



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza



RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL REGISTRO FLUVIOLACUSTRE CUATERNARIO DE PLANDESCÚN (HUESCA).



Máster en Geología: Técnicas y Aplicaciones

Directores: Penélope González Sampéris, Blas Valero Garcés (IPE-CSIC)

Tutora: Concha Arenas Abad (Universidad de Zaragoza)

Autora: Mónica Rodríguez Ipiens

Zaragoza, Septiembre de 2019

Contenido

RESUMEN/ABSTRACT:	2
1. INTRODUCCIÓN	4
1.1 ¿Qué es el clima? Factores implicados en el Cambio Climático y Cambio Global	4
1.2 El Holoceno.....	5
1.3 Estudio paleoclimático mediante secuencias lacustres. Importancia del Paleolago de Plandescún.....	7
1.4 Palinología como herramienta de reconstrucción paleoambiental	9
2. ANTECEDENTES	10
3. OBJETIVOS	12
4. ÁREA DE ESTUDIO	12
4.1. Localización geográfica	12
4.2 Contexto geológico y geomorfológico	13
4.3 Clima y vegetación.....	17
5. METODOLOGÍA	20
5.1 Recopilación bibliográfica y trabajo de campo.	20
5.2 Obtención, apertura y fotografiado de sondeos. Toma de muestras para diferentes indicadores y dataciones radiocarbónicas. Descripción sedimentológica de visu.....	20
5.3 Preparación de frotis sedimentarios	22
5.4 Preparación de muestras polínicas	22
5.5 Análisis TIC/TOC/TC/TS	24
5.6 Elaboración de Secuencia compuesta.....	25
6. RESULTADOS	26
6.1 Dataciones	26
6.2 Sedimentología.....	27
6.2.1 Facies sedimentarias.....	27
6.2.2 Composición elemental TS/ TOC/TIC.....	30
6.3 Palinología.....	32
7. DISCUSIÓN	38
7.1 Origen y evolución sedimentológica del lago de Plandescún.	38
7.2 Evolución de la vegetación	40
8. CONCLUSIONES	45
BIBLIOGRAFÍA	47
ANEXOS: FIGURAS Y TABLAS	53

RESUMEN:

El desequilibrio ambiental ocasionado por el actual Cambio Climático y el Cambio Global está teniendo una enorme repercusión en nuestra sociedad (OPCC, 2018). Para conocer estos cambios, es preciso estudiar la variabilidad ambiental más allá de los datos disponibles a partir de registros instrumentales, que habitualmente sólo cubren unas décadas. Con las series temporales largas procedentes de registros geológicos podemos reconstruir el pasado, caracterizar los procesos ambientales actuales y prepararnos para afrontar los retos futuros. En este aspecto, es necesario destacar la importancia de las secuencias lacustres, las cuales albergan un registro casi continuo y de alta resolución de varios cientos y/o miles de años.

El presente trabajo se basa en el análisis de diversos “proxies” (indicadores) de un depósito paleolacustre localizado en el Pirineo Central, el paleolago de Plandescún (42° 34′ N, 0° 17′ E, 1060m s.n.m).

Mediante la datación radiocarbónica de materia orgánica, el análisis sedimentológico, geoquímico (TC/TOC/TIC/TS) y caracterización palinológica de los sedimentos del lago se ha podido reconstruir la evolución de los ambientes de depósito en el paleolago y de la vegetación en la cuenca de recepción entre hace 4000 y 3000 años. Los resultados han permitido acotar el origen del paleolago y los procesos geomorfológicos que lo originaron, así como obtener una reconstrucción paleoambiental durante el comienzo del Holoceno Reciente.

En este trabajo se postula que, los principales factores implicados en la desestabilización de la ladera que bloqueó el curso fluvial del río Cinqueta y dio origen al paleolago fueron el clima, la deforestación (antropogénica o natural) y la actividad sísmica. La dominancia de facies detríticas gruesas sugiere que el lago se originó y colmató en un período corto en el tiempo, mientras que los resultados palinológicos muestran cambios en la vegetación, hacia un paisaje más abierto, coherente con otros estudios regionales.

ABSTRACT:

The environmental crises caused by the current Climate and Global Change is having a huge impact in our society (OPCC, 2018). To set these recent changes in a general context is necessary to know the environmental and climate variability beyond the available data from instrumental records, which usually only cover a few decades. Long time series from geological records provide information to reconstruct the past, help to characterize the environmental processes that are happening today and let us to be prepared to face the challenges of global change. Within the paleorecords, it is necessary to highlight the importance of lacustrine sequences, which house long, continuous and high resolution archives.

This study is based on the analysis of several proxies of a paleolacustrine deposit located in the Central Pyrenees, the Plandescún paleo-lake (42° 34' N, 0° 17' E, 1060m a.s.l).

Using radiocarbon dating, sedimentological, geochemical (TC/TOC/TIC/TS) and palinological analyses we have characterized the lake sediments, reconstruct the depositional evolution of the paleo-lake and the vegetation in the watershed between 4000 and 3000 years. The results have constrained the timing of the paleo-lake origin at about 4 ka BP and characterized the geomorphological processes that originated the blockage of the Cinqueta River drainage and its evolution during the Late Holocene.

This TFM suggests that, the main factors involved in the origin of the lake could have been climate, deforestation (with possible anthropic influence) and seismic activity. All of these responsible for the destabilization of the slope and the river drainage blockage. The dominance of coarse detrital facies indicates that the lake was filled in a short time. Palynological results show changes in vegetation, towards a more open landscape, consistent with other regional studies.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 ¿Qué es el clima? Factores implicados en el Cambio Climático y Cambio Global

El clima, según la OMM (Organización Meteorológica Mundial) se define como: *“El conjunto fluctuante de condiciones atmosféricas caracterizado por los estados y la evolución del tiempo en el curso de un período suficientemente largo y en un dominio espacial determinado”*.

El tiempo atmosférico en cambio, presenta variaciones constantes aunque a su vez, en un mismo lugar y en fechas similares presenta notables analogías (Escardó, 2012). Las ciencias del clima estudian el clima como un sistema, interactivo y complejo constituido por diversos elementos: atmósfera, superficie terrestre, nieve, hielo, océano, masas de agua y organismos vivos (OMM, 2011). Este sistema o “máquina climática” varía a diferentes escalas de tiempo, tanto interanuales como en cientos, miles y millones de años (escala geológica).

Existen características geofísicas condicionantes del clima en cada lugar: latitud, altitud, continentalidad, tipo de cubierta y vegetación, así como elementos causantes de las variaciones climáticas a escala planetaria: variación solar, configuración orbital, impactos meteoríticos, tectónica de placas, actividad volcánica, corrientes oceánicas, composición atmosférica, campo magnético terrestre y actividad antropogénica (CLIVAR, 2010). Esta última ha causado una enorme controversia, dado que los efectos de las actividades humanas han alterado algunos procesos naturales globales y han originado lo que se conoce como cambio global, planteando el concepto de Antropoceno, como continuación del Holoceno (Malm y Hornborg, 2014; González-Sampériz et al., 2019). La importancia de entender la dinámica actual del clima y su evolución futura ha impulsado el establecimiento de una red de centros mundiales de predicciones a largo plazo y centros Regionales sobre el Clima (CRC) con objeto de ayudar a los países miembros a responder eficazmente a sus necesidades de información climática (OMM, 2011).

1.2 El Holoceno

El Holoceno se inicia hace 11.700 años y se trata de la etapa más reciente dentro del período Cuaternario iniciado hace unos 2.6 millones de años. Es el interglacial mejor documentado en términos climáticos debido a que su “proximidad temporal” en términos geológicos, hace que se dispongan de un mayor número de registros respecto a periodos más antiguos (Walker et al., 2012). En comparación con la etapa glacial anterior, el Holoceno se caracteriza por presentar un clima generalmente templado y húmedo. Tradicionalmente se ha considerado bastante estable y con pocas variaciones, pero el avance de las investigaciones ha demostrado la existencia de numerosos cambios abruptos (Mayewski et al., 2004). Así pues, es posible subdividir al Holoceno en diferentes periodos ligados a intensas fluctuaciones y etapas climáticas: el Holoceno temprano, el medio y el reciente (Walker et al., 2012). Recientemente la Comisión Internacional de Estratigrafía ha definido formalmente el Holoceno en tres periodos separados por dos eventos de escala planetaria (Gibbard et al., 2008).

En la zona norte de la Península Ibérica, refiriéndonos al comienzo del Holoceno temprano (11700-8200 años cal BP), hay que destacar un aumento generalizado y relativamente rápido de temperatura y humedad, interrumpido por pequeños pulsos fríos y/o áridos, presentando diferencias en función del área estudiada y con importantes variaciones entre las zonas Mediterráneas y Atlánticas en lo que concierne a la Península Ibérica (González-Sampérez et al., 2017). El Holoceno temprano se caracteriza también por su alta estacionalidad, la cual se explica por la nueva configuración de los parámetros orbitales respecto al periodo glacial y los cambios en la insolación (máxima en verano y mínima en invierno), ocasionando mayores acumulaciones de nieve en las cumbres en invierno y mayor fusión en primavera y verano. En la vertiente sur del Pirineo central (según datos extraídos de las secuencias de El Portalet y la Basa de la Mora: González-Sampérez et al., 2006 y Pérez-Sanz et al., 2013, respectivamente), esta inestabilidad climática del Holoceno temprano (especialmente entre hace 9800 y 8100 años cal BP) se refleja en cuatro eventos rápidos y de corta duración que tuvieron lugar hace 9700, 9300, 8800 y 8300 años cal BP (Pérez-Sanz et al., 2013).

El Holoceno medio, entre hace 8200 y 4200 años cal BP comienza con un cambio climático de gran envergadura, el evento 8.2 (hace 8200 años cal BP), un corto pulso frío y árido a nivel global (Alley y Ágústssdóttir, 2005; Rohling y Pälike, 2005), también

identificado en los Pirineos (González-Sampériz et al., 2006; Pérez-Sanz et al., 2013). Durante el Holoceno medio podemos definir condiciones más estables con abundantes precipitaciones y lo que se denomina Óptimo Climático Holoceno en torno a hace 7500-6000 años cal BP (CLIVAR, 2010, González-Sampériz et al., 2006). En este intervalo se registran las temperaturas más elevadas en todo el período interglacial Holoceno (Rius et al., 2014; CLIVAR, 2010), siendo este máximo termal sincrónico en los Pirineos y el resto de Europa (Millet et al., 2012; Tarrats et al., 2018).

Entre hace 5100 y 4600 años cal BP se produce un descenso de precipitaciones y condiciones más frías durante un periodo conocido como Neoglacial, y se ha constatado su impacto en la zona de los Pirineos con bajada de las temperaturas en verano (Tarrats et al., 2018), aumento de taxones caducifolios (Pérez-Sanz et al., 2013; Leunda et al., 2019) y ascenso del límite altitudinal del bosque (Leunda et al., 2019).

A partir de hace 4200 años cal BP y hasta la actualidad se define el Holoceno reciente, durante el cual los paisajes se encuentran influenciados en mayor medida por la actividad humana. Desde el Holoceno medio, en el que se desarrolló el Neolítico (periodo cultural que implica el abandono de la vida nómada de cazadores recolectores y la instauración del sedentarismo, pastoreo y ganadería), las huellas que las actividades humanas dejan en el paisaje van en aumento y se expanden regionalmente en la Península Ibérica, aunque con variaciones altitudinales en el caso concreto del Pirineo (García-Ruiz et al., 2015; González-Sampériz et al., 2017, 2019). Con el devenir de la Edad del Bronce, Hierro, Roma, Medieval, etc., el impacto antropogénico es cada vez mayor y resulta más complicado discernir entre forzamiento natural del sistema climático y actividad humana como principal agente modificador de los cambios registrados en las secuencias paleoambientales.

Dentro de los dos últimos milenios no obstante, suceden una serie de episodios de cambio climático de origen natural, anteriores a la Revolución Industrial y comienzo del Calentamiento global. Estos periodos son: el periodo húmedo Ibero-Romano (PHIR, 250AC-500AD), la Pequeña Edad de Hielo de la Edad Antigua, que coincide con las Edades oscuras o Dark Ages y Alta Edad Media (AEM, 500-900 AD), la Anomalía Climática Medieval (ACM, 900-1300 AD) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH, 1300-1850 AD).

El PHIR registra condiciones climáticas cálidas, con un calentamiento a largo plazo en los Pirineos (Pla y Catalán, 2005). La comparación entre alta y baja montaña es compleja en cuanto a valores de humedad, lo que podría corresponderse con

variabilidad regional pluviométrica relacionada con los diferentes pisos altitudinales (CLIVAR, 2017), tal como ocurre en la actualidad.

En Alta Edad Media y la Edad del Hielo de la Edad Antigua se experimentó un patrón climático diverso que en síntesis plantea unas condiciones más frías que las anteriores, pero es un periodo todavía poco comprendido (CLIVAR, 2017).

Durante la Anomalía Climática Medieval todas las reconstrucciones realizadas a partir de registros continentales sugieren condiciones más cálidas que en periodos precedentes y posteriores (Moreno et al., 2012). Prestando atención a los Pirineos, se describen condiciones de humedad con mucha variabilidad (Pla y Catalán, 2011) y con un incremento de tormentas (Corella et al., 2016) que continúan durante el siguiente periodo.

En la Pequeña Edad de Hielo se desarrolla la última fase fría, con oscilaciones de alta frecuencia (Cisneros et al., 2016), y la mencionada variabilidad respecto a las condiciones de humedad (Morellón et al., 2012).

A partir del año 1850 AD con el advenimiento de la Revolución Industrial el final de la Pequeña Edad de Hielo, comienza la etapa climática actual, caracterizada especialmente a partir de mediados del S.XX por un aumento de las temperaturas con tasas de calentamiento muy superiores a las de periodos anteriores (IPCC, 2007, 2013).

1.3 Estudio paleoclimático mediante secuencias lacustres. Importancia del Paleolago de Plandescún

Los lagos son sistemas dinámicos de gran importancia a la hora de conocer los climas del pasado, puesto que su evolución, aunque determinada por factores tectónicos, antropogénicos y geomorfológicos, responde directamente a parámetros climáticos.

Estos sistemas constan de varias características que les hacen óptimos como registros paleoambientales: se localizan en diferentes latitudes y altitudes, son relativamente accesibles y pueden cubrir períodos de tiempo bastante largos (González-Sampériz et al., 2017).

Además, los lagos funcionan como trampas de sedimento y trampas polínicas, acumulando en su interior sedimentos con espesores desde centímetros hasta decenas de metros. Éstos, llevados a estudio, recogerán la historia y evolución de los últimos cientos o incluso miles de años.

Otro de los factores a tener en cuenta es que registran una respuesta inmediata a los cambios en el propio lago o en la cuenca de recepción. Las elevadas tasas de sedimentación se traducen en una “continuidad temporal” que facilita establecer una cronología detallada y robusta, incluso llegando a tener resolución anual cuando se trata de registros laminados o varvados.

En resumen, los registros lacustres son almacenes de “señales”, tanto de la propia cuenca lacustre como de la de drenaje, a escala local o regional. En los sedimentos se pueden aplicar un gran número de técnicas para estudiar paleoindicadores o “proxies” con los cuales podemos realizar ciertas aproximaciones de la evolución del lago e inferencias sobre los cambios en el clima y los ambientes (Figura 1).

El paleolago de Plandescún recoge una secuencia temporal que nos va a permitir obtener información paleoambiental de un periodo cronológico concreto y comparar los resultados obtenidos con secuencias regionales próximas (Pérez-Sanz et al., 2013; González-Samperíz et al., 2017; Leunda et al., 2017, 2019). Estudios geomorfológicos previos del depósito sugerían que el lago de Plandescún se formó a partir de un gran desprendimiento que obturó el valle fluvial y que podría haber tenido lugar entre hace 21.000 y 11.000 años cal BP, asociado a los procesos de deglaciación (Belmonte, 2014). El presente trabajo permitirá evaluar esa hipótesis mediante la datación del registro sedimentario y el estudio de las características sedimentológicas del mismo para situar en el tiempo tanto las causas potenciales para su formación como su posterior evolución.

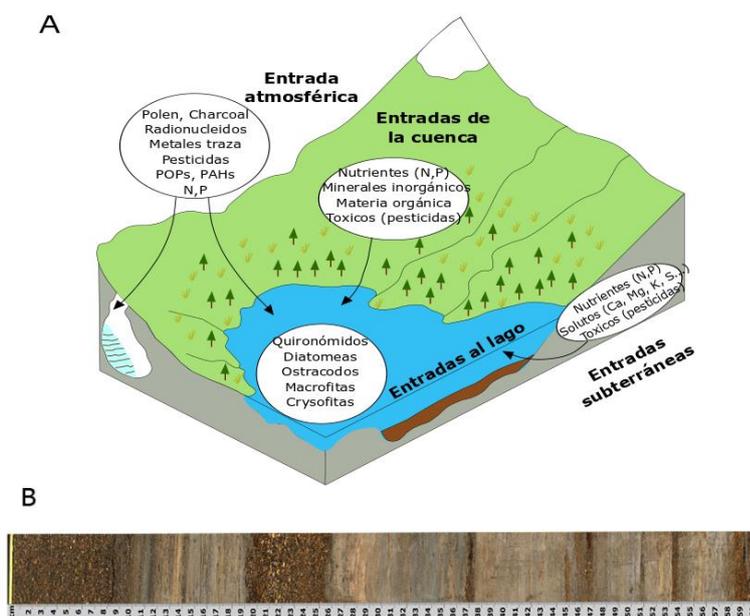


Figura 1: A: Representación esquemática de un lago como almacén de diversos “proxies” o indicadores. Se reflejan tanto los aportes externos como los procesos internos químicos y biológicos (modificado de [Leunda, 2019](#)). B: Fotografía de la sección 4 (180 – 240 cm) extraídas de la secuencia paleolacustre de Plandescún estudiada en este trabajo.

1.4 Palinología como herramienta de reconstrucción paleoambiental

Podemos definir la Palinología como el estudio de los granos de polen (producidos por plantas con semillas, angiospermas y gimnospermas) y de las esporas (producidos por pteridófitas, briófitas, algas y hongos) ([Moore et al., 1991](#)) con la finalidad de reconstruir la vegetación del pasado y analizar las causas (climáticas, medioambientales, antropogénicas, etc.) de esos cambios.

La reconstrucción paleoambiental requiere de esta disciplina como herramienta primordial, dado que las especies vegetales mantienen óptimos ambientales bajo distintas circunstancias climáticas ([Dupré, 1992](#)) y/o responden claramente a intervenciones humanas en el paisaje vegetal (cultivos, pastoreo, deforestaciones, apertura de prados, etc.). Este hecho se manifiesta en el registro polínico fósil y en consecuencia se puede obtener información sobre las condiciones ambientales de un lugar determinado a lo largo del tiempo.

Tanto el polen como las esporas constan de varias características que les hacen ser una herramienta esencial en la reconstrucción paleoambiental.

En primer lugar es necesario hacer referencia a su química estructural, la cual les permite ser preservados fácilmente.

El grano de polen consta de dos capas principales: la exterior o exina y la interior o intina. En la exina es donde se encuentra un polímero clave: la esporopolenina, compuesta por carotenoides y ésteres ([Brooks y Shaw, 1968](#)) y resistente a los agentes más extremos de oxidación o reducción. Su capa interior o intina está compuesta por celulosa y es muy similar a una pared celular.

Durante el proceso de fosilización sólo se conserva la esporopolenina, la cual dota al grano de polen de todos los caracteres morfológicos necesarios para el reconocimiento del mismo ([Moore y Webb, 1978](#)). Así, la matriz orgánica o inorgánica en que los granos de polen han sido atrapados puede ser apartada mediante tratamientos químicos sin que los granos de polen sean destruidos ([Bradley, 1999](#)).

La esporopolenina dota al polen de caracteres morfológicos muy diferentes, lo que los hace altamente reconocibles e identificables (ANEXO I: Figuras 15-22), aunque en algunos casos sólo es posible deducir el género o la familia a la que pertenece (Moore y Webb, 1978).

Otra característica importante del polen es su pequeño tamaño (10-150µm), el cual les permite transportarse, no sólo a través de insectos (polinización entomófila), sino también con el viento (polinización anemófila), pudiendo así alcanzar zonas que pueden estar muy alejadas de la especie vegetal que las ha producido. También es importante saber que la cantidad de polen producido suele ser inversamente proporcional a la probabilidad de fertilización (Fægri y Iversen, 1989). Todos estos datos son de gran importancia para la interpretación del registro polínico y poder discernir cuáles son las especies que pueden aparecer sobre-representadas o sub-representadas.

En resumen, en los estudios paleoclimáticos donde interviene la palinología se realiza una interpretación del registro polínico mediante la cual se reconocen las especies vegetales presentes en ese momento y a partir de éstas se determinan unos escenarios ambientales u otros.

2. ANTECEDENTES

Como ya se ha comentado anteriormente, la paleoclimatología y el análisis paleoambiental sirven para dar respuesta y/o ayudar a la comprensión y caracterización tanto de cambios climáticos regionales como globales, y sus impactos en los ecosistemas, de manera que ayuden a comprender la tendencia actual y los escenarios futuros de los mismos.

Es posible realizar reconstrucciones mediante indicadores o “proxies” que se pueden medir en archivos naturales: espesor y composición de los anillos de los árboles, isótopos de oxígeno y carbono de los espeleotemas de las cuevas, polen fósil en lagos, turberas y/o yacimientos arqueológicos, quironómidos y diatomeas en depósitos lacustres, indicadores geoquímicos en sedimentos lacustres, etc.

En cuanto a trabajos y estudios palinológicos en el Pirineo central, área de estudio en la que se localiza la secuencia considerada en este trabajo, fue pionera la Tesis Doctoral de Montserrat (1992), donde se caracterizaba la historia de la vegetación en torno al Valle de Tena durante los últimos 20.000 años aproximadamente. Posteriormente, González-Sampériz (2004), en su Tesis abarca tres grandes unidades geográficas dentro

de Aragón, siendo una de éstas el Pirineo central. En cuanto a estudios más recientes, es necesario mencionar el libro homenaje de 2014 al Profesor José María García Ruiz, en el que el primer capítulo recoge la evolución del paisaje y del clima durante el último ciclo glacial en el NE de la Península Ibérica a partir de registros espeleotémicos, glaciares y lacustres, recopilando la información disponible hasta el momento. En ese mismo año, se defendió una Tesis Doctoral sobre palinología en el Pirineo central (Pérez-Sanz, 2014), incluyendo las secuencias del ibón de la Basa de la Mora y del lago de Estanya. Por último, el trabajo más reciente ha sido la Tesis Doctoral de María Leunda (2019), en la que se describe el comportamiento de la vegetación y la dinámica del fuego a escala milenaria en el Pirineo central a partir de secuencias lacustres y depósitos de hielo.

En cuanto a resultados concretos de las secuencias más próximas a Plandescún, se dispone del estudio multiproxy de la mencionada secuencia lacustre de La Basa de la Mora (BSM en adelante) (Pérez-Sanz et al., 2013) y del análisis del depósito de hielo de la cueva A-294 de Cotiella (Leunda et al., 2019).

Los resultados de BSM evidenciaron una marcada variabilidad climática en la zona durante todo el Holoceno, gracias a su robusto modelo de edad y análisis en alta resolución. Las conclusiones que se obtuvieron a partir de este trabajo muestran la evolución climática de los últimos 10.000 años, durante los cuales se aprecian distintas variaciones:

- i) una alta estacionalidad entre los 10 y 8.2 ka cal BP, incluyendo cuatro intervalos cortos de aridez datados en 9.7, 9.3, 8.8 y 8.3 ka cal BP, caracterizados por el dominio de las coníferas y escasas mesófitas, destacando *Betula*;
- ii) una etapa más húmeda entre hace 8.2 y 5.7 ka cal BP con una expansión de especies arbóreas mesófitas que implicó un aumento de la biomasa intensificándose la actividad del fuego;
- iii) un incremento de aridez entre los 5.7 y 3.9 ka cal BP, descendiendo el nivel de agua en el lago y la presencia de especies mesófitas en el entorno;
- iv) un aumento del impacto humano en el paisaje vegetal durante el Holoceno reciente, que sin embargo no se intensifica hasta los últimos 700 años, al igual que se observa en otras secuencias regionales localizadas en cotas altitudinales elevadas, en contraste con lo que ocurre en zonas más bajas y en los valles.

En cuanto a la cueva helada A-294, su estudio ha significado un hito ya que supone la primera reconstrucción de las variaciones altitudinales del límite del bosque (*treeline*) a

largo plazo. En este depósito, tan especial, se han registrado una serie de variaciones que refuerzan la actualmente observada sensibilidad climática e impactos en la vegetación asociados al calentamiento y cambio global que ocurren en áreas de montaña. Este estudio describe que los bosques subalpinos crecieron a altitudes superiores a las actuales, entre 200 y 400 m más altos, durante el Máximo Termal Holoceno (cuando los veranos eran más cálidos). Posteriormente, se observa un nuevo descenso del límite forestal durante un empeoramiento climático que coincide con el inicio de actividades de pastoreo en la región, hace 3.600 años, lo que dificulta la adscripción de este cambio a un impacto de origen climático o antropogénico. Sin embargo, está claro que el Neoglacial propició la expansión de especies árticas-alpinas, como la emblemática herbácea *Dryas octopetala*, asociada a climas fríos y que da nombre a diferentes periodos climáticos durante el final de la última glaciación. La comparación de los resultados obtenidos en este trabajo con la información previa aportada por ambas secuencias, resultará esencial para contextualizar la discusión del registro de Plandescún a escala tanto local como regional.

3. OBJETIVOS

El objetivo de este trabajo es realizar la reconstrucción paleo-ambiental del entorno del valle de Gistau partir del análisis multiproxy del registro sedimentario del paleolago de Plandescún y comparar los datos obtenidos con las secuencias próximas. En la consecución o desarrollo de este objetivo será necesario seguir varios procesos: caracterizar desde el punto de vista sedimentológico la sucesión sedimentaria, medir el contenido en carbono orgánico e inorgánico presente a lo largo de la secuencia, así como analizar el contenido espora-polínico de muestras palinológicas distribuidas a lo largo de la sucesión y acotar cronológicamente el registro para situar en el espacio y en el tiempo la información obtenida.

4. ÁREA DE ESTUDIO

4.1. Localización geográfica

El paleolago de Plandescún (42° 34' N, 0° 17' E, 1060m s.n.m.) se localiza en la zona surpirenaica central, dentro del Valle de Gistau (en aragonés, Bal de Chistau), en la comarca del Sobrarbe, Huesca (Figura 2). Se localiza en el límite de la Unidad

Surpirenaica Central, en materiales que constituyen el bloque inferior del manto de Cotiella. Se encuentra a 3,6 km al suroeste de la localidad de Plan, en el valle del río Cinqueta que, en ese sector, fluye de noreste a suroeste. Aguas abajo pasa a denominarse río Cinca. El depósito lacustre se reconoce por su superficie aplanada y forma alargada paralela al valle (Figura 2B). Los relieves más importantes son los del Pico Mediodía (2427m s.n.m.) al sur, La Codera (1962ms.n.m.) al norte, y las Peñas de Artiés y San Martín (1150y 1334m s.n.m., respectivamente) al oeste.

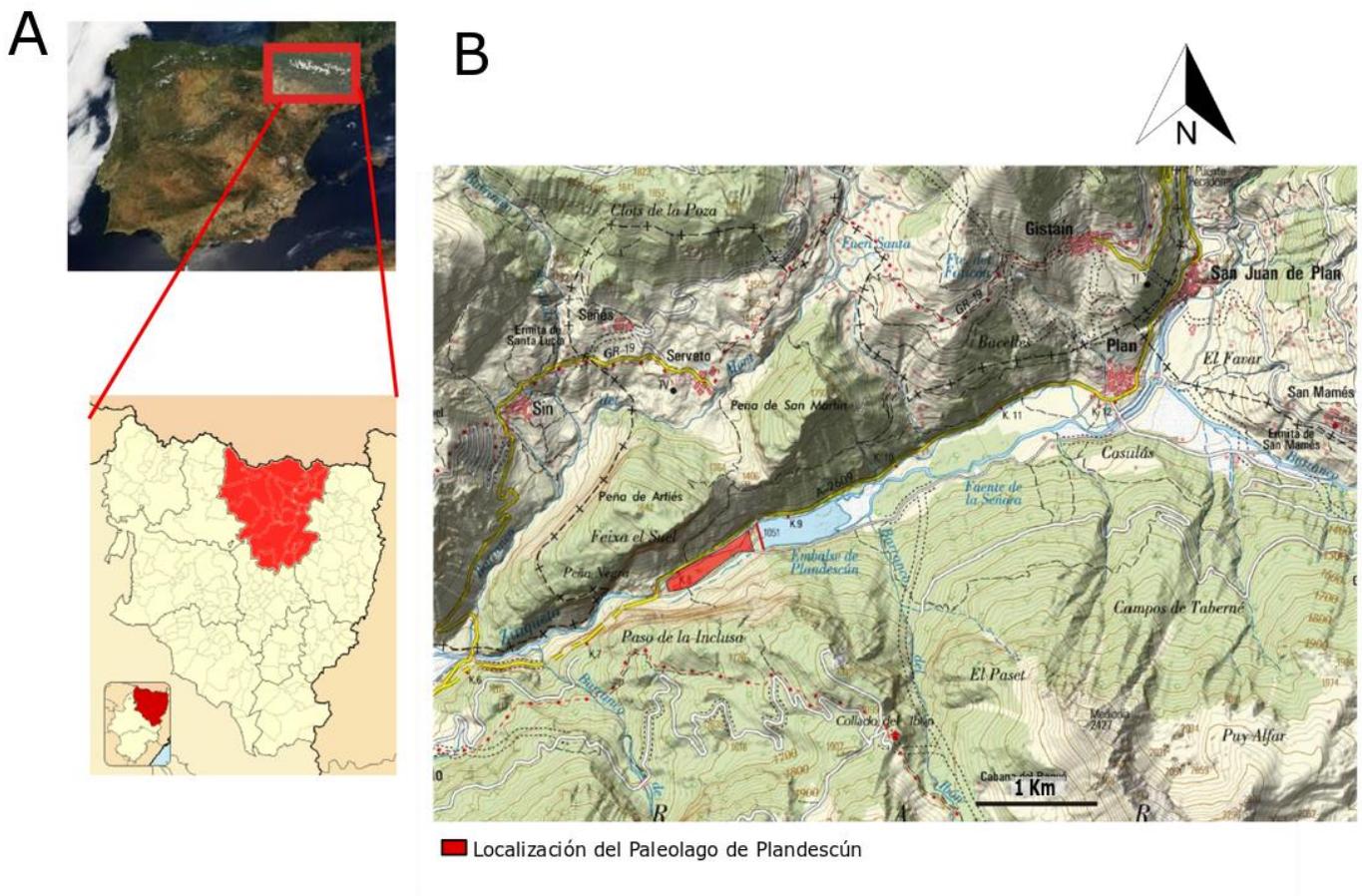


Figura 2: A: Localización de la zona de estudio en el mapa de España, dentro de la comarca del Sobrarbe (señalada en rojo, en la provincia de Huesca), B: Mapa topográfico donde se aprecia la forma alargada y superficie plana del paleolago (Extraído de Geamap).

4.2 Contexto geológico y geomorfológico

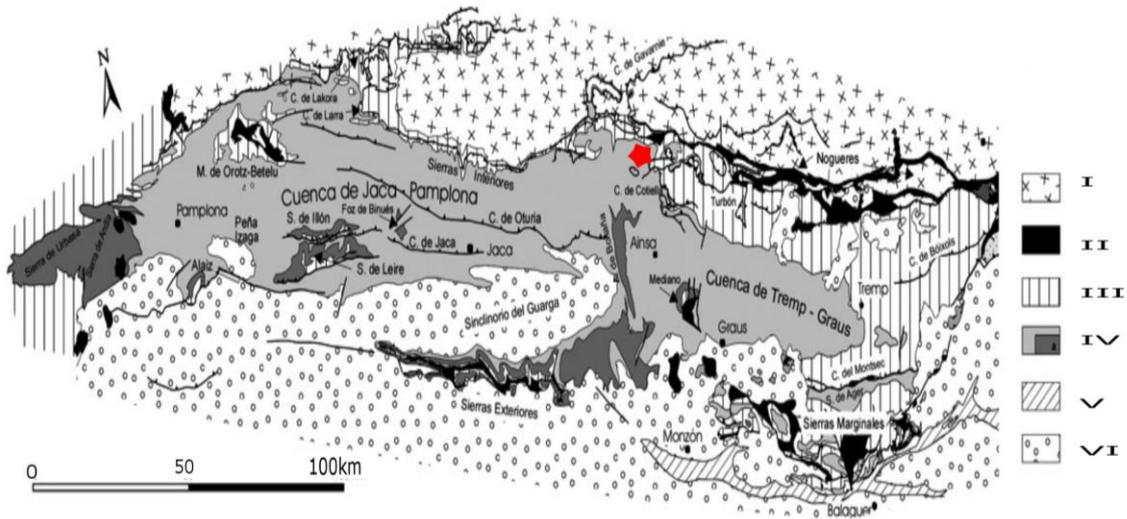
El área de estudio se encuentra en la Cordillera Pirenaica, una unidad geográfico-geológica que forma una cadena montañosa de longitud aproximada de 400 km entre la España y Francia (Groen, 1978). Esta unidad se formó entre el Cretácico Superior y

Mioceno inferior, debido a la convergencia entre las placas de Iberia y Eurasia (Choukroune *et al.*, 1990; Muñoz, 1992) durante la orogenia Alpina, pero adquiriendo a su vez estructuras y morfologías originadas previamente, particulares de la orogenia varisca. El resultado es un orógeno de doble vergencia con dirección E-W, flanqueado por dos cuencas de antepaís: la Cuenca del Ebro, al sur y la Cuenca de Aquitania, al norte (Teixell, 1998). En la zona de estudio se encuentran tres zonas diferenciadas hacia el sur: Zona Axial, Unidad Surpirenaica Central y Cuenca del Ebro (Figura 3).

La zona de estudio se encuentra en la hoja nº 179 (Bielsa), a escala 1:50.000, de la serie MAGNA, en donde afloran materiales de la Zona Axial y de la Zona Surpirenaica, constituidas respectivamente por rocas del ciclo varisco y del ciclo alpino (Ríos Aragüés *et al.*, 1982) (Figura 3). El valle del lago de Plandescún se encuentra entre materiales del Cretácico superior al Eoceno inferior; areniscas y calizas arenosas de la Formación Marboré, que pasan lateralmente a margas y calizas arenosas; margas y areniscas (Arenisca de Arén), calizas y dolomías del Paleoceno (equivalentes a la Facies Garum) y Calizas de Alveolinas del Ilerdiense (Figura 4). Desde el punto de vista estructural el área forma parte de la Unidad de Cotiella, que se emplazó durante el Eoceno inferior (Martínez Peña, 1992).

En esta zona destacan depósitos cuaternarios de origen glacial, periglacial y fluvial. Los principales depósitos morrénicos se corresponden al máximo glaciar pirenaico. Los fondos de valle cuentan con depósitos relacionados con la morfología periglacial: canchales y derrubios estratificados de ladera, principalmente. El valle del Cinqueta en el área de estudio muestra un característico modelado aplanado, donde se reconoce la superficie del depósito lacustre de Plandescún, y se estrecha aguas abajo en el Paso de la Inclusa (Figuras 2B y 3). El origen del lago se ha relacionado con un desprendimiento durante el Tardiglacial que represaría el agua del río Cinqueta (Belmonte, 2014). La causa del desprendimiento es todavía motivo de discusión.

A



B

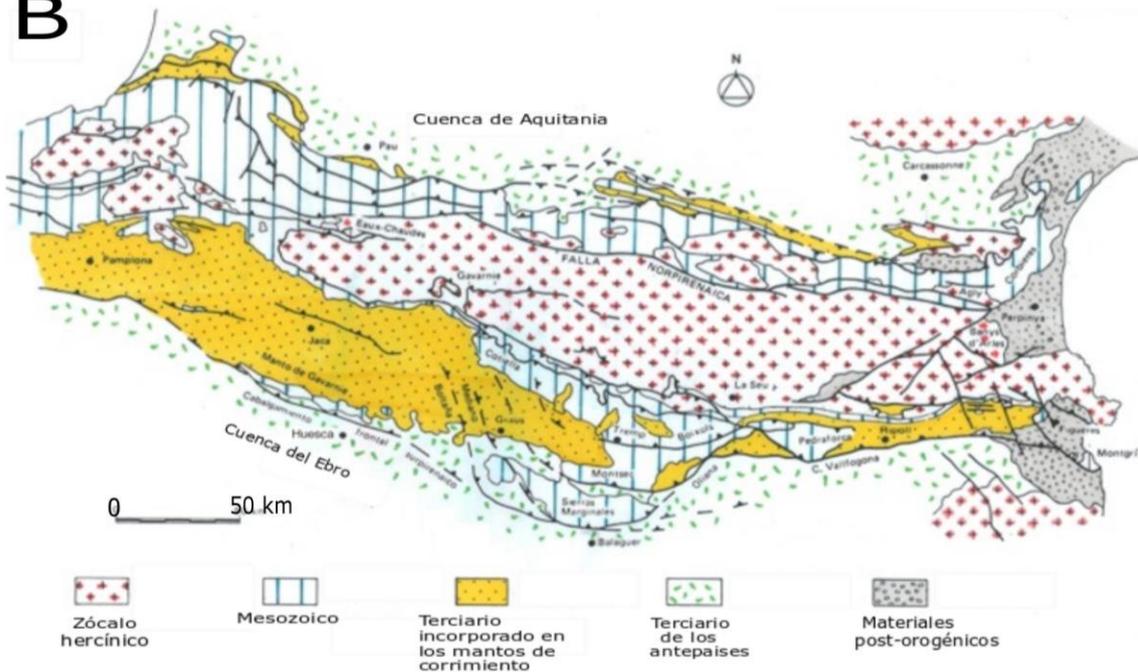


Figura 3: A) Mapa estructural simplificado de la zona surpirenaica central. Los números de la leyenda se corresponden con: I: Materiales variscos, II: Triásico, III: Jurásico y Cretácico, IV: Paleoceno-Eoceno (a) plataformas carbonatadas (Cuisiense-Luteciense), V: Oligoceno inferior (evaporitas), VI: Eoceno sup- Mioceno (modificado de [Ríos Aragiés et al., 1982](#)). En rojo, la localización del Paleolago. B) Esquema geológico del Pirineo (modificado de [Puigdefábregas, 1986](#)).

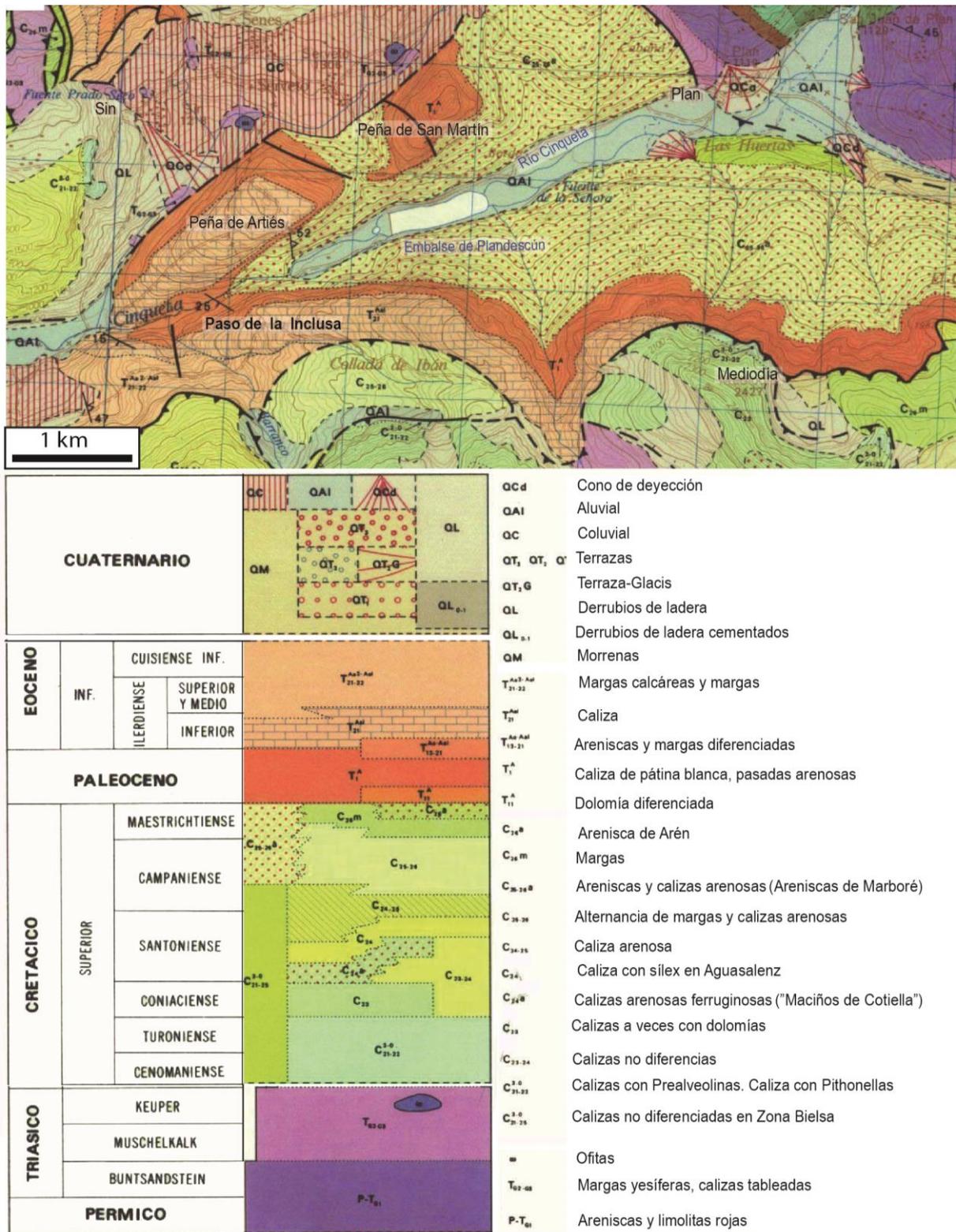


Figura 4:) B) Mapa geomorfológico del área de estudio dentro de los Pirineos Centrales (modificado de Ríos et al., 1982).

4.3 Clima y vegetación

En términos climáticos los Pirineos se encuentran afectados tanto por las condiciones Atlánticas como por las Mediterráneas, dado que esta cordillera se encuentra entre ambas regiones. Esta característica es un factor determinante a la hora de conocer e interpretar la climatología y vegetación presente en el área de estudio.

La oscilación del Atlántico Norte (NAO) es quien determina las precipitaciones en Europa occidental (Trigo et al., 2002). Concretamente en los Pirineos existe un gradiente de precipitación O-E y altitudinal, resultado de dos mecanismos diferentes de génesis de la precipitación: en el E está ligada a fenómenos convectivos, mientras que en el O son el resultado de los frentes Atlánticos (Millán et al., 2005). La influencia Atlántica se extiende hasta el valle de Ordesa (García-Ruiz et al., 2001), a 150 km desde la costa Atlántica y 22 km al oeste del valle de Gistau (zona de estudio considerada en este trabajo).

Durante el transcurso del año, y observando los registros de los municipios de Tella-Sin, la temperatura anual de la zona varía entre 4°C de mínima a 16°C de máxima, manteniéndose en una temperatura media de 10°C (Ninyerola et al., 2005). La época más calurosa fluctúa desde principios de julio hasta mediados de agosto, con temperaturas máximas de 26°C, mínimas de 12°C y con un promedio 19°C. Las precipitaciones alcanzan picos en primavera y otoño, concretamente en el mes de Mayo, con 129,4 mm, y en Noviembre, con 118,6 mm. En el registro anual se registra un total de precipitación acumulada de 1308 mm.

El viento se encuentra condicionado por el relieve local. Las barreras montañosas pueden frenar el viento mientras que los collados y cañones lo aceleran por efecto Venturi (Benito Alonso, 2010). Para finalizar, la radiación solar registrada en Tella-Sin es de 1311(10 kJ/ (m²*día*micrómetro)).

En la Figura 5 se presenta el mapa termo-pluviométrico de la zona de estudio:

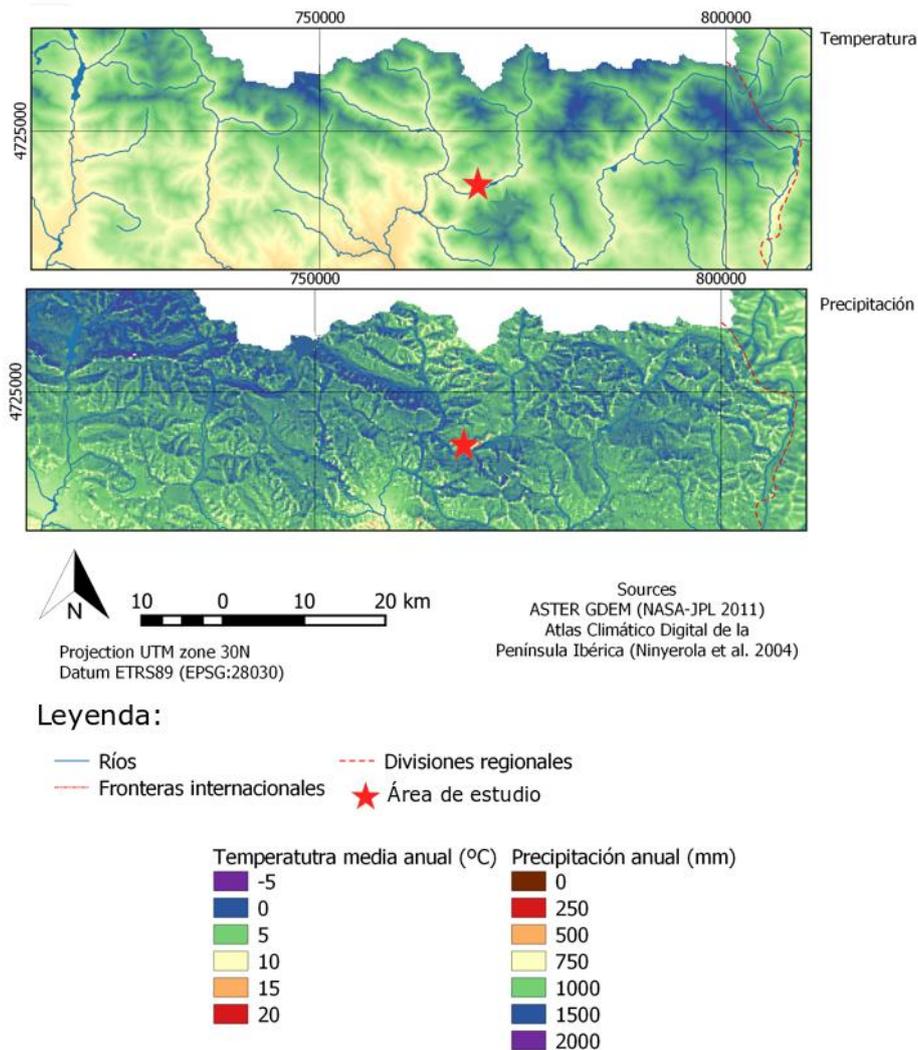


Figura 5: Mapas de temperatura y precipitación en el Pirineo Central. El paleolago de Plandescún se encuentra localizado con una estrella roja (modificado de Leunda, 2019).

La vegetación en el valle de Gistau consta de una gran diversidad. Las causas de este fenómeno son, por un lado, la diferencia de altitud entre las zonas bajas y las más altas (de los 500 a los 3000 metros), que tiene como consecuencia directa la diferencia de temperatura entre unas zonas y otras; y por otro lado, la diferencia de composición de los distintos suelos que encontramos en esta comarca, que permiten la adaptación de unas especies u otras en función de sus requerimientos ecológicos. Como en todo área de montaña se sigue una zonación altitudinal, en la cual se pueden distinguir diferentes pisos bioclimáticos: piso montano (800-1700m s.n.m.), piso subalpino (1700-2300m s.n.m.), piso alpino (2300-2800m s.n.m.) y piso nival (2800-3355m s.n.m.).

El paleolago de Plandescún se encuentra a una altitud de 1060m s.n.m., por lo que pertenece al piso montano. Además, y debido a que se encuentra en contacto con el río Cinqueta, la vegetación dominante en su entorno es la propia de los bosques de ribera. Estas latitudes se encuentran dominadas por una gran variedad de vegetación. El bosque esclerófilo está formado esencialmente por pinares y carrascales (*Pinus sylvestris* y *Quercus rotundifolia*, respectivamente). Los arbustos predominantes en este tipo de formaciones son el boj (*Buxus sempervirens*), el enebro (*Juniperus communis*) o la sabina negra (*Juniperus phoenicea*). En el bosque mixto predominan diversos caducifolios: los avellanos (*Corylus avellana*) y fresnos (*Fraxinus excelsior*), acompañados de arces (*Acer opalus*), tilos (*Tilia platyphyllos*), abedules (*Betula pendula*), olmos (*Ulmus glabra*), hayas (*Fagus sylvatica*), serbales (*Sorbus aria*), chopos (*Populus nigra*) y álamos (*Populus alba*), mientras que es posible encontrar también otras coníferas como el pino royo (*Pinus sylvestris*), tejos (*Taxus baccata*) algún pino carrasco (*Pinus halepensis*) así como abetos (*Abies alba*) y pino negro (*Pinus uncinata*), siendo estos dos últimos los que pueden alcanzar mayores altitudes. A continuación se muestra un mapa de vegetación simplificado (Figura 6).

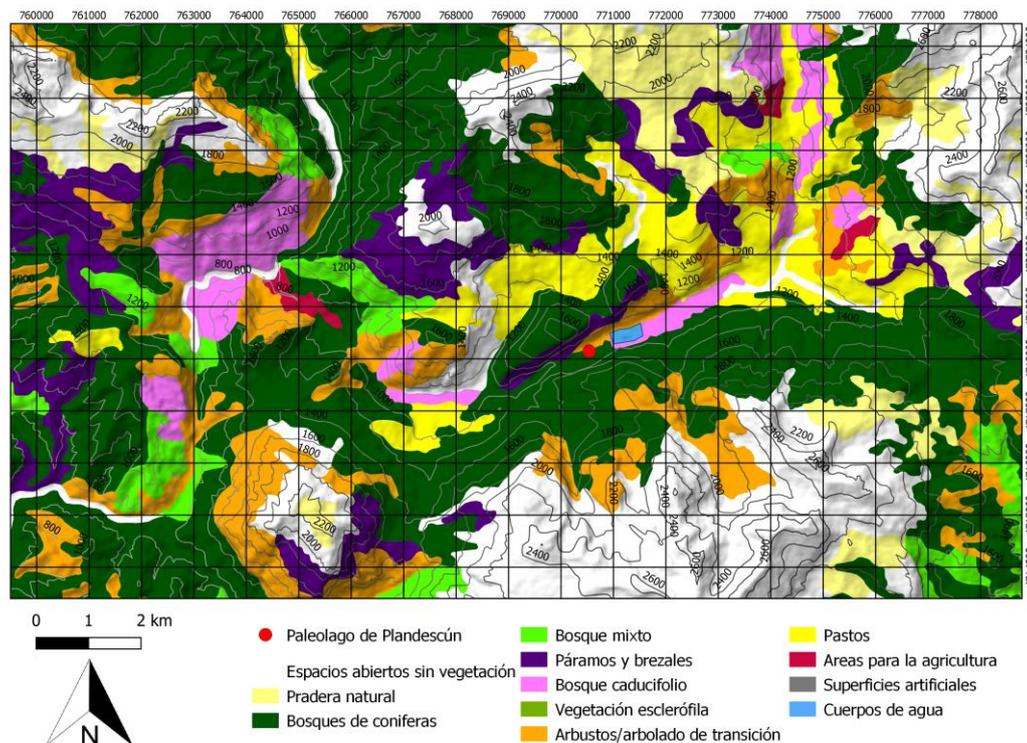


Figura 6: Mapa de vegetación del área circundante a la zona de estudio. El paleolago de Plandescún se encuentra señalado con un punto rojo (modificado de Leunda, 2019).

5. METODOLOGÍA

5.1 Recopilación bibliográfica y trabajo de campo.

En primer lugar es necesario hacer referencia al trabajo de gabinete realizado, en el cual se consultaron diversas fuentes bibliográficas, muchas de ellas ya citadas en el apartado de antecedentes.

En cuanto al trabajo de campo, la gran mayoría fue realizado por personal del IPE-CSIC y la Universidad de Zaragoza con anterioridad al desarrollo de este TFM, concretamente en el año 2015 en el marco del proyecto DINAMO2 (CGL-BOS 201233063). En ese momento se hicieron estudios con el geo-radar y se extrajeron los sondeos, los cuales fueron guardados y archivados hasta el inicio del presente estudio (ANEXO II: Figuras 23, 24 y 25).

Una vez iniciado este proyecto de fin de máster, el trabajo de campo se basó en visitar la zona de estudio para conocer su estado actual, visualizar el área de interés así como la vegetación, geología y geomorfología circundante, para poder contrastar los datos cartográficos con los datos observables en el campo y poder extraer conclusiones fehacientes.

5.2 Obtención, apertura y fotografiado de sondeos. Toma de muestras para diferentes indicadores y dataciones radiocarbónicas. Descripción sedimentológica de visu

En la mencionada campaña de campo del 11 de Septiembre de 2015 se obtuvieron varios sondeos utilizando un camión de geotecnia de los Servicios de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Granada. Durante el trabajo de campo y mediante estudios previos con el geo-radar, se definieron cuatro puntos de extracción (Figura 7). En la maniobra extractiva se consiguió obtener un primer sondeo en el punto 1 (1 A), en el cual se profundizó hasta 18m, recuperando un registro sedimentario total de aproximadamente 15m de sedimento ya que algunos niveles de arena no pudieron extraerse adecuadamente con las maniobras realizadas con el camión de geotecnia. Previsiblemente, en este sondeo se llegó hasta la base del depósito, formada por gravas. Tras este primer sondeo se realizaron dos réplicas junto al mismo punto (1 B; 1 C), pero llegando sólo hasta los 5 metros de profundidad. Por lo tanto, el sondeo 1 A, que responde a la nomenclatura de identificación PLA15-1A-1T resultó ser el más completo, y ha sido el objeto de este trabajo.

El sondeo obtenido fue abierto, descrito y muestreado en Diciembre de 2019 siguiendo el protocolo de trabajo habitual del equipo de “Paleoambientes Cuaternarios” del IPE-CSIC. Los sondeos se cortaron longitudinalmente con la cortadora de sondeos GEOTEK instalada en la sede de Jaca del IPE. Una de las mitades fue fotografiada y guardada como archivo, envuelta en film transparente e introducida en una funda termosellada para su óptima conservación en la cámara fría del IPE a 4°C. La otra mitad ha sido utilizada como material de trabajo, siendo en ésta donde se han tomado las muestras para analizar los diversos indicadores a estudiar. En concreto, para este trabajo se ha muestreado material para analizar el TOC (Total Organic Carbon), el TIC (Total Inorganic Carbon), el TC (Total Carbon) y el TS (Total Sulfur), así como el polen. Todas estas muestras fueron tomadas exclusivamente en los tramos arcillosos distribuidos a lo largo de todo el sondeo, evitando los niveles arenosos y/o de gravas, que no preservan el contenido esporopolínico ni la materia orgánica adecuadamente. Además del estudio de los mencionados indicadores, se tomaron ocho muestras para datar con ^{14}C . Tres de estas muestras se corresponden con “bulk sediment” (sedimento total) mientras que las otras 4 son fragmentos de maderas. Se realizó una descripción de las facies sedimentarias de los sondeos basadas en texturas, tamaño de grano, litología, estructuras sedimentarias y composición. Por último y para completar la información sedimentológica del registro fluviolacustre, se prepararon varios frotis de sedimento en diferentes secciones para caracterizar las facies y unidades sedimentarias principales.



Figura 7: Ortoimagen del Paleolago de Plandescún donde se localizan los principales puntos de extracción.

5.3 Preparación de frotis sedimentarios

La obtención de los frotis sedimentarios se realizó en los tramos donde se observaba sedimento de diferentes características. Con ayuda de una aguja fina, se toma una pequeña muestra de sedimento y se coloca en un portaobjetos con un poco de agua destilada. Tras la aplicación de una resina epoxy que se consolida con luz ultravioleta, se sella la muestra con un cubreobjetos y se observa al microscopio petrográfico.

Es importante destacar que en la selección de las muestras se tuvieron en cuenta los datos obtenidos de TIC y TOC, tomando los picos con mayor y menor materia orgánica para obtener mayores diferencias mineralógicas y sedimentológicas. La identificación de los diferentes minerales contenidos en los frotis se ha llevado a cabo con la ayuda del *Tool for Microscopic Identification* (TMI) de la Universidad de Minnesota (<https://tmi.laccore.umn.edu/>).

5.4 Preparación de muestras polínicas

La preparación de las muestras polínicas consta de una mayor complejidad dado que para su obtención se tuvo que someter al sedimento a tratamientos con diferentes ácidos y bases para eliminar todos los restos y aislar el polen (Figura 8). En primer lugar se seleccionaron los tramos arcillosos a lo largo de todo el sondeo y se extrajo aproximadamente 1cm³ de sedimento por muestra. En total se obtuvieron 30 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.

Para comenzar, se añadieron dos pastillas de *Lycopodium clavatum* que contienen un número conocido de esporas de este helecho exótico y que sirve para evaluar la posible esterilidad polínica de las muestras y para calcular la concentración polínica (CP) siguiendo el método de Stockmarr (1971). Este procedimiento permite conocer tanto la CP total como la de un taxón concreto, y se realiza mediante la siguiente fórmula:

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

Fórmula 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 al microscopio de toda la muestra y G, los gramos de sedimento analizados.

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 (Dupré, 1979).

A continuación, 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.

El último paso del tratamiento físico-químico fue el de separación por flotación con líquido denso. De esta manera se aislaron los fragmentos minerales de las partículas orgánicas según sus densidades relativas. A las muestras se les añadió una preparación denominada Liquidode Thoulet, que está compuesta por Ioduro de Cadmio, Ioduro de Potasio y agua destilada, cuya densidad es de 2 g/cm³, mayor que la materia orgánica (densidad específica <1,7 g/cm³) pero menor que la materia mineral (densidad específica > 2g/cm³). 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.

Para finalizar se preparó un *ependorf* por muestra, donde se mezcló glicerina con el sedimento de interés y se realizó el montaje de la lámina sobre un porta-objetos. El producto final permite el movimiento e incluso en algunos casos la rotación de los granos de polen, 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), así como de la colección de referencia o Palinoteca del IPE-CSIC. 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.

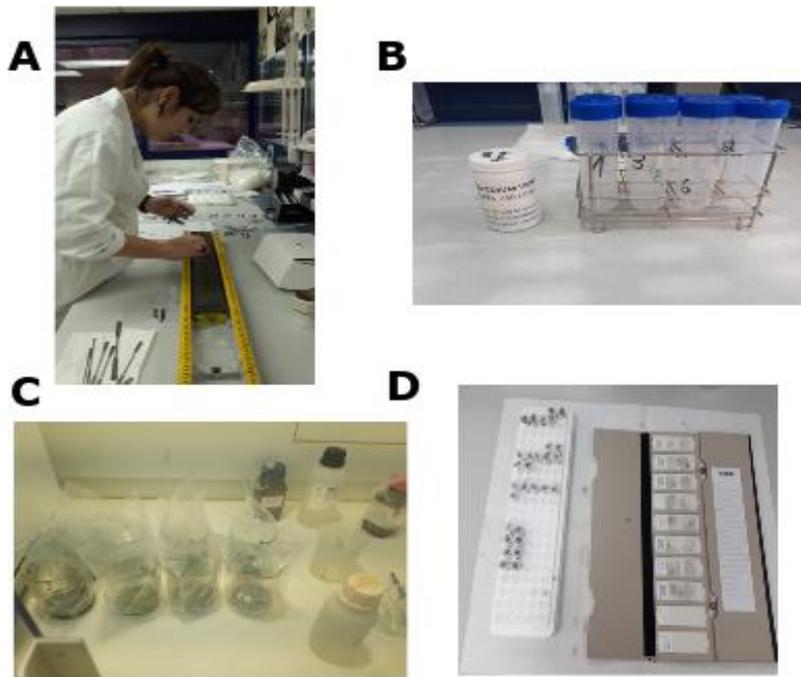


Figura 8: Fotografías que muestran el proceso de tratamiento de muestras polínicas. A) Toma de muestras. B) Pastillas de *Lycopodium* y los tubos falcon donde se realizan los centrifugados hasta conseguir el resultado final. C) Reacción en los vasos de precipitado tras verter HCL, D) Montaje de las láminas del eppendorf con glicerina a la lámina portaobjetos.

5.5 Análisis TIC/TOC/TC/TS

Este análisis permite conocer el contenido del carbono orgánico (TOC), inorgánico (TIC) y el azufre (TS) presente en diversas muestras de sedimento. Se analizaron un total de 40, distribuidas a lo largo de los 18m de sondeo. El Laboratorio de Sedimentología del IPE-CSIC de Zaragoza cuenta con un instrumento de medición elemental SC 144 de la marca registrada LECO, que es un acrónimo del nombre

original, Laboratory Equipment Corporation. La técnica que utiliza este dispositivo se basa en la detección por infrarrojos del carbono y el azufre tras la total combustión de la muestra.

El equipo LECO mide % de S y de C contenido en gran variedad de materiales orgánicos e inorgánicos (carbón, aceites, suelo, cemento, caliza...).

La forma de medirlo es quemando las muestras a 1350° y con ayuda de Oxígeno, con lo que pasan a SO₂ y CO₂, que absorben en el infrarrojo. La humedad que tiene la muestra así como la formada en la combustión se quedan retenidas en trampas de anhídrona. Las partículas formadas (sobre todo al quemarse la materia orgánica) quedan retenidas en el filtro de partículas.

La preparación de las muestras que se sometieron a LECO se realizó siguiendo estos pasos: se seleccionaron 40 muestras, generalmente de arcillas que incluyen todas las facies sedimentarias identificadas. Éstas se secaron, trituraron y pulieron. A continuación las muestras se colocaron en las navecillas para ser introducidas en el equipo de combustión. Los análisis que realiza el LECO para sedimentos y suelos son de dos tipos:

-Muestra total: muestra que no ha sufrido ningún tratamiento químico sino simplemente se ha secado (estufa o liofilización) y se ha triturado. Con esta medición se obtiene el % de Carbono Total y % de Azufre.

-Muestra quemada en la mufla: muestra que, una vez seca y triturada, ha eliminado su carbono orgánico. Con esta medición se obtiene el % de Carbono inorgánico.

Los análisis se realizan sucesivamente (es decir, primero el % de carbono total y de azufre y posteriormente el TIC tras la quema en la mufla) y los resultados son calculados mediante el programa SC 144 LECO.

5.6 Elaboración de Secuencia compuesta

Para obtener el registro sedimentario más completo posible en este trabajo se realizaron cambios en el espesor de la secuencia para el cálculo de la profundidad compuesta. Los ajustes de la escala de profundidad deben ser realizados por varias razones, las cuales se describen a continuación. La maniobra de percusión del sondeo y el rebote del sedimento bajo presión causa que el espesor de la secuencia de sedimentos del sondeo se expanda o comprima en relación con el intervalo perforado. Además, las variaciones aleatorias en el movimiento del camión pueden afectar a la verdadera profundidad in situ de cada núcleo. Por lo general, faltan partes de la secuencia de sedimentos en los

cambios de maniobra, incluso entre núcleos sucesivos que tienen una recuperación del 100%.

El comportamiento geotécnico de las facies suele ser muy complejo en las extracciones pero, en síntesis y en función del sedimento encontrado, las arcillas y lutitas tienden a comprimirse, mientras que el sedimento no recuperado de gravas o arenas hay que tenerlo en cuenta para poder reproducir la profundidad real.

6. RESULTADOS

6.1 Dataciones

Como se expone en el apartado 6.2 de Metodología, para poder conocer la edad del relleno sedimentario encontrado en el paleolago se tomaron 8 muestras, 3 de sedimento total o “bulk sediment” y 5 de materia orgánica (ramas y tronquitos que fueron apareciendo a lo largo de la sección).

Estas muestras fueron enviadas al laboratorio de DirectAMS de Seattle para obtener su edad mediante técnicas de datación por radiocarbono por AMS (espectrometría de masas), y han sido calibradas con el programa CalPal (<http://www.calpal-online.de/>) y la curva CalPal_2007_HULU, obteniendo los siguientes resultados (Tabla 1):

Lago	ID Section	Cm core	Prof compuesta (cm)	Sample type	Direct AMS Code	Fraction of modern		Radiocarbon age		Calendric age cal BP	
						Pmc	1 σ error	BP	1 σ error	BP	1 σ error
P L A N D E S C Ú N	PLA15-1A-1T-3	34,5-35,5	154-155	bulk sediment	D-AMS 032095	25,05	0,14	11120	45	-	-
	PLA15-1A-1T-8	38-39	454-455	bulk sediment	D-AMS 032096	43,35	0,2	6714	37	-	-
	PLA15-1A-1T-14	24-25	804-805	bulk sediment	D-AMS 032097	39,7	0,22	7421	45	-	-
	PLA15-1A-1T-20	5- 6	1145-1146	wood	D-AMS 032098	68,76	0,24	3009	28	3218	47
	PLA15-1A-IT-20	21-22	1161-1162	wood	D-AMS 032099	68,25	0,28	3069	33	3299	42
	PLA15-1A-T-21	20-21	1220-1221	wood	D-AMS 032100	68,04	0,27	3093	32	3317	41
	PLA15-1A-1T-23	55-56	1375-1376	wood	D-AMS 032101	67,46	0,24	3162	29	3400	28
	PLA15-1A-1T-24	52-53	1432-1433	wood	D-AMS 032102	66,29	0,22	3303	27	3529	37

Tabla 1: Recopilación de las dataciones obtenidas en las secciones estudiadas del registro del paleolago de Plandescún. El color rojo indica que los resultados han sido desechados ya que probablemente proceden de material removido (obsérvese cómo son más antiguas que las más profundas y además están invertidas, sin orden estratigráfico, lo que apunta a su procedencia de niveles caóticos o a un retrabajamiento de materiales más antiguos. Nótese que en la última columna no aparece la edad calibrada de las dataciones invertidas).

A partir de la tabla es posible observar que se seleccionaron muestras en distintas secciones a lo largo de todo el sondeo con intención de conocer la evolución de toda la

secuencia, para poder calcular la tasa de sedimentación y poder representarla mediante un modelo de edad. Aunque ésta fue la razón de la estrategia de muestreo, los resultados de las dataciones han imposibilitado el cometido inicial. La tabla nos muestra que, en las secciones superiores (que se encuentran hacia techo, más superficiales), las dataciones realizadas en materia orgánica total han resultado más antiguas y su posición estratigráfica está invertida por lo que hay que descartarlas. Este hecho probablemente se debe a que los sedimentos del paleolago provienen, en gran medida, del arrastre y el transporte desde otras zonas, lo que genera una mezcla de sedimento de edades muy heterogéneas en algunos casos. En cambio, las siguientes 5 dataciones obtenidas de muestras de madera proporcionan resultados coherentes estratigráficamente. Estas dataciones se encuentran entre los 15 y 12 m del sondeo, por lo que representan una parte muy pequeña de todo el registro, haciendo imposible desarrollar un robusto modelo de edad para la secuencia completa. En estas profundidades (de 15 a 12 m), las edades obtenidas han sido, de base a techo, 3529 años cal BP (más antigua) y 3218 años cal BP (más moderna), y siguiendo una secuencia coherente entre las 3 dataciones que se encuentran en los niveles intermedios.

De acuerdo con estos resultados es posible determinar que el paleolago de Plandescún se originó durante el Holoceno Reciente, ya que los sedimentos cercanos a la base de la secuencia tienen edades entre los 3-4 ka BP. Además sabemos que la tasa de sedimentación es muy elevada tanto en el periodo inicial de formación (varios metros en pocos cientos de años), como a lo largo de toda la secuencia (18m en unos 4000 años).

6.2 Sedimentología

6.2.1 Facies sedimentarias

A lo largo de toda la sección estudiada del sondeo se han encontrado facies detríticas masivas que corresponden a arenas, limos y arcillas de colores marrones y grises, siendo en ocasiones arcillas laminadas. La descripción de visu de las facies sedimentarias ha permitido elaborar una columna estratigráfica sintética (Figura 9) en la que se observa el mayor desarrollo de las gravas en la parte inferior, la presencia de arcillas en el tramo medio y el dominio de las arenas en la parte superior. En la caracterización de las facies mediante los frotis sedimentarios se ha evidenciado que el sedimento del paleolago contiene fundamentalmente partículas detríticas (silíceas, vegetales carbonosos y carbonatadas), apenas se encuentran restos biogénicos (formados en el ambiente

lacustre) pero no se han identificado diatomeas u otras algas. En general, hay mucho más material silíceo que carbonatado. Los frotis preparados presentan bajo contenido en materia orgánica. Los minerales principales son cuarzo, calcita, dolomita, minerales de la arcilla, micas y, en menor medida, biotitas. Por lo tanto, los sedimentos son bastante homogéneos desde el punto de vista de la composición mineral. Únicamente se observan variaciones de tamaño de grano, entre arena de grano medio a arcilla.

Los granos de cuarzo tienen gran variedad de tamaños, desde 500µm a 20µm. Sus morfologías son también muy diversas, desde bien redondeadas o presentando formas más angulosas (<https://tmi.laccore.umn.edu/inorganic/list/q>). Esto depende de la energía y duración del transporte, pero también de las fases de reciclado.

En cuanto a las biotitas, menos comunes en las preparaciones, se presentan como escamas más grandes que el material circundante, en ocasiones con textura moteada, guijarrosa, con coloraciones marrones o verdes, pleocroicas y con baja birrefringencia aparente (pseudoisotropía).

La calcita aparece formando granos con morfologías romboidales, elipsoidales, y en ocasiones como granos corroídos con masas micríticas. Este mineral ocurre como precipitado inorgánico en lagos, aguas superficiales, diagenéticamente o como granos irregulares detríticos y fragmentos de roca (<https://tmi.laccore.umn.edu/inorganic/all>). En el caso de Plandescún, la morfología sugiere un origen detrítico para estas partículas. Los minerales de la arcilla tienen tamaños muy pequeños y sólo son apreciables con nicoles paralelos.

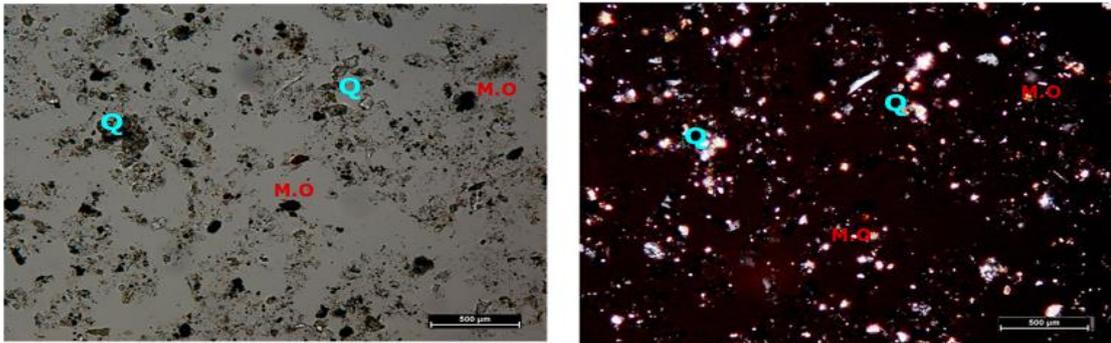
La mayor parte de estos granos de cuarzo, calcita, biotitas y minerales de la arcilla proceden seguramente de las Areniscas de Marboré que circundan el valle. Estas areniscas contienen tanto granos silíceos como carbonatados. Además, las unidades calcáreas del Cretácico-Paleoceno también podrían proporcionar fragmentos de roca carbonados y contribuir a la matriz arcillosa.

En cuanto a la materia orgánica, se trata de fragmentos negros, materiales amorfos con rangos de tamaño muy variables, entre 20 y 300µm, los cuales se corresponden con microcarbones u otro tipo de restos vegetales. En las láminas analizadas, la materia orgánica presente (citada como M.O en la Figura 9) se relacionaría generalmente con el transporte desde áreas cercanas, apreciable debido a sus colores oscuros y la morfología de sus fragmentos (Figura 9).

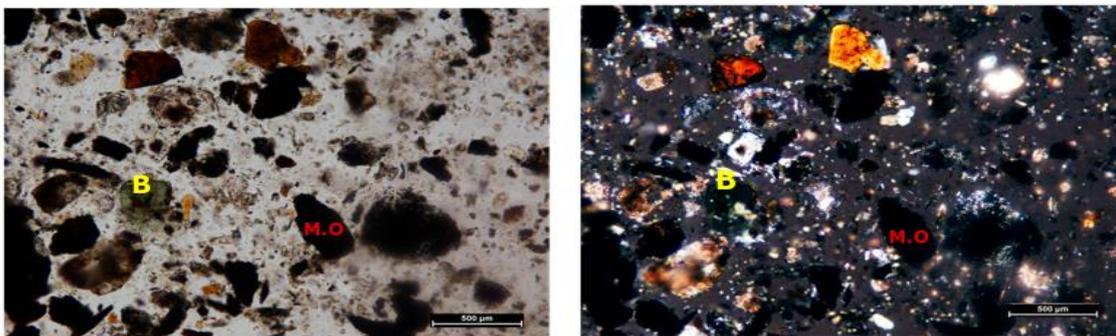
En los frotis caracterizados como arenas se encuentran tamaños de grano comprendidos entre los 1,5-0,060 mm, siendo los fragmentos de materia orgánica los que presentan

tamaños más gruesos. Los frotis de arcillas grises presentan tamaños medios de entre 20-80µm donde la mayoría de los minerales observables son el cuarzo y la calcita, pudiendo superar el tamaño medio en algunas situaciones. En cuanto a los frotis de arcillas marrones, el tamaño es algo inferior al anterior, entre 5-20 µm, donde los minerales de la arcilla se encuentran en cantidades superiores.

PLA15-1A-1T-8 (27-28cm)



PLA15-1A-1T-14 (45-46cm)



PLA15-1A-1T-21 (43-44cm)

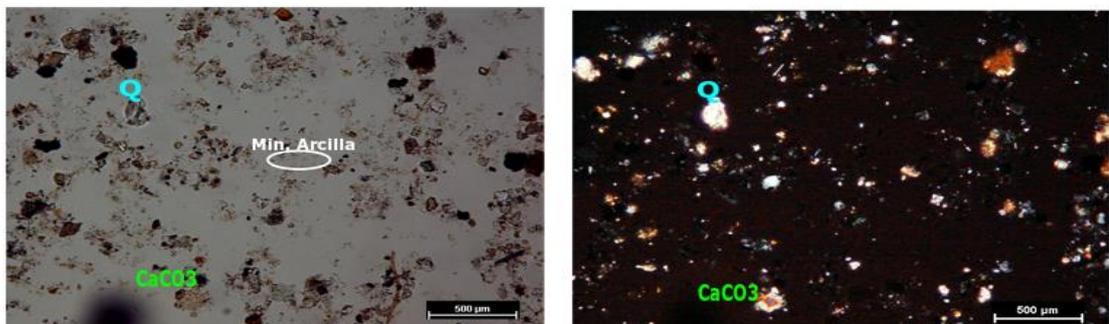
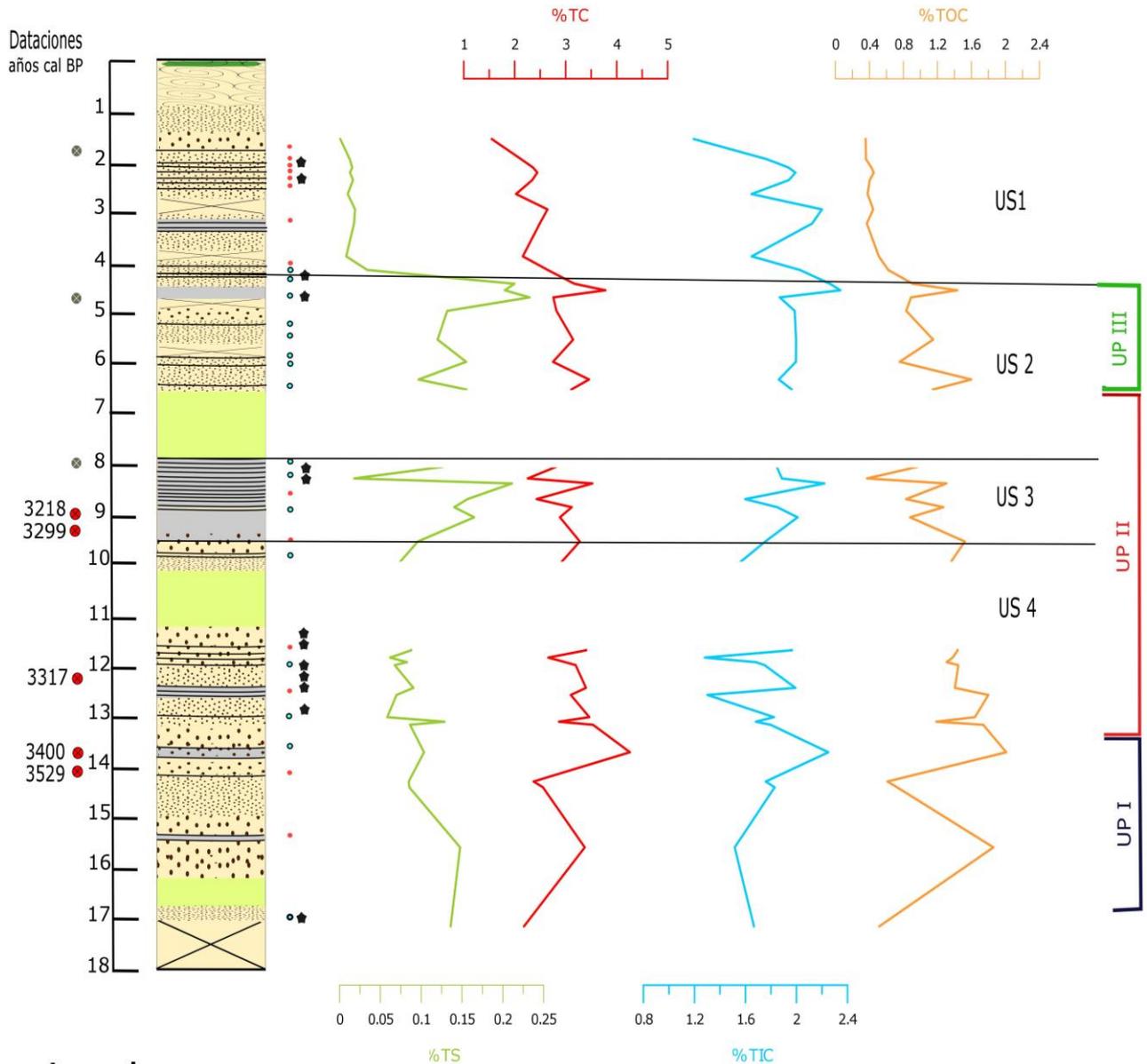


Figura 9: Fotografías de los diferentes minerales identificados en los frotis de la sección estudiada. Las imágenes de la izquierda han sido tomadas con nicols paralelos mientras que las imágenes de la derecha han sido tomadas con nicols cruzados. Los minerales identificados son: Q: Cuarzo, CaCO₃: Calcita, B: Biotita y Min. Arcilla: Minerales de la arcilla. También acumulaciones de Materia Orgánica (M.O).

6.2.2 Composición elemental TS/ TOC/TIC

Los resultados obtenidos tras el análisis de las 40 muestras (TS, TOC, TIC, y TC) permiten mejorar la zonación de la secuencia y definir cuatro unidades sedimentológicas (Figura 10).



Leyenda:

- | | | | |
|--|---|--|--------------------------------|
| | Material revuelto | | Pólen: |
| | Arenas finas | | Muestras estériles |
| | Arenas gruesas | | Conteo polínico representativo |
| | Vacío | | Frotis |
| | Arcillas (masivo, base) | | |
| | No recuperado | | |
| | Arcillas laminadas | | |
| | Resultados dataciones C14. En cal yr BP. | | |
| | Resultados dataciones C14 invertidas, erróneas. En cal yr BP. | | |

Figura 10: Principales proxies geoquímicos descritos, en relación con la columna del paleolago de Plandescún, incluyendo la localización de los frotis, de las muestras polínicas, las dataciones realizadas, las unidades sedimentológicas definidas (US) así como las palinológicas (UP, las cuales se describen posteriormente).

Los resultados observados en la gráfica muestran que el rango de variaciones de los proxies es bajo.

El TS, o azufre total muestra valores muy bajos y en todo momento inferiores al 1%. Aun así, es posible determinar dos picos significativos que llegan a 0.25%, uno entre los 4-5m y el otro entre los 8-9m de secuencia. Observando la representación de facies, es posible apreciar que los mayores valores se dan en zonas de arcillas laminadas y sugiere cambios en la mineralogía y en las condiciones redox durante la sedimentación de esas facies. Además es posible encontrar otros picos más pequeños asociados a los cambios litológicos entre arenas finas, arenas gruesas y arcillas, asociándose también probablemente con variaciones de las condiciones de oxidación-reducción. Las variaciones de TS evidencian presencia de minerales con azufre (sulfatos, sulfuros). En el caso de Plandescún y ante la ausencia de yeso, se trata probablemente de sulfuros (pirita). El mayor contenido de TS en las facies arcillosas finas sugiere condiciones más reductoras en ambientes lacustres dominados por sedimentación detrítica fina.

El TIC, o Carbono Inorgánico Total muestra una variación baja en toda la secuencia entre 1,2 y 2,4 %, con algunos picos menores (a 2m, 3m, 4-5m, 8 m y 14m).

El TOC, o Carbono Orgánico Total, varía entre 0 y 2,4%, con valores menores en las gravas y arenas y mayores en los de arcillas. Las mayores variaciones se dan entre los 4y 5m, los 6y 7m, los 8 y 9 m y los 13 y 14m, coincidiendo los picos de mayor porcentaje con las zonas de arcillas y arcillas laminadas.

De acuerdo con las facies sedimentarias y la composición en TS, TOC y TIC se pueden definir cuatro unidades sedimentarias en la secuencia de Plandescún.

- Unidad 1, entre 0 – 4 m, caracterizada por depósitos de arenas con los contenidos más bajos en TOC y TS. Presenta una intercalación de arcillas grises laminadas a los 3.2 m. Esta unidad se interpreta como sedimentación dominada por procesos aluviales y fluviales con escasa presencia de ambientes lacustres.
- Unidad 2, entre 4 y 8 m, con sedimentación de arenas con mayor contenido en materia orgánica y alguna intercalación de arcillas grises (4.5 m). Esta unidad supone la reactivación de la actividad fluvial que rellena al cuenca lacustre
- Unidad 3, entre 8 y 9.5 m formada por arcillas laminadas. Representa el momento de mayor desarrollo de los ambientes lacustres con menor influencia de los procesos fluviales y aluviales.

- Unidad 4, entre 9.5 y 18 m, formada por secuencias granodecrecientes de gravas y arenas con alguna intercalación de arcillas. Esta unidad tiene una elevada tasa de sedimentación, lo que indica una colmatación de la cuenca muy rápida por procesos fundamentalmente fluviales.

Estos resultados sugieren que el lago se colmató en un período muy corto en el tiempo (unidad 4), durante el cual los ambientes de depósito dominantes fueron fluviales y minoritariamente lacustres. En general, la cuenca estuvo dominada por procesos fluviales durante los últimos 4000 años, con gran dificultad para el establecimiento de ambientes lacustres adecuados para el asentamiento de organismos (unidad 3 e intercalaciones de arcillas en unidades superiores) la cual podría ir ligada a las características del sistema lacustre (poca profundidad, muy inestable, aportes clásticos constantes, turbidez, etc.).

6.3 Palinología

En este apartado se describen los resultados palinológicos obtenidos tras preparar un total de 30 muestras polínicas. En primer lugar hay que destacar que, de las 30 muestras analizadas en el laboratorio y distribuidas estratégicamente a lo largo de toda la secuencia siguiendo los niveles más arcillosos, sólo 16 de ellas han resultado estadísticamente válidas. Las 14 restantes eran estériles o poseían una concentración polínica muy baja y/o una variedad taxonómica insuficiente, no representativa, por lo que no se han podido considerar para la interpretación palinológica (véase que los resultados finalmente incluidos en el trabajo se localizan a partir de los 400cm de profundidad) (Figuras 11 y 12).

Aquí se presenta también una zonación en base a las tendencias que muestra la vegetación a lo largo de la secuencia estudiada (Figuras 11 y 12). En cuanto al recuento polínico previo, es importante citar que, como se ha mencionado en el apartado 6.3 de la metodología, el último paso del tratamiento del polen (el filtrado de las muestras con una malla de entre 15 y 200 micras con el fin de eliminar residuos) no se realizó dada la escasez de sedimento resultante de los ataques con reactivos químicos previos. Este hecho ha afectado al recuento en cierto modo, ya que a la hora de visualizar el polen al microscopio, muchas de las muestras se encontraban llenas de fragmentos de madera, microcarbones u otras partículas que impedían una buena identificación de los granos de polen y esporas. En consecuencia, en determinadas láminas portaobjetos la observación se realizaba con dificultad, además de que la disposición de los granos de polen no

siempre era la más definida, e incluso los granos podían aparecer fragmentados o con materiales pegados a ellos.

Taxones como *Pinus* o *Abies*, fácilmente reconocibles tanto por su forma como por su gran tamaño y generalmente buena preservación, han resultado dominantes a lo largo de toda la secuencia. Esto puede ser debido tanto a su presencia abundante en la vegetación del entorno, como a que el polen de estas coníferas presenta sacos aéreos que les permiten desplazarse grandes distancias, y teniendo en cuenta la ubicación del paleolago (1.060m s.n.m), en una zona deprimida de fondo de valle, el depósito ha podido actuar como almacén polínico de zonas circundantes y de cotas más altas por lo que las proporciones de pino y abeto no serían una aportación local sino regional (González-Sampériz et al., 2017). A pesar de estas limitaciones metodológicas, los datos obtenidos en este TFM resultan acordes con resultados previos realizados en la región (Pérez-Sanz et al., 2013; Leunda et al., 2017).

En cuanto a los diagramas obtenidos (Figura 11, dcha), no se observan grandes cambios ni fluctuaciones bruscas, ni en el polen arbóreo (AP: Arboreal Pollen), ni en las herbáceas (NAP: Non Arboreal Pollen) y/o taxones acuáticos (HH: Hygrophytes, Hydrophytes), siendo los pinares, como se ha mencionado anteriormente, la vegetación dominante en toda la secuencia. Observamos que el AP se corresponde con un 80% de toda la representación, mientras que el NAP de las herbáceas así como el HH de taxones acuáticos se encuentran en un 10% cada uno.

La representación polínica por grupos (Figura 11, izq) expone un porcentaje de *Pinus* muy elevado, de un 50%, evidenciando la sobre-representación pues la mitad del polen encontrado a lo largo de la toda la secuencia pertenece únicamente a *Pinus*. En esta representación también es posible visualizar un porcentaje de bosque caducifolio del 20%, siendo este grupo el segundo más abundante (aunque es interesante destacar que se encuentra compuesto por una gran variedad de taxones: *Betula*, *Corylus*, *Quercus* caducifolio, *Alnus*, etc) *Abies* y *Quercus* perennifolio registran proporciones más bajas, siendo inferior al 5% en *Abies* y aproximadamente sobre el 5% en *Quercus* perennifolio. A continuación es posible observar que, tanto en la representación porcentual como en la de la concentración polínica (CP) (Figura 12), se aprecia también una marcada dominancia de *Pinus* y en cuanto a los taxa caducifolios, tenemos como más abundantes *Betula*, *Corylus* y *Quercus* caducifolio, destacando también *Juniperus* para completar el grupo de árboles y arbustos (AP). Comparando ambos diagramas, el porcentual (Figura 11A) y el de CP (Figura 12B), observamos que, aunque en el diagrama porcentual

parece que los caducifolios descienden hacia techo a partir de 650cm, en realidad no es así, ya que en la CP se mantienen prácticamente constantes e incluso aumentan (apreciable en *Betula* o *Alnus*). En cuanto a las herbáceas (NAP) es posible observar un aumento generalizado hacia techo, dominado por taxa como Fabaceae, Asteraceae, Poaceae, *Artemisia* y *Plantago*, siendo Fabaceae el taxón dominante. Las acuáticas (HH) se mantienen relativamente constantes a lo largo de toda la secuencia pero a partir de los 650 cm hacia techo, se registra una mayor variedad de taxones, además de un marcado aumento en Cyperaceae y *Thypha*.

Respecto a la concentración polínica (CP), a lo largo de la secuencia se observan ciertas fluctuaciones pero en general, es bastante elevada. Habitualmente se asocian a CP altas vegetación densa y/o muy próxima la cuenca de recepción (en nuestro caso, el paleolago de Plandescún), aunque el tipo y velocidad de sedimentación de cada momento también suele influir en los valores de CP (Leunda et al., 2017).

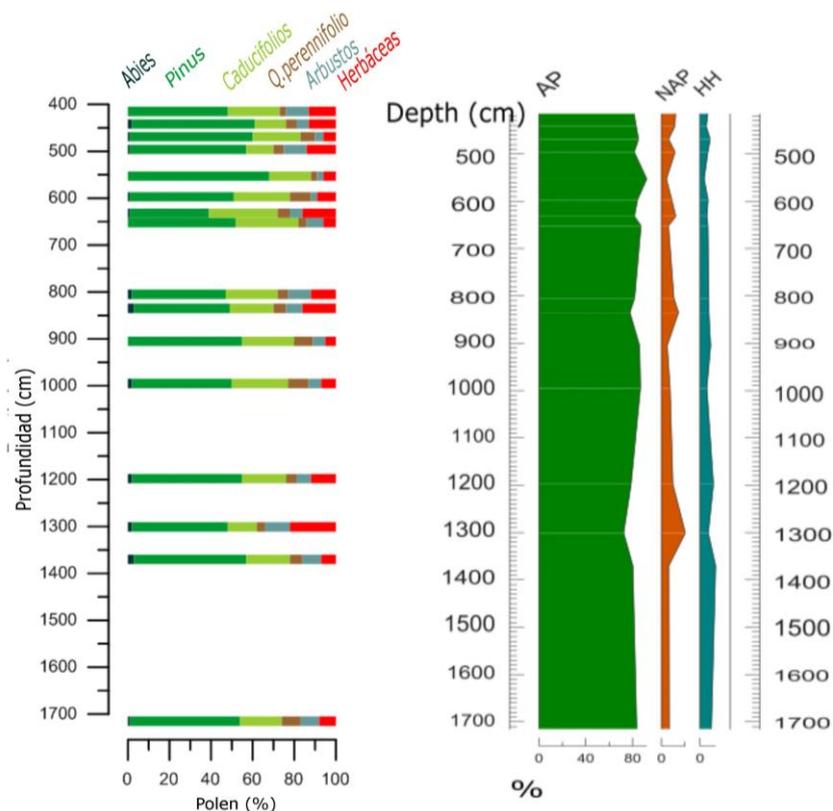


Figura 11: Diagramas polínicos porcentuales de varios taxones agrupados. En la figura de la derecha se encuentran diferenciadas las coníferas arbóreas: *Abies* y *Pinus*, bosque caducifolio, *Quercus* perennifolio así como los arbustos y las herbáceas. La imagen de la izquierda muestra otro tipo de agrupación, diferenciándose de la siguiente manera AP (Arboreal Pollen): polen de árboles y arbustos, NAP (Non Arboreal Pollen): polen de herbáceas y HH: (Higrófitas, Hidrofitas): Plantas acuáticas.

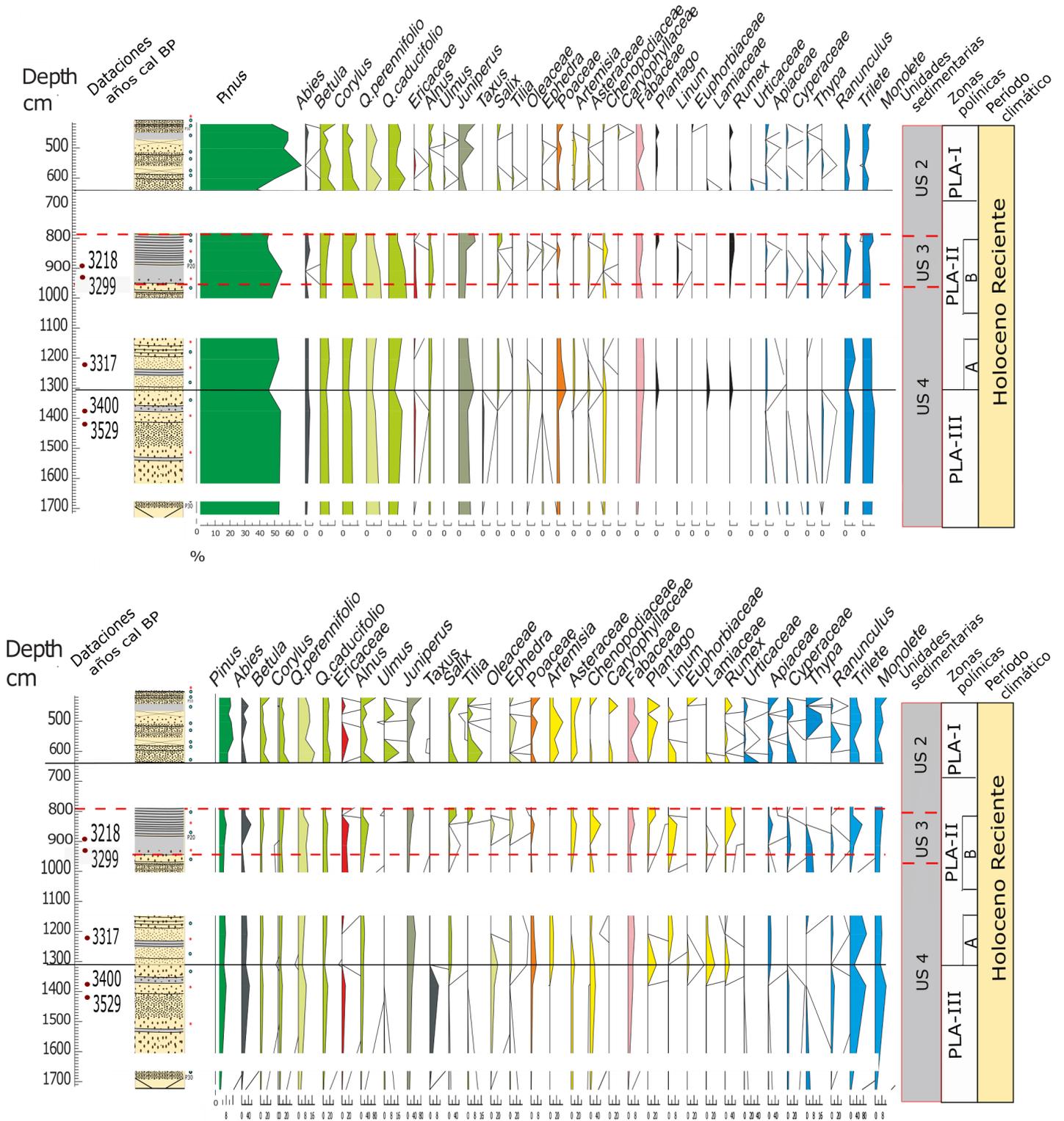


Figura 12: A) Diagrama polínico superior: representación porcentual de todos los taxones reconocidos en la secuencia sedimentaria del Paleolago de Plandescún. B) Diagrama inferior: representación de la Concentración Polínica (CP) de todos los taxones reconocidos en la secuencia sedimentaria del Paleolago de Plandescún. Se trata de una representación gráfica de los resultados palinológicos obtenidos en la secuencia del paleolago en profundidad. De derecha a izquierda se incluyen: primero el AP comenzando por *Pinus* hasta *Ephedra*. A continuación

se representan las herbáceas desde las gramíneas Poaceae hasta Apiaceae, y para finalizar las acuáticas, desde Cyperaceae hasta esporas monoete. Nótese la localización de las dataciones radiocarbónicas y los resultados de las mismas, las zonas polínicas diferenciadas (PLA-III: entre 1700-1300cm, PLAI: entre 1300-650cm y PLA-II: entre 650-400 cm), así como las unidades sedimentarias (U4: entre 1700-950cm, U3: entre 950-800cm y U2: entre 800-400).

A continuación se describen las principales zonas polínicas:

PLA15-1A-1T-III (1700-1300cm)

En esta parte de la secuencia los datos registrados muestran un claro dominio de *Pinus*, con una abundancia de un 50% aunque en la CP no se visualice tan claramente (Figura 11). En cuanto a los taxones caducifolios como *Corylus*, *Betula*, y *Quercus* caducifolio, registran valores cercanos al 10%. Hasta los 1300cm, las herbáceas son prácticamente inexistentes mientras que los helechos, representados a través de la preservación de esporas Pteridophyta, trilete y monoete, se mantienen constantes o incluso aumentando hacia techo y alcanzando una bajada en los 1300cm (observable en el diagrama de CP). El taxón responsable de establecer esta división es *Taxus*. Observando el diagrama B de la CP es posible diferenciar de base a techo un aumento generalizado de *Taxus*, y es en los 1300cm cuando desciende bruscamente. Siguiendo con el análisis de este tramo, y aunque se considere *Taxus* como taxón clave a la hora de diferenciar esta zona polínica, es interesante destacar que observando el diagrama de CP se pueden apreciar un patrón que se repite para muchos taxa polínicos, y es que de base a techo, muchos taxa experimentan un aumento hasta los 1300cm, cuando sufren una disminución rápida y considerable. Los taxa en los que se aprecia este comportamiento son los siguientes: *Pinus*, *Abies*, *Betula*, *Corylus*, *Quercus* perennifolio, *Quercus* caducifolio, Ericaceae, *Taxus*, *Ranunculus* y esporas Pteridophyta trilete y monoete. Por otro lado, y comportándose de forma inversa, está *Juniperus*, el cual parece aumentar paulatinamente (Figura 12 A y B). En síntesis, es posible concretar que en este tramo los taxones arbóreos así como las acuáticas (apreciable también en AP: Figura 11) experimentan un crecimiento desde la base hasta llegar al techo (1300cm), donde sufren una apreciable disminución, mientras que las herbáceas no siguen este comportamiento y su presencia es muy baja.

PLA15-1A-1T-II (1300-650cm)

Esta zona polínica ha sido subdividida en dos, A/B debido a que dentro de esta se encuentran dos intervalos estériles (nótese los espacios en blanco que se observan en este intervalo: Figura 12).

Aquí, no se registran variaciones en la abundancia de *Pinus*, pues se mantiene en torno al 50%, ni tampoco variaciones en los taxa caducifolios, que también se mantienen con los mismo valores, en torno al 10%, a pesar de que en la CP no muestre la abundancia de los taxa mencionados de forma representativa. En esta zona aumenta de forma generalizada el componente herbáceo: *Poaceae*, *Euphorbia*, *Artemisia*, *Rumex*, etc, lo cual es apreciable tanto en el diagrama porcentual como en el de CP (sobre todo en la subdivisión B: Figura12).

Si volvemos al diagrama de la Figura 11dcha, es posible observar de manera conjunta cómo ha sido el comportamiento de las herbáceas en el intervalo mencionado. Se observa que se encuentra de forma constante en torno al 10% y también es posible visualizar algunos picos donde adquieren mayor abundancia: a 1300cm y 850cm. La diferenciación de esta zona polínica viene marcada por el crecimiento paulatino y constante de herbáceas.

PLA15-1A-1T-I (650-400 cm)

La zona superior es la que recoge el mayor cambio de la secuencia, a pesar de que no podemos precisar su cronología ya que las dataciones obtenidas en esta parte del registro sedimentario no son válidas (ver apartado de cronología). Observando el diagrama porcentual, y aunque no genera grandes diferencias, es interesante cómo mientras *Pinus* sufre un ligero descenso en los 640cm, los caducifolios como *Corylus*, *Betula* o *Quercus* caducifolio muestran un pequeño aumento. A continuación, y estudiando ambos diagramas, es posible destacar el aumento generalizado de la CP y del porcentaje de todos los taxa. Algunos de los picos más importantes son aquellos que pertenecen a taxa mediterráneos, como *Quercus* perennifolio, el cual muestra el aumento generalizado más brusco. El diagrama porcentual expone dos picos que representan su mayor abundancia: uno a 620 cm de profundidad y otro a 500 cm, mientras que el diagrama de la CP expone los mismos resultados pero con una curva suavizada. Es importante destacar también la subida de *Artemisia*, la cual en intervalos inferiores se había mostrado prácticamente inexistente y a partir de los 650cm es

apreciable tanto en el diagrama porcentual como en el de CP. Las esporas Pteridophyta trilete y monolete en este intervalo se muestran abundantes pero no es apreciable un aumento brusco como ocurre en el resto de taxa.

Esta diferenciación de la zona polínica plantea el mayor cambio, el cual se caracteriza por una mayor abundancia y riqueza de todos los taxones estudiados.

7. DISCUSIÓN

7.1 Origen y evolución sedimentológica del lago de Plandescún.

En este apartado se discute la hipótesis de un origen debido a procesos geomorfológicos durante la deglaciación, desarrollada previamente al estudio del relleno sedimentario de Plandescún llevado cabo en este TFM. Esta hipótesis se recoge en la Tesis Doctoral de Anchel Belmonte: “Geomorfología del macizo de Cotiella (Pirineo oscense): Cartografía, evolución paleoambiental y dinámica actual”. En ella, su autor sugirió que el origen del paleolago fue fruto de la intensa fracturación de la roca en el estrecho de la Inclusa (UTM 277458, 4716221), provocando un desprendimiento reseñable que condicionó la configuración del paisaje en su entorno (Belmonte, 2014). En la Tesis se describe que los cantiles se desprendieron tanto de la Peña de Labasar como de la Peña Artiés (perteneciendo mayoritariamente a esta última), y que este fenómeno originó la obturación del valle, represando el río Cinqueta hasta su posterior colmatación sedimentaria, la cual dio lugar a la actual zona de Plandescún (Figura 13). Este desprendimiento se contextualiza entre los 21.000 y los 11.000 años BP y se le hace corresponder con el último pulso frío observada en el macizo, durante el Dryas reciente, siendo posterior a la retirada de la lengua glacial del Cinqueta.



Figura 13: Desprendimiento de la Inclusa. Se aprecia el depósito y el relleno sedimentario del lago resultante: Plandescún (modificado de Belmonte, 2014).

Tras los resultados de las dataciones radiocarbónicas realizados en este trabajo, podemos establecer una nueva hipótesis sobre el origen de Plandescún: el desprendimiento que originó el lago tuvo lugar durante el Holoceno Reciente, aproximadamente hace 4000 años cal BP y por lo tanto no estuvo asociado a procesos de pérdida de estabilidad de taludes de pendientes de valles tras la retirada de los hielos de la última glaciación. Los factores que se proponen como causantes de la fracturación de la roca y el origen del desprendimiento son varios: de una parte, cambios en la cubierta vegetal en torno a los 4000 años BP, tal como se observa en secuencias regionales y que, probablemente, se produjeron en toda la zona. El resultado sería un paisaje más abierto, con mayor cantidad de arbustos y una disminución en los bosques, dominando amplias zonas abiertas cubiertas exclusivamente de herbáceas. Estos cambios de vegetación pudieron ser debidos a variaciones climáticas, dado que entre 5000 y 4000 años BP aproximadamente, se contextualiza el Neoglacial, periodo climático que, en áreas de montaña especialmente, supuso un severo enfriamiento con consecuencias importantes a escala de paisaje. Por ejemplo, en relación a cambios geomorfológicos, se producirían procesos de gelifracción que pudieron haber aumentado la infiltración facilitando la inestabilidad de las laderas, desprovistas a su vez de vegetación arbórea por descenso altitudinal del bosque debido a las bajas temperaturas, resultando en fáciles desprendimientos en la zona de la Inclusa.

Por otra parte, la actividad sísmica en el Pirineo central podría haber tenido un efecto desencadenante definitivo. Varios estudios muestran actividad sísmica durante los últimos 4000 años BP en la región ([Larrasoana et al., 2010](#)) asociada a la cercana falla de Coronas u otras que han sido responsables de terremotos históricos de moderada intensidad (MW=6.2, A.D.1373, Ribagorza).

Finalmente, teniendo en cuenta el período en el que se inscribe este evento (Edad del Bronce y Edad del Hierro), el impacto antropogénico pudo actuar también como agente agravante, ya que regionalmente se constata la existencia de deforestaciones intencionadas ([González-Sampérez et al., 2017](#)), muchas veces como consecuencia de un incendio (natural o provocado: [González-Sampérez et al., 2019](#); [Leunda et al., en prensa](#)), etc. favoreciendo la mencionada desestabilización de las laderas del entorno. En cualquier caso, las características sedimentológicas del relleno y las dataciones de ^{14}C demuestran que el lago se colmató rápidamente, y que su génesis tuvo lugar durante el Holoceno reciente.

La evolución sedimentológica de Plandescún muestra cuatro unidades (apartado 7.2.2). De base a techo, es posible diferenciar que en la unidad 4 dominan gravas y arenas, lo que plantea una elevada tasa de sedimentación la cual propició la colmatación de la cuenca, principalmente mediante procesos fluviales. En la unidad 3 aparecen arcillas laminadas. Esto plantea el intervalo más estable para el ambiente y desarrollo del lago, con condiciones reductoras y mayor actividad biológica en su interior. En las unidades 1 y 2, encontramos una dominancia de arenas con materia orgánica, lo que describe una sedimentación característica de ambientes lacustres con abundantes aportes aluviales y fluviales.

Es interesante destacar que el techo de la unidad sedimentaria 2 se corresponde con la zona polínica PLA-I (Figura 12), en la que se registra la mayor cantidad de taxa acuáticos (tanto higrofitas de ambientes lodosos como hidrofítas flotantes). Como se ha comentado anteriormente, la unidad sedimentaria 2 está conformada por aportes tanto aluviales como fluviales, lo que se traduciría en Plandescún como un amplio abanico de ambientes en el mismo entorno, propiciando el desarrollo de vegetación muy variada (árboles caducifolios como formaciones riparias con helechos en el sotobosque, cinturones de *Cyperaceae* y *Thypa*, *Ranunculus* en láminas de agua, etc., (Figura 12).

7.2 Evolución de la vegetación

La secuencia paleoambiental del paleolago de Plandescún recoge un periodo de tiempo muy concreto del Holoceno reciente, permitiendo ampliar la información disponible hasta el momento en la zona- En concreto, aporta datos nuevos procedentes del fondo del valle de Gistau, sin estudios de este tipo hasta la fecha.

Todas las secuencias previas existentes se localizan a mayor altitud (la Basa de la Mora, el lago glacial de Marboré y la cueva helada A-294 (Pérez-Sanz et al., 2013; Leunda et al., 2017, 2019, respectivamente), completando un interesante transecto que permite contextualizar con detalle la evolución local y regional de la zona a partir de los principales taxa que conformarían el paisaje vegetal.

Analizando todas las secuencias (Figura 14; ANEXO III: Figuras 26, 27 y 28) observamos que *Pinus* tiene un registro muy similar a escala regional en proporción y fluctuaciones, lo que se traduciría en una presencia abundante de distribución parcheada muy semejante en todo el valle. De todos modos, no se puede olvidar la gran producción y capacidad de dispersión que tiene el polen de pino, que hace que suela

estar sobre-representado en los diagramas palinológicos y que pueda reflejar formaciones alejadas del punto de estudio (Leunda et al., 2017). Su presencia local no obstante, es indudable al mantenerse en todos los espectros de las diferentes secuencias a pesar de las variaciones altitudinales de las mismas. Además, la secuencia de la cueva helada A-294 proporciona información más específica, a nivel local, y es por ello por lo que probablemente presenta las mayores diferencias. En este registros se observan importantes fluctuaciones en torno a los 3500-3200 años cal BP, cuando se produce una bajada destacada de *Pinus* y un gran aumento en herbáceas. Esto se relaciona con una rápida apertura de paisaje en ese lugar y en ese momento (Leunda et al., 2019), como consecuencia del periodo Neoglacial y/o una deforestación intencionada de carácter antropogénico. Ambas circunstancias potenciales son las mismas por las que se presupone la desestabilización de las laderas y origen del desprendimiento que dio lugar al paleolago de Plandescún en el fondo del mismo valle, lo que confirmaría la hipótesis planteada en este TFM (ver apartado 8.1 de la discusión).

En cuanto a *Abies*, es interesante destacar su presencia también constante en todas las secuencias del entorno (Figura 14), aunque con diferencias notables según la posición altitudinal del registro polínico. De hecho, es en Marboré, la secuencia más elevada y que recoge una información de ámbito espacial más amplio por encontrarse en un entorno abierto sin barreras de vegetación en su entorno, donde registra mayores porcentajes (c. 15%). Este hecho refleja su presencia a escala regional, ya que se localizaría sin duda en las laderas de umbría de los valles de Gistaín, Bielsa, Pineta, Ordesa, etc., en formaciones mixtas con *Pinus*, *Fagus* y *Betula* especialmente, al igual que ocurre en la actualidad, así como en la vertiente francesa de los Pirineos, donde también hoy es mucho más abundante por la mayor influencia Atlántica que recibe la zona en términos de humedad. Plandescún refleja pues la presencia de abetos en el valle, formando parte de formaciones mixtas de coníferas y caducifolios en laderas de umbría.

Completando el grupo de coníferas existente en el mosaico vegetal del valle que se puede reconstruir a partir de todas las secuencias palinológicas del entorno encontramos *Taxus* y *Juniperus*. El límite altitudinal de *Taxus* está entre los 800-1830m s.n.m, y tal como se observa en la Figura 14, sólo se registra en Plandescún, lo que resulta coherente puesto que este taxón no es muy abundante y su polen, ni se preserva con facilidad ni se dispersa bien en altura, limitando su presencia a su rango altitudinal y

demostrando la existencia de tejos en las formaciones mixtas próximas a Plandescún en el fondo del valle.

Por último, *Juniperus* registra una mayor abundancia en las áreas de Plandescún y de la cueva helada A-294 (Figura 14), pero en este caso reflejarían formaciones muy distintas. Siendo Plandescún una localización de fondo de valle, su presencia en el registro puede deberse tanto a enebros y/o sabinas existentes en zonas de solana como de umbría, ya que podrían co-existir distintas especies de *Juniperus*, tal como ocurre en la actualidad. En cuanto a las proporciones de *Juniperus* procedentes de la cueva helada, que también registran valores en torno a un 10%, se trataría más bien de formaciones de límite de bosque (*treeline*), con parches de *Juniperus nana* por ejemplo, que soporta bien nevadas prolongadas, vientos intensos y temperaturas frías (condiciones características de la altitud a la que se localiza la cueva A-294).

Integrando la información obtenida por estos taxa con la evolución de los caducifolios, algunos taxones de afinidad Mediterránea (Figura 12) y la presencia de herbáceas, es posible describir para el entorno de Plandescún un paisaje tipo mosaico, como se ha mencionado anteriormente, con bosques mixtos próximos, carrascales de *Quercus perennifolia* en las solanas, así como caducifolios en las umbrías y zonas de ribera (Figuras 12 y 14).

En resumen, la información extraída del registro palinológico del paleolago de Plandescún completa el transecto altitudinal de un paisaje vegetal que parece responder a forzamientos naturales esencialmente, e independientemente de la altitud, ya que no se aprecia de forma clara influencia humana en ninguna de las secuencias con esta cronología de comienzos del Holoceno reciente. Las proporciones de *Artemisia* y *Plantago* no son importantes en ningún registro, por lo que no evidencian actividades antropogénicas asociadas a pastoreo, como podría suponerse por cronología y contexto de montaña. Y no lo hace ni en los registros de mayor altitud ni en el nuevo de fondo de valle. Una vez más, *Artemisia* y *Plantago* no parecen ser buenos indicadores de presencia humana en secuencias de montaña, o bien, la actividad antropogénica es mucho más tardía (González-Sampériz et al., 2017, 2019), incluso en cotas relativamente bajas como la localización del depósito de Plandescún.

En función de los resultados podemos describir que el paisaje observable a día de hoy sería muy parecido al estudiado (hace 3000-4000 años). En la actualidad, la explotación del valle de Gistau no es extrema, siendo importante destacar que cuenta con figuras de protección de la Red Natura 2000 (zonas LIC, ZEC y ZEPA). Además, el turismo que

oferta es principalmente interpretativo y educativo, de senderismo, y no existen en él grandes infraestructuras u otras grandes alteraciones humanas, por lo que el efecto antrópico en el área no es excesivamente agresivo.

El estudio de los diversos indicadores registrados en Plandescún y su contextualización con los resultados obtenidos en secuencias lacustres próximas nos ha permitido disponer de gran cantidad de información referente a los últimos milenios y conocer cómo han evolucionado los ecosistemas a merced de las condiciones climáticas y el impacto de las actividades humanas. Únicamente seremos capaces de evaluar los cambios ambientales presentes y futuros comprendiendo las variaciones climáticas y ambientales que el sistema natural ha sufrido en el pasado.

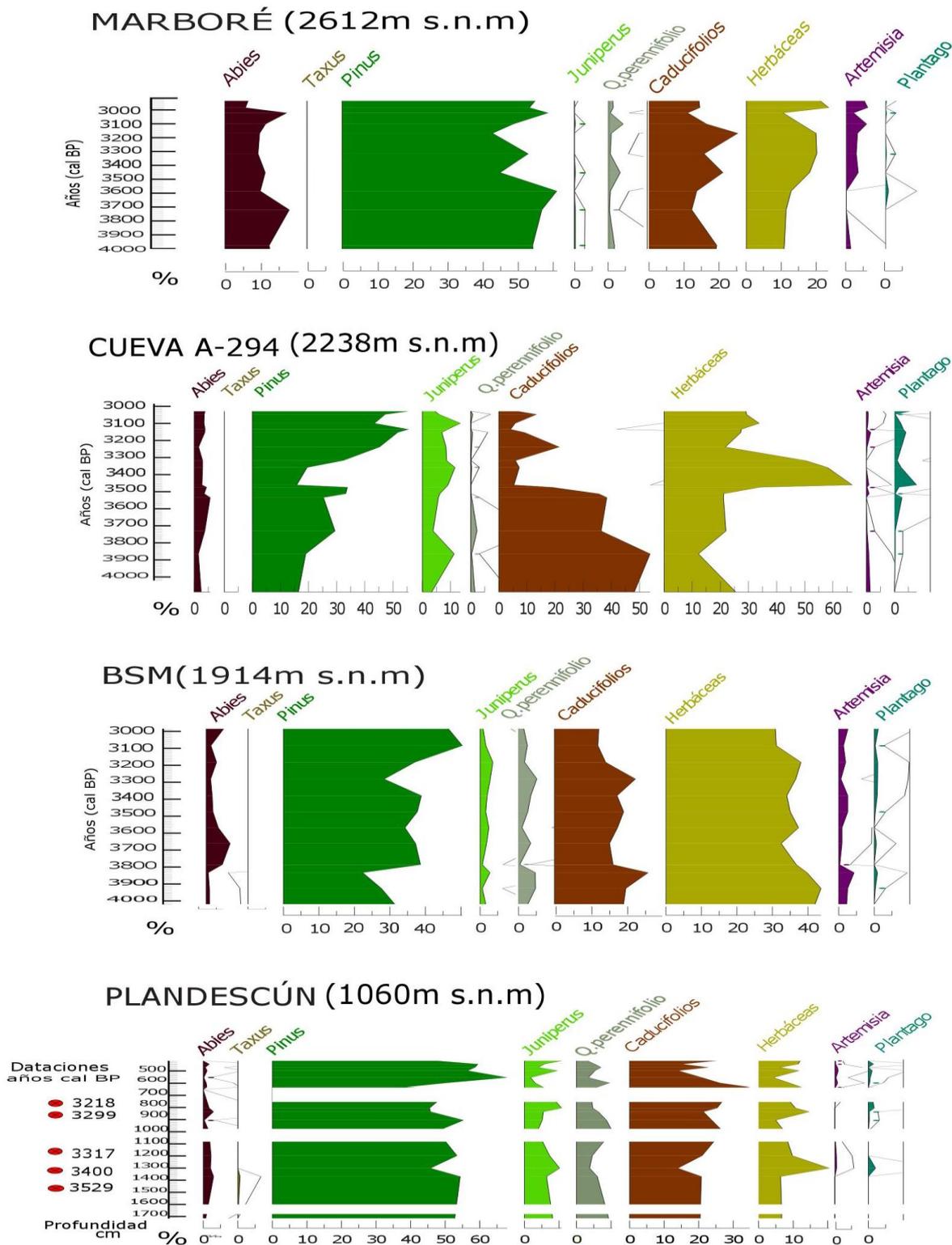


Figura 14: Diagramas polínicos comparativos de las 4 secuencias estudiadas dentro del Valle de Gistau en el rango de edad estudiado 3-4ka. Nótense su colocación en función de su rango altitudinal, desde abajo: Plandescún como registro de fondo de valle, piso montano. BSM en piso subalpino, Cueva A-294 como registro local, piso subalpino y finalmente Marboré, piso alpino.

8. CONCLUSIONES

En este trabajo de Fin de Máster se presentan los resultados obtenidos del estudio de la secuencia sedimentaria del paleolago de Plandescún, la cual consta de 1720cm de longitud. Se ha caracterizado el relleno sedimentario con la identificación de facies mediante su textura, estructuras sedimentarias y composición y su evolución temporal y se ha estudiado la evolución de la vegetación mediante análisis palinológicos. El marco cronológico se ha obtenido con dataciones mediante carbono 14. Gracias a este estudio ha sido posible obtener nuevas conclusiones sobre el significado geomorfológico de este depósito, el origen de este paleolago, la evolución del clima y vegetación e intervención humana desde hace 4000 años hasta la actualidad:

1. Las dataciones han evidenciado que el relleno de la cuenca del paleolago comenzó hace unos 3000-4000 años y que la colmatación fue rápida y dominada por facies fluviales con algunas intercalaciones de facies finas durante periodos de sedimentación lacustre. Sin embargo, los resultados han sido insuficientes para elaborar un modelo de edad completo así que no ha sido posible acotar cronológicamente todos y cada uno de los distintos episodios identificados.
2. En cuanto al origen del desprendimiento que generó el lago, las dataciones permiten establecer una nueva hipótesis que plantea que tuvo lugar durante el Holoceno Reciente y que los factores implicados pudieron ser tanto el clima (generando una apertura de paisaje), como una deforestación de origen antrópico o natural debido por ejemplo a un incendio (de origen antrópico o natural) o una tala intencionada, así como posibles movimientos sísmicos que provocarían la desestabilización de las laderas.
3. Los datos geoquímicos (TOC/TIC/TS) muestran escasas variaciones (únicamente cambios redox asociados a acumulación de materia orgánica y presencia de sulfuros). La composición de los sedimentos muestra un lago poco productivo, muy detrítico y con pocos cambios de composición mineral, reforzando la hipótesis de que el lago se originó y colmató en un período muy corto en el tiempo, lo que sugiere una gran dificultad para el asentamiento de organismos debido a varios posibles factores: poca profundidad, inestabilidad, existencia de aportes clásticos constantes, turbidez, etc.
4. En cuanto a la vegetación, parece registrarse un paisaje relativamente abierto, dominado por pinares (quizá en cotas más elevadas del valle) y con cierta

variedad de taxa en relación a la presencia del bosque caducifolio y/o de ribera, más próximo al entorno en el que se localizaría el paleolago de Plandescún. Al tratarse de un depósito en el fondo de valle, la secuencia palinológica muestra una flora variada que recoge un mosaico de vegetación similar al existente en la actualidad, con vegetación esclerófila en las solanas, bosque mixto en las umbrías y tanto vegetación local asociada al depósito (*Cyperaceae* y *Typha*, por ejemplo), como la existente a mayor altitud.

5. En general, la información de la dinámica de la vegetación aportada por esta secuencia resulta acorde con los datos ya existentes en la región proporcionados esencialmente por los registros de la Basa de la Mora, la cueva helada A294 y el ibón de Marboré. En todos ellos se observa un paisaje mosaico dominado por coníferas en el que coexistirían espacios más abiertos, resultado quizá de cierta influencia humana en la conformación del paisaje pero a escala local, sin llegar a registrarse un uso antropogénico del valle y su entorno a gran escala. En principio, con esta cronología y hasta periodos mucho más recientes (últimos siglos), el clima seguiría siendo el principal agente modelador del paisaje vegetal en el Pirineo central.

BIBLIOGRAFÍA

- Alley, R.B. y Ágústssdóttir, A.M. (2005): The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24: 1123–1149.
- Arnáez, J., González Sampériz, P., Lasanta, T. y Valero-Garcés, B. (2014): *Geoecología, Cambio Ambiental y Paisaje. Homenaje al Profesor José María García Ruiz*. Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Universidad de la Rioja, Logroño, 45 p.
- Belmonte, A. (2014): *Geomorfología del macizo de Cotiella (Pirineo oscense): cartografía, evolución paleoambiental y dinámica actual*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 582p.
- Benito Alonso, J.L. (2010): *La vegetación del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido*. Monografías de Botánica Ibérica, 386 p.
- Bradley, R.S. (1999): *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*. Elsevier, 613 p.
- Brooks, J. y Shaw, G. (1968): Identity of sporopollenin with older kerogen and new evidence for the possible biological source of chemicals in sedimentary Rocks. *Nature*, 220: 678-679.
- Catabiano, N., Sánchez, E. y Rodríguez-Fonseca, B. (2017): CLIVAR Report: Special Issue on climate over the Iberian Peninsula: an overview of CLIVAR- Spain (Madrid) coordinated science. 73: 68 p.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B. y Team, E.P. (1990): Main results of the ECORS-Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173: 411-423.
- Cisneros, M., Cacho, I., Frigola, J., Canals, M., Masqué, P., Martrat, B., Casado, M., Grimalt, J., Pena, L., Margaritelli, G. y Lirer, F. (2016): Sea surface temperature variability in the central-western Mediterranean Sea during the last 2700 years: a multi-proxy and multi-record approach, *Clim. Past*, 12: 849–869.
- Corella, J. P., Valero-Garcés, B. L., Vicente-Serrano, S. M., Brauer, A., & Benito, G. (2016): Three millennia of heavy rainfalls in Western Mediterranean: frequency, seasonality and atmospheric drivers. *Scientific reports*, 6: (38206) 1-11.
- Cuadrat, J.M. y Valero-Garcés, B. (coord.) (2018): *Clima y variabilidad climática en los Pirineos*. En: *El cambio climático en los Pirineos: impactos, vulnerabilidades y adaptación*. Bases de conocimiento para la futura estrategia de adaptación al cambio climático en los Pirineos. OPCC-CTP. Arauzo, I. y Terrádez, J. (eds.). Collserola, 6-16.
- Dupré, M. (1979). *Breve manual del análisis polínico*. Instituto Juan Sebastian Elcano C.S.I.C. Departamento de Geografía de la Universidad de Valencia. 251 p.

- Dupré, M. (1992): Palinología. Cuadernos técnicos de la SEG nº 5. Geoforma, Madrid, 33 p.
- Escardó, A. L. (2012): Clima y cambio climático. Revista del Aficionado a la Meteorología. 26: 1-12.
- Fægri, K. y Iversen, J. (1989):.Textbook of Pollen Analysis.Wiley, Chichester, New York, 328 p.
- García-Ruiz, J. M., López-Moreno, J. I., Lasanta, T., Vicente-Serrano, S. M., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Sanjuán, Y., Beguería, S., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N. y Gómez-Villar, A. (2015). Los efectos geocológicos del cambio global en el Pirineo Central español: una revisión a distintas escalas espaciales y temporales. Pirineos, 170: 50-93.
- García-Ruiz, J.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., Lorente, A. y Seeger, M., (2001): Los recursos hídricos superficiales del Pirineo aragonés y su evolución reciente (Surface wáter Resources in the Aragonese Pyrenees and Their Recent Evolution). Geoforma, Logroño, 191 p.
- Geomap.com (en línea): Visualiza toda la cartografía online del mundo (fecha de consulta: 02/09/2019). Disponible en: <<http://www.geomap.com/>>
- Gibbard, P., y Cohen, K. M. (2008). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years.Episodes, 31: 243.
- González-Sampériz, P. (2004): Evolución paleoambiental del sector central de la Cuenca del Ebro durante el Pleistoceno superior y Holoceno. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, Zaragoza, 210 p.
- González-Sampériz, P., Montes, L., Aranbarri, J., Leunda, M., Domingo, R., Laborda, R., Sanjuán, Y., Gil-Romera, G., Lasanta, T. y García-Ruiz, J. M. (2019): Escenarios, tempo e indicadores paleoambientales para la identificación del antropoceno en el paisaje vegetal del Pirineo Central (NE Iberia).Cuadernos de Investigación Geográfica, 45:167-193.
- 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 y revealed by the El Portalet sequence. Quaternary Research, 66: 38-52.
- González-Sampériz, P.; Aranbarri, J.; Pérez-Sanz, A.; Gil-Romera, G.; Moreno, A.; Leunda, M.; Sevilla-Callejo, M.; Corella, J.P.; Morellón, M.; Oliva, B.; y Valero-Garcés, B. (2017): Environmental and climate change in the southern Central Pyrenees since the Last Glacial Maximum: A view from the lake records. Catena, 149: 668 – 688.

- Groen, C. (1978): The Geology of the Cinqueta region, Spanish Pyrenees, province of Huesca. *Geologica Ultraiectina*, 18: 1-129.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.
- Larrasoaña, J. C., Ortuño, M., Birks, H. H., Valero-Garcés, B., Parés, J. M., Copons, R., ...& Bordonau, J. (2010). Palaeoenvironmental and palaeoseismic implications of a 3700-year sedimentary record from proglacial Lake Barrancs (Maladeta Massif, Central Pyrenees, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 294(1-2): 83-93.
- Leunda, M. (2019): Millennial scale vegetation and fire dynamics at high altitudes in the Central Pyrenees. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. 293 p.
- Leunda, M., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Aranbarri, J., Moreno, A., Oliva-Urcia, B., Sevilla-Callejo, M. y Valero-Garcés, B. (2017): The Late-Glacial and Holocene Marboré Lake sequence (2612 m asl, Central Pyrenees, Spain): Testing high altitude sites sensitivity to millennial scale vegetation and climate variability. *Global and planetary change*, 157: 214-231.
- Leunda, M., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Bartolomé, M., Belmonte-Ribas, Á., Gómez-García, D., Kaltenrieder, P., Rubiales, J.M., Schworer, C., Tinner, W., Morales-Molino, C y Sancho, C. (2019): Ice cave reveals environmental forcing of long-term Pyrenean tree line dynamics. *Journal of Ecology*, 107: 814-828.
- Malm, A., y Hornborg, A. (2014): The geology of mankind? A critique of the Anthropocene narrative. *The Anthropocene Review*, 1: 62-69.
- Martínez Peña, B. Millán, H. y Pocoví, A. (1992). Láminas cabalgantes del sector central del Pirineo Meridional (Provincia de Huesca). III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca. 2, 130-139.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G.,

- Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. Y Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary research*, 62(3), 243-255.
- Millán, M.M., Estrela, M.J. y Miró, J. (2005): Rainfall components: variability and spatial distribution in a Mediterranean area (Valencia Region). *Journal of Climate*, 18 (14): 2682-2705.
- Millet, L., Rius, D., Galop, D., Heiri, O., Brooks, S.J., (2012): Chironomid-based reconstruction of Lateglacial summer temperatures from the Echpalaelake record (French western Pyrenees). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 315–316: 86–99.
- Montserrat Martí, J. (1992): Evolución glaciaria y postglaciaria del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico. Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Zaragoza. 174 p.
- Moore, P.D. y Webb, J.A. (1978): *An illustrated guide to Pollen Analysis*. Hodder and Stoughton.
- Moore, P.D., Webb, J.A. y Collison, M.E., (1991): *Pollen Analysis*, Second. Ed. Blackwell Scientific Publications. 216 p.
- Morellón, M., Pérez-Sanz, A., Corella, J.P., Büntgen, U., Catalán, J., González-Sampériz, P., González-Trueba, J.J., López-Sáez, J.A., Moreno, A., Pla-Rabes, S., Saz-Sánchez, M.Á., Scussolini, P., Serrano, E., Steinhilber, F., Stefanova, V., Vegas-Villarúbia, T. y Valero-Garces, B. (2012). A multi-proxy perspective on millennium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Clim. Past*, 8: 683-700.
- Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, P., Belmonte, Á., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., O.Grimalt, J., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vargas-Villarúbia, T. y Valero-Garcés, B (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.
- Ninyerola M, Pons X y Roure J.M. (2005). *Atlas Climático Digital de la Península Ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica*. ISBN 932860-8-7. Universidad Autónoma de Barcelona, Bellaterra.

- OMM, (2011): Guía de Prácticas Climatológicas, Ginebra (Suiza). 100:1-128. Disponible on line en: <http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/ccl/guide/documents/wmo_100_es.pdf>.
- Online CalPal (fecha de consulta 10/08/2019). Disponible en <<http://www.calpal-online.de/>>
- Pérez, Fiz F. y Boscolo, Roberta (2010): CLIVAR: Climate in Spain: past, present and future. Regional climate change assessment report. [Madrid] Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN), 83 p.
- Pérez-Sanz, A. (2014). Holocene climate, vegetation and human impact in the Western Mediterranean inferred from Pyrenean lake records and climate models. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. 194 p.
- Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gil-Romera, G., Rieradevall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M. y 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.
- Pla S, Catalan J (2005). Chrysophyte cysts from lake sediments reveal the submillennial winter/spring climate variability in the northwestern Mediterranean region throughout the Holocene. *Clim Dynam* 24: 263–278.
- Pla S. y Catalan, J. (2011): Deciphering chrysophyte responses to climate seasonality. *Journal of Paleolimnology*, 46(1): 139-150.
- Puigdefábregas, C. y Souquet, P. (1986): Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Reille, M. & Lowe, J.L., (1995): Atlas. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. , Marseille, 327 p.
- Ríos Aragües, L.M., Lanaja del Busto, J.M. y Ríos Mitchell, J.M. (1982): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 179 (Bielsa) y memoria. IGME, Madrid. 49 p.
- Rius, D., Galop, D., Doyen, E., Millet, L., Vannière, B., (2014): Biomass burning response to highamplitude climate and vegetation changes in Southwestern France from the Last Glacial to the early Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany* 23: 729–742.
- Rohling, E.J., Pälike, H., (2005): Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature*, 434: 975–979.
- Stockmarr, J. (1971). Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, 13: 615-621.

- Tarrats, P., Heiri, O., Valero-Garces, B., Cañedo-Argüelles, M., Prat, N., Rieradevall, M. y González-Sampériz, P. (2018): Chironomid-inferred Holocene Temperature Reconstruction in Basa de la Mora Lake (Central Pyrenees). *The Holocene*, 28 (11): 1685–1696.
- Teixell, A. (1998): Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17: 395-406.
- Tool for Microscope Identification (TMI) (en línea) .University of Minnesota. Disponible en: <http://tmi.laccore.umn.edu/>.
- Trigo, R., Osborn, T., Corte-Real, J., (2002): The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*, 20: 9-17.
- Walker, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O. y Weiss, H. (2012): Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 27(7): 649-659.

ANEXOS: FIGURAS Y TABLAS

Imágenes de los taxones polínicos más representativos identificados en Plandescún mediante el microscopio óptico (x400):



Figura 15: *Lycopodium clavatum*



Figura 16: *Pinus*



Figura 17: Espora Monolete

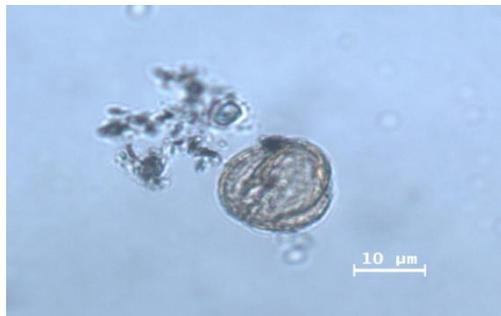


Figura 18: *Quercus caducifolio*

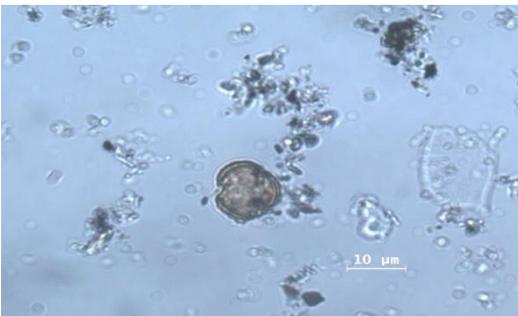


Figura 19: *Artemisia*



Figura 20: *Erica*



Figura 21: *Corylus*



Figura 22: *Betula*

II. Fotografías tomadas durante la Campaña de campo de 2015



Figura 23: Fotografía de la maniobra de extracción del sondeo de Plandescún.



Figura 24: Desfiladero de la inclusa.



Figura 25: Fotografías del contexto de la zona de prospección. Se identifica el estrechamiento del valle inmediatamente al oeste de la zona de estudio, con afloramientos de calizas y el desarrollo de canchales asociados. La zona de prospección se localiza en la orilla izquierda del río Cinqueta, en un contexto con topografía homogénea y subhorizontal. El cauce actual del río Cinqueta se encuentra encajado con respecto a la explanada de prospección.

III. Diagramas polínicos completos de las las secuencias comparadas con Plandescún:

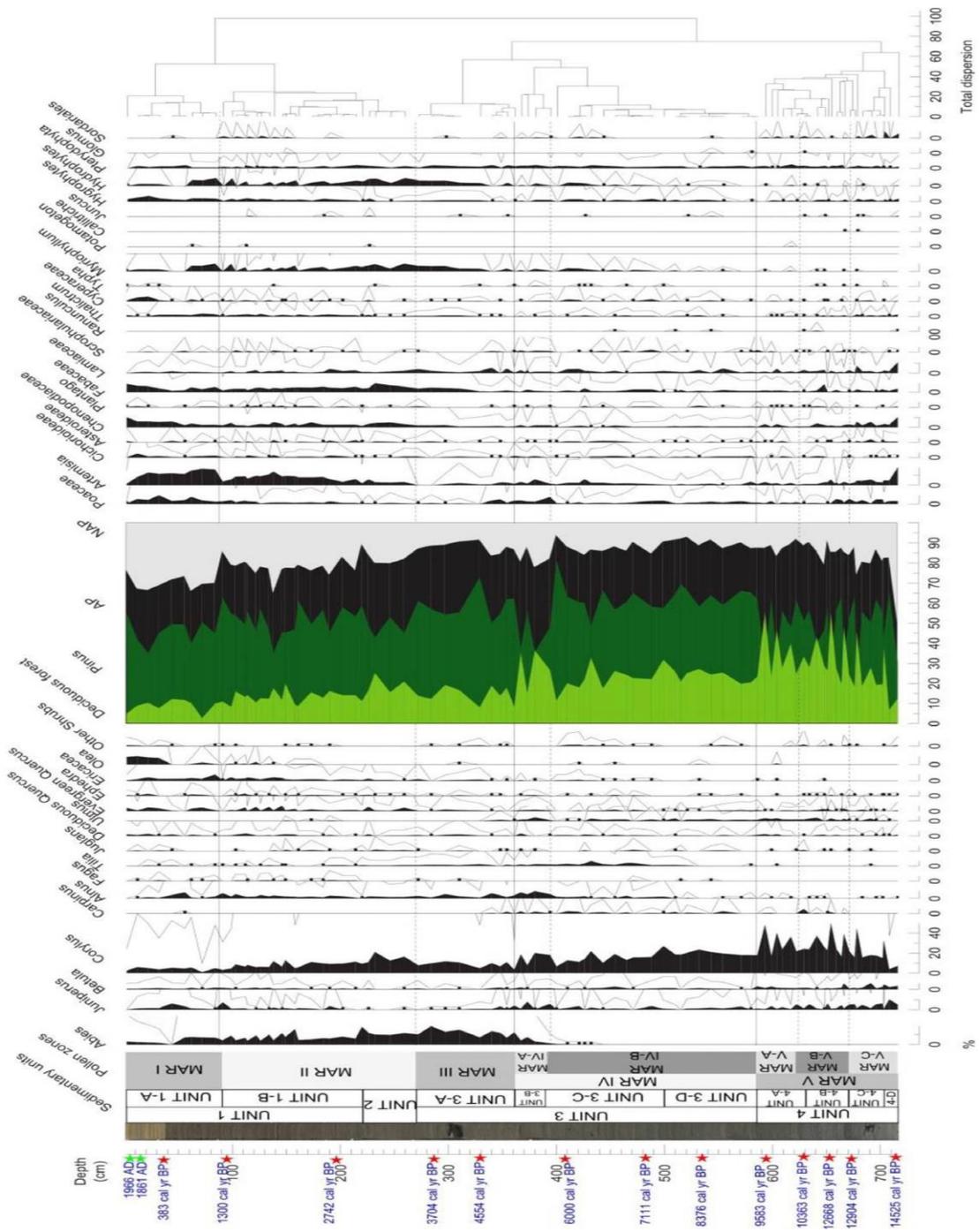


Figura 26: Diagrama polínico de los taxones seleccionados de la secuencia de Marboré, trazados en profundidad (Extraído de Leunda et al., 2017).

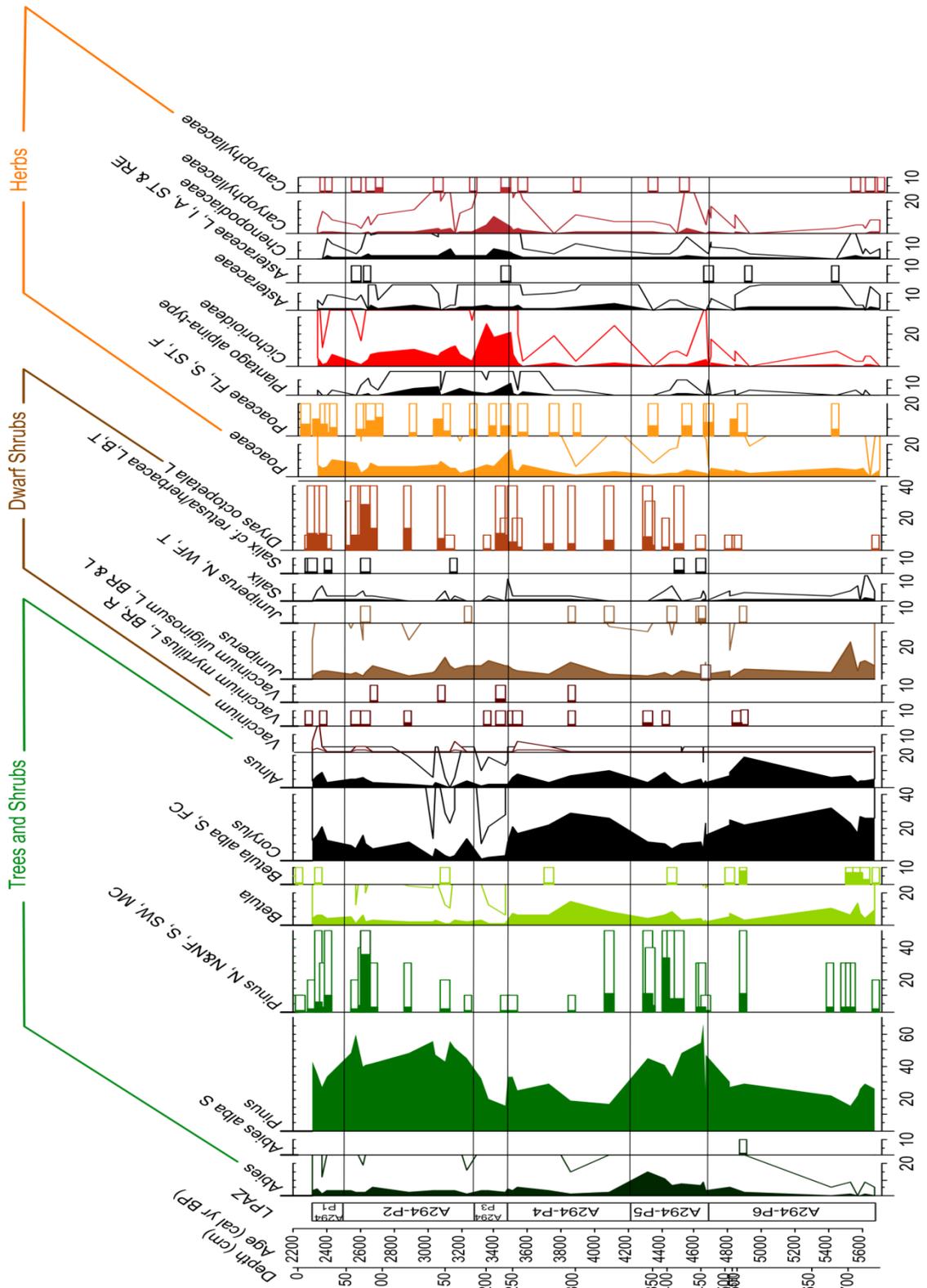


Figura 27: Diagrama polínico de los taxones seleccionados en la secuencia de la cueva helada A-294 en profundidad (Extraído de Leunda et al., 2019).

