenca). *Trabajos de Prehistoria*, vol. 35. Madrid: 9-44.
- 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

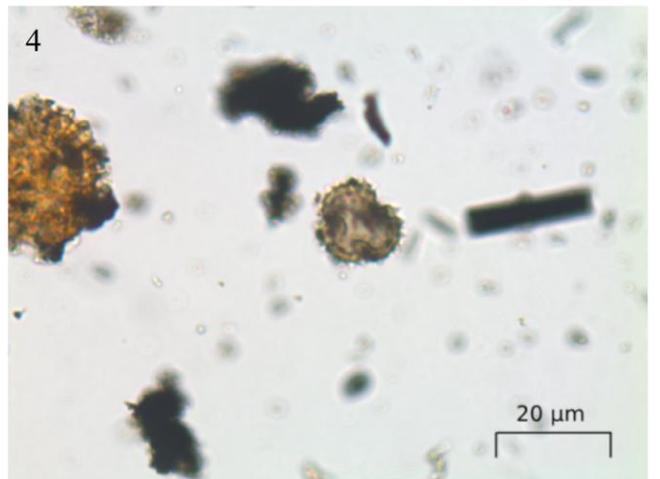
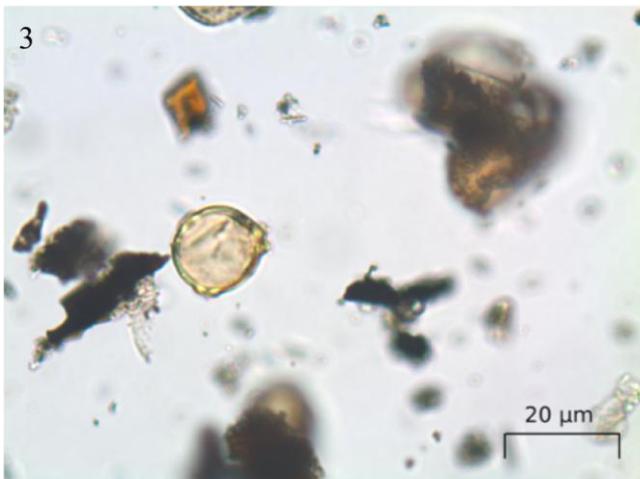
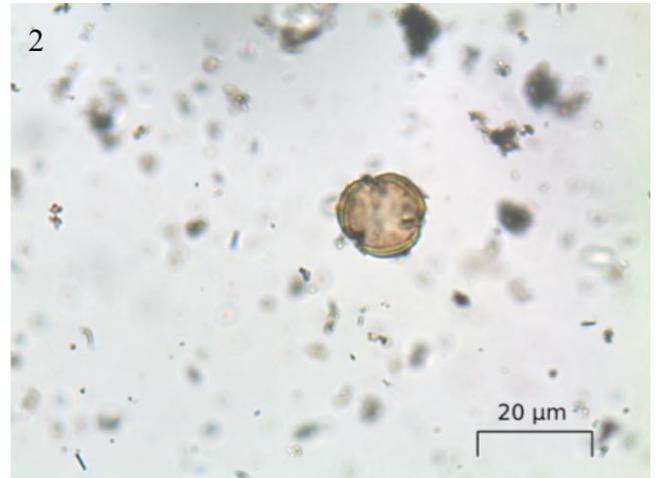
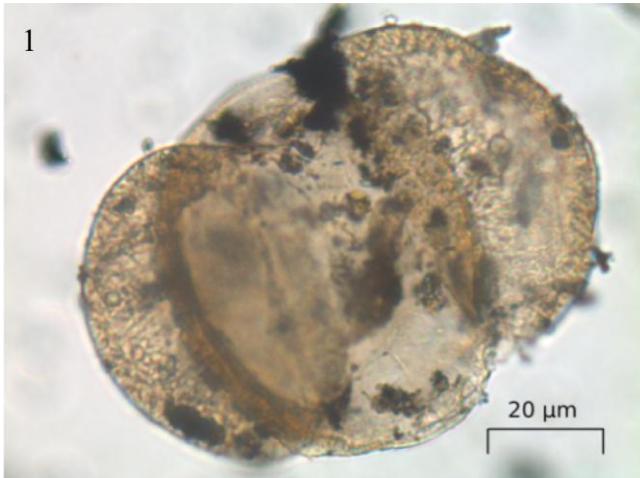
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G. y Ni, F. 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326: 1256-1260.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Pilar Mata, M., 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.
- Martínez-Cortizas, A., López-Merino, L., Bindler, R., Mighall, T., Kylander, M. 2013. Atmospheric Pb pollution in N Iberia during the later Iron Age/ Roman times reconstructed using the high-resolution record of La Molina mire (Asturias, Spain). *Journal of Paleolimnology* 50: 71-86.
- Martínez 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

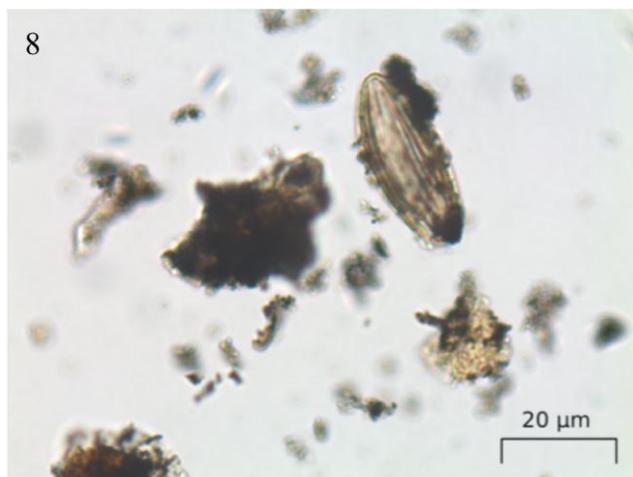
- Mourelle, D. & Priaito, A.R., 2012. Modern pollen seemblages of surface samples and their relationships to vegetation in the campos region of Uruguai. *Review of Paleobotany and Palynology* 181, 22-23.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P. y Rico, M. 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology*, 40: 943-961.
- Moreno, A., López-Merino, A., Leira, M., Marco-Barba, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Loópez-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., 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 Aragónés)*.
- 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.
- Pèlach, 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). *Zubía* 23: 17-38.

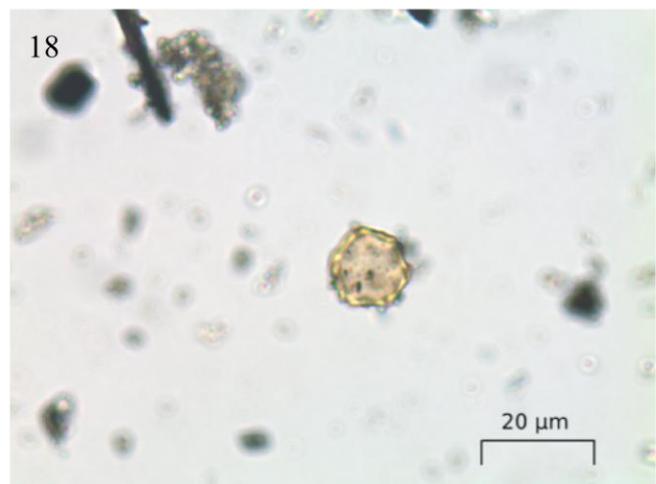
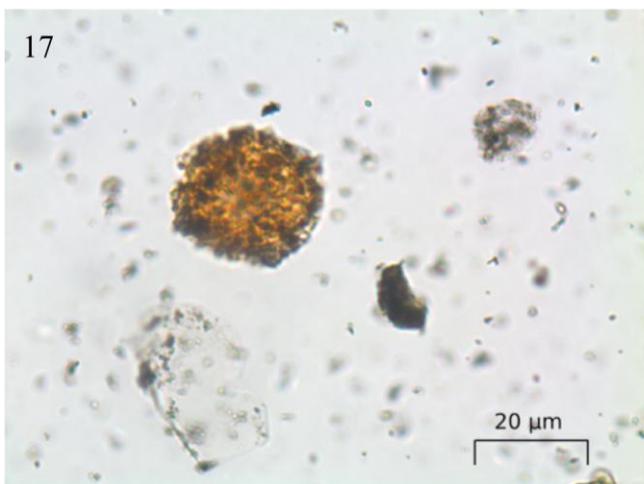
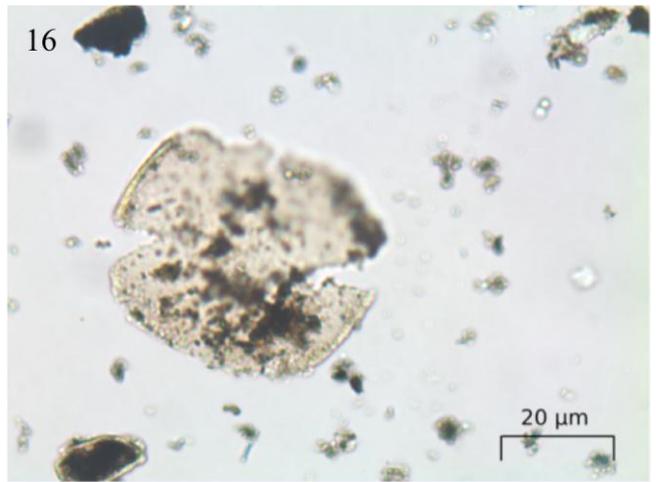
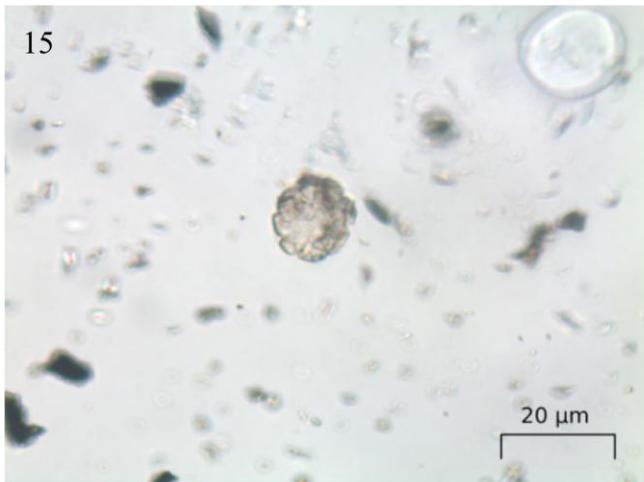
- Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Gil-Romera, G., Rieradevall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M., Navas, A., 2013. Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central 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.
- Ruiz Zapata, B. 1977. Análisis polínico de un perfil de la turbera de Aldea (Tarragona). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.)*, n.º 75: 197:113.
- Rull, V., González-Sampériz, P., Corella, J.P., Morellón, M., Giralt, S. 2001. 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.

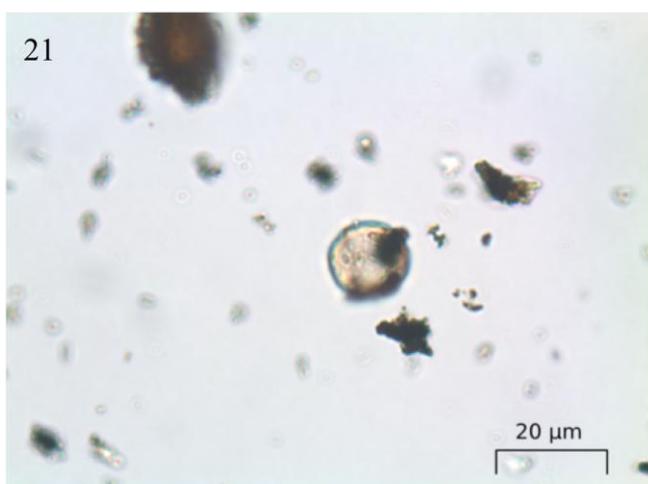
- Tarrats, P. Relating actual with subfossil chironomid assemblages. Paleoenvironmental reconstruction of the last 350 year of Basa de la Mora Lake (Central Pyrenees) through actual macroinvertebrate community characterization. 2012. Master in Global Change UIMP-CSIC.
- Tool for Microscope Identification (TMI). University of Minnesota. (<http://tmi.laccore.umn.edu/>).
- Trigo, R.M., Osborn, T.J., Corte-Real, J.M., 2002. The North Atlantic oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research* 20, 9e17.
- 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-Garces, B.L., Gonzalez-Samperiz, P., Navas, A., Machin, J., Mata, P., Delgado-Huertas, A., Bao, R., Moreno, A., Carrion, J.S., Schwalb, A., & Gonzalez-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-Garces, 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., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B., Xoplaki, E., 2001. North Atlantic oscillation-concepts and studies. *Surveys in Geophysics* 22, 321e382.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, 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.

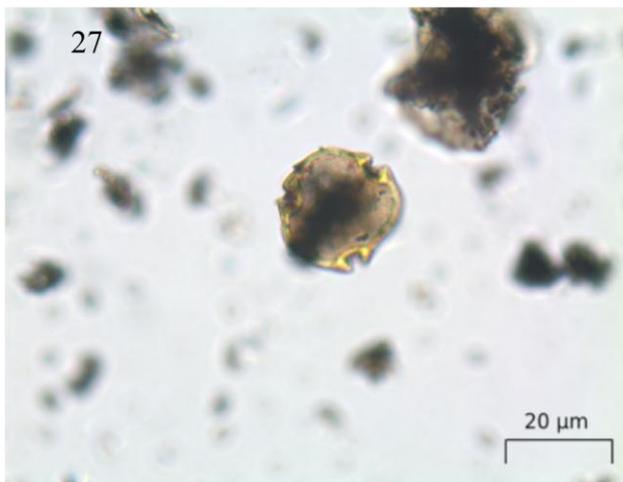
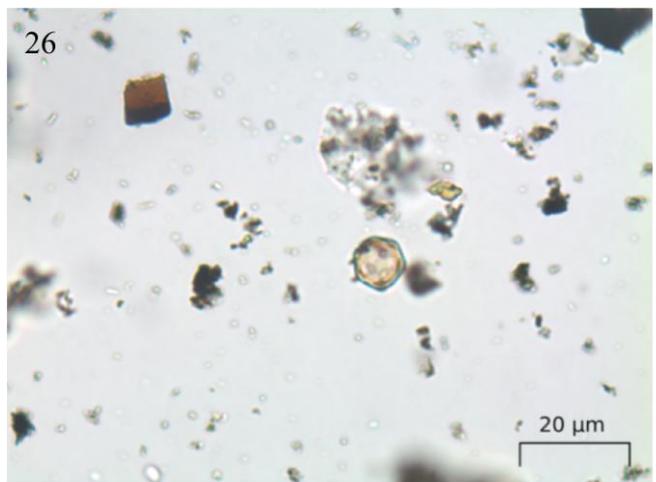
9. Anexo











Anexo I. Imágenes de los taxones polínicos más representativos reconocidos en el microscopio óptico. 1) *Abies*; 2) *Artemisia*; 3) *Betula*; 4) *Carduaceae*; 5) *Chenopodiaceae*; 6) *Corylus*; 7) *Cyperaceae*; 8) *Ephedra fragilis*; 9) *Ericaceae*; 10) Espora monolete; 11) Espora trilete; 12) *Fabaceae*; 13) *Juglans*; 14) *Juniperus*; 15) *Lamiaceae*; 16) *Linum*; 17) *Lycopodium*; 18) *Myriophyllum*; 19) *Olea*; 20) *Pinus*; 21) *Plantago*; 22) *Poaceae*; 23) *Quercus caducifolio*; 24) *Quercus perennifolio*; 25) *Salix*; 26) *Thalictrum*; 27) *Tilia*; 28) *Typha*