

Artigo

Pablo Ramil Rego · Luis Gómez-Orellana · Castor Muñoz-Sobrino · Soledad García-Gil · Jorge Iglesias · Marta Pérez Martínez · Natalia Martínez Carreño · Belen de Nóvoa Fernández

Cambio climático y dinámica del paisaje en Galicia

Recibido: 9 Xuño 2009 / Aceptado: 12 Setembro 2009
© IBADER- Universidade de Santiago de Compostela 2009

Resumen Las secuencias polínicas, y en concreto las obtenidas a partir de sedimentos limnéticos, se han revelado como la herramienta más eficaz a la hora de valorar los cambios climáticos cuaternarios a nivel regional y su incidencia sobre los ecosistemas. Una parte importante de los registros obtenidos en el NW ibérico, presenta una antigüedad menor de 3.000; las secuencias continuas de más de 6.000 años, que alcanzan cronologías de 10.000 o 12.000 años, se limita a grandes turberas de zonas de montaña; finalmente, los periodos de más de 17.000 años, únicamente aparecen representados en sedimentos fosilizados, en los que se han obtenido registros continuos de 10.000 o 20.000 años y excepcionalmente periodos de más de 50.000. Las más de 200 secuencias disponibles para el NW ibérico, permiten realizar una correcta evaluación de la incidencia de los cambios climáticos y de la influencia antrópica sobre los ecosistemas, a lo largo de los últimos 100.000 años. La abundancia de datos, accede a reconocer la diferente influencia de estos cambios sobre las distintas áreas biogeográficas del territorio.

Palabras clave Cambio climático · Paleobotánica · Palinología · Cuaternario · NW ibérico

Abstract Pollen sequences, in particular those obtained from limnetic sediments, have emerged as the most effective tool when assessing Quaternary climatic changes at regional level and their impact on ecosystems. An important part of the records obtained in the NW Iberian has less than 3,000 years BP; the continuous sequences of more than 6,000 years and chronologies reaching 10,000 or 12,000 years, is limited to large peatlands in mountain areas; finally, the periods of more than 17,000 years are represented only in fossilized sediments, in which were obtained continuous records of 10,000 or 20,000 years and exceptionally periods of more than 50,000. The more than 200 sequences available for the NW Iberian peninsula, allow a proper evaluation of the impact of climate change and anthropogenic influence on ecosystems over the past 100,000 years. The abundance of data, agrees to recognize the different influence of these changes on the different biogeographic areas of the territory.

Key words Climate change · Paleobotany · Palynology, Quaternary · NW iberian peninsula

Introducción

Nuestro planeta es un sistema complejo en el que todos sus componentes: atmósfera, hidrosfera, litosfera y biosfera están en continua interacción, intercambiando una energía que procede fundamentalmente del Sol, y en mucha menor medida de su calor interno y de las fuerzas gravitatorias. Con anterioridad al desarrollo industrial, los equilibrios energéticos solo se alteraban por fenómenos naturales, ya fueran endógenos (cambios orbitales, derivas continentales, orogénias, erupciones volcánicas, procesos biológicos, etc.) o exógenos (ciclos de actividad solar, impactos de cuerpos celestes, etc.), de modo que tras cada evento se activaban sistemas de retroalimentación que permitían retornar a un nuevo equilibrio. Pero desde la Revolución Industrial (s. XVII) los patrones naturales de intercambio energético pueden haberse visto seriamente perturbados por la emisión atípica de gases, entre ellos grandes cantidades de

Pablo Ramil Rego · Luis Gómez-Orellana · Belen de Nóvoa Fernández
GI-1934 TTB. Lab. Botánica, Bioxeografía, Paleoecología.
IBADER. Universidade de Santiago. Campus Universitario s/n.
Lugo (Galicia, Spain). <http://www.ibader.org>
e-mail: ibader.ttb@gmail.com

Castor Muñoz-Sobrino
Departamento Bioloxía Vexetal e Ciencias do Solo. Universidade de Vigo

Soledad García-Gil · Jorge Iglesias · Marta Pérez Martínez ·
Natalia Martínez Carreño
Departamento Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio.
Universidade de Vigo

subproductos radiactivamente activos, como el dióxido de carbono, metano, óxido nitroso, ozono, clorofluorocarbonos y compuestos afines. Hoy se asume que estos cambios antropogénicos están comenzando a alterar las pautas de transferencia de energía y, en consecuencia, las condiciones ambientales globales. Esto ha provocado que el debate sobre los cambios climáticos haya trascendido el ámbito meramente científico para pasar a adquirir un notable interés social.

En principio puede parecer paradójico que la incertidumbre acerca del devenir del clima y su repercusión sobre las condiciones de habitabilidad en algunas de las zonas más pobladas del planeta haya estimulado un avance en el conocimiento de los ambientes del pasado. Sin embargo hoy sabemos que el motor de las principales oscilaciones climáticas ocurridas durante el Cuaternario fueron una serie de combinaciones adversas de los ciclos orbitales de la Tierra (excentricidad, oblicuidad y precesión). En último término, son los cambios orbitales los que regulan la cantidad total de insolación que recibe el planeta; y lo que es más importante, determinan como ha de repartirse esta por toda su superficie. Así, la cantidad de radiación que reciben los polos es mínima durante los largos periodos glaciares y solo se incrementa de forma considerable durante las fases interglaciares, mucho más breves. Estas variaciones provocan modificaciones en los circuitos naturales de redistribución de la energía, las corrientes oceánicas y los sistemas atmosféricos asociados; y esas anomalías son las que terminan confiriéndole un carácter 'global' a los grandes cambios climáticos. En definitiva, es la regularidad de los ritmos orbitales lo que determina que los cambios climáticos naturales sigan una dinámica caracterizada por el retorno periódico a condiciones ambientales parecidas. Sin embargo es necesario resaltar que tanto los mecanismos de redistribución energética como algunos factores regionales (el contexto geográfico, la orografía, la altitud, etc.) pueden contribuir a diversificar las consecuencias de los cambios climáticos globales, amplificándolos o minimizándolos en función de las particularidades de cada territorio, e incluso invirtiendo sus efectos 'globales' a nivel regional.

En el momento de reconstruir las variaciones climáticas que afectan o han afectado a un territorio concreto lo más adecuado es recopilar y analizar series instrumentales representativas que incluyan diferentes variables climáticas (precipitación, temperatura, vientos, días de helada, etc.); y cuanto más largas y numerosas sean las series, la reconstrucción será más precisa. Desgraciadamente, los registros instrumentales más antiguos existentes en localidades puntuales de Europa no abarcan más allá de los últimos 300 años; y los más largos del NW Ibérico apenas se extienden hasta las primeras décadas del siglo XX. Además, en un buen número de casos, la utilidad de los registros más extensos se ve a su vez mermada por la menor periodicidad con la que se realizaba antiguamente la toma de datos, el limitado número de variables registradas y la previsible falta de fiabilidad de algunos resultados obtenidos, ya sea por deficiencias de tipo instrumental o de tipo metodológico. Por tanto, en la práctica, el recorrido del

método instrumental queda casi limitado al estudio de las variaciones climáticas ocurridas desde la segunda mitad del pasado siglo.

La alternativa a la medida directa de las diferentes variables climáticas son los proxy data: datos recopilados por los paleoclimatólogos a partir de registros naturales de la variabilidad climática, y que abarcan desde datos de tipo histórico (por ejemplo, a partir de archivos de la producción anual o de los cambios en los tipos de cultivos, se pueden reconstruir cambios en la temperatura media de un territorio), hasta registros isotópicos procedentes de arrecifes de coral, (a partir de los cuales se pueden reconstruir variaciones relativas de la temperatura del agua), pasando por el estudio de los anillos de crecimiento de los árboles, el análisis del aire, el polvo y los isótopos de oxígeno atrapados en los hielos permanentes (ya sea en glaciares de montaña o en casquetes polares), o el estudio de los sedimentos marinos o de tipo continental (que entre otros restos pueden incluir polen fósil, diatomeas, dinoflagelados, chironómidos, coleópteros, otros pequeños invertebrados, moluscos, etc).

Los datos paleoecológicos válidos para la reconstrucción de la dinámica climática de un territorio concreto pueden proceder por tanto de múltiples disciplinas: paleobotánica, paleozoología, sedimentología, geocronología, química ambiental, arqueología, etc. De todas ellas, el estudio de restos vegetales puede proporcionar una de las reconstrucciones más completas de los ecosistemas y de su dinámica. Los cambios de los biomas reflejan la inercia climática de un territorio concreto de forma menos confusa que el mero estudio de los restos pertenecientes a grupos de animales, que muchas veces pueden tener la habilidad de adaptarse a un rango amplio de ambientes ecológicos, o capacidades migratorias notables.

La disponibilidad de información específica para el mayor número de localidades posibles, bien sean datos climáticos o *proxy data*, resulta determinante de cara a la reconstrucción de los cambios globales, ya que si se parte de pocos datos, o se abusa de referencias sesgadas o poco representativas, bien por estar confinadas a áreas geográficas muy concretas, o por proceder de ambientes con características muy particulares, que no cabría generalizar a un contexto más amplio, los modelos y las predicciones acerca de los cambios globales pueden resultar confusos. De ahí los esfuerzos desarrollados durante las últimas décadas, patrocinados por gobiernos, organismos e instituciones diversas, para potenciar la recogida de datos útiles y extenderla a todos los confines del planeta, un requisito indispensable para generar modelos globales más robustos.

Los estudios paleoecológicos comenzaron a desarrollarse en la Península Ibérica entorno al año 1945, fecha en la que se publican los primeros análisis polínicos de Galicia (Bellot & Vieitez 1945) y de Portugal (Andrade, 1944, 1945), correspondientes respectivamente a niveles Holocenos y Terciarios, aplicando los nuevos métodos de estudios forjados desde las escuelas nórdicas y anglosajonas (Ramil Rego et al. 1996). En la actualidad se dispone de más de 200 análisis polínicos (Fig. 1), y un número también

importante de estudios de macro-restos vegetales (Aira & Ramil Rego, 1990; Ramil-Rego, 1993b; Ramil-Rego et al. 1996b), así como de registros de macro, o meso fauna (Fernández Rodríguez et al., 1995; Fernández Rodríguez, 2004), así como de diversos grupos taxonómicos de micro-restos no esporopolínicos (cf. Sprangers et al. 2004).

Los métodos paleo-ecológicos y en concreto los análisis polínicos constituyen en la actualidad la herramienta más

eficaz para abordar la reconstrucción de los cambios climáticos que se producen a nivel regional o sub-regional del Cuaternario, permitiendo evaluar la incidencia de la dinámica climática sobre la configuración y evolución de las grandes unidades territoriales del ecosistema o la interacción con los procesos de cambio vinculado con el desarrollo de los diferentes niveles de ocupación y explotación humana del territorio.

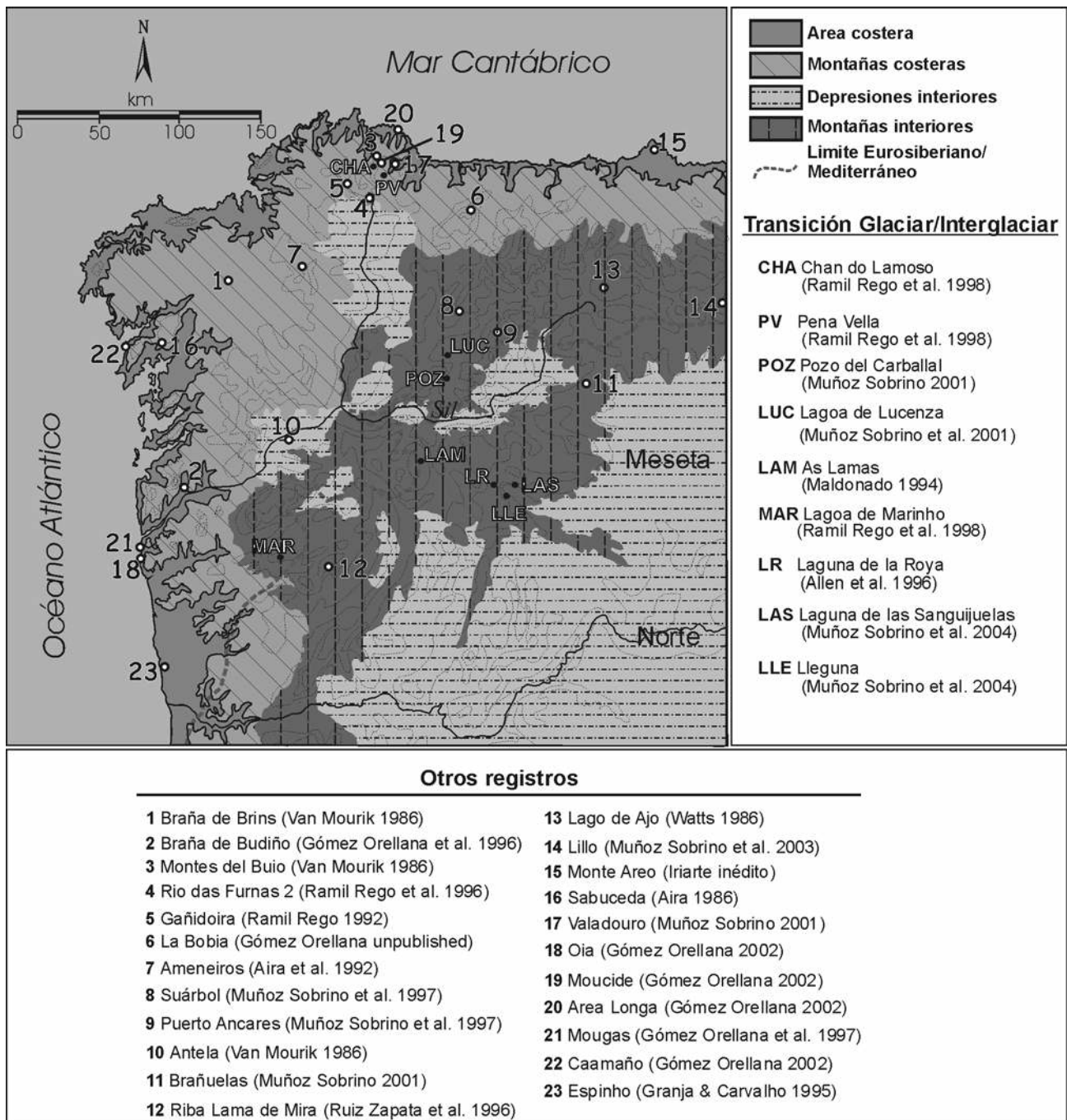


Figura 1.- Principales registros paleobotánicos utilizados para la reconstrucción del último ciclo glaciar/interglaciar en Galicia y áreas colindantes

Entre los diversos tipos de depósitos, los humedales, y en concreto las turberas y medios lacustres constituyen los medios más idóneos para su empleo en la reconstrucción paleoclimática y paleoecológica. En la mayoría de estos registros las secuencias difícilmente superan los 3.000 años de antigüedad (cf. Ramil-Rego et al., 1996), y en muchos de ellos los datos más antiguos corresponden a humedales con configuraciones hidrobiológicas y ecológicas muy diferentes a las actuales (cf. Muñoz Sobrino et al. 2007). La existencia de registros continuos de más de 6.000 años de antigüedad queda limitada a las grandes turberas de zonas de montaña, donde se alcanzan cronologías de 10-12.000 años, o en las lagunas formadas igualmente en macizos montañosos, y generalmente asociadas a antiguos depósitos glaciares, donde se pueden llegar a obtener registros de más de 17.000 años (p.e. Muñoz Sobrino et al. 2001; 2004, 2005). Los periodos de más de 17.000 años aparecen registrados en el NW Ibérico, en antiguas turberas, cuyos sedimentos aparecen sepultados por niveles no orgánicos, emplazados en relación con las grandes fases climáticas y antrópicas que se han producido en el territorio. Estas secuencias fosilizadas muestran en muchas ocasiones registros más o menos continuos con una amplitud de 10.000 ó 20.000 años. Excepcionalmente en algunos depósitos fosilizados se pueden obtener registros más amplios, como es el caso de Area Longa (Gómez-Orellana et al., 1997, 2007), en el que se registra un periodo cronológico de más de 50.000 años, establecidos entre el Prewürm, y el final del último estadal del Cuaternario.

Modificaciones del clima en el Atlántico Norte: Efectos sobre la configuración y dinámica de los ecosistemas terrestres del NW Ibérico

Desde finales del Terciario (<3,0-1,8 Ma), y a lo largo del Cuaternario (1,8-0 Ma), el clima del planeta experimentó una periódica irregularidad, estableciéndose en las áreas alejadas de la zona tropical una sucesión, entre periodos fríos (glaciares), y otros más térmicos (interglaciares), mientras en las áreas tropicales dicha sucesión condujo a la existencia de periodos térmicos de gran pluviosidad (pluviales), seguidos por otros más secos (interpluviales).

Los modelos geomorfológicos clásicos, basados en el estudio de registros sedimentológicos continentales (medios kársticos, abrigos rocosos, depósitos glaciares y periglaciares), establecían en el contexto europeo, la existencia de 4 grandes ciclos glaciares-interglaciares, relacionados directamente con las cuatro glaciaciones alpinas (Günz, Mindel, Riss, Würm), dentro de los cuales se reconocían diversos subestadios de mayor o menor rigurosidad térmica, que presentaron importantes problemas en el momento de su identificación y sobre todo de correlación entre las distintas secuencias regionales y subregionales disponibles. A partir de la década de los

ochenta los estudios isotópicos de los foraminíferos bentónicos que aparecen depositados en los sedimentos marinos, generó una nueva perspectiva para el desarrollo de los estudios paleo-climáticos y paleo-ecológicos

El análisis de las burbujas de aire conservadas en el hielo de Groenlandia se emplea como un registro indirecto de las principales oscilaciones climáticas que han afectado a las regiones colindantes con el Atlántico Norte a los largo de los últimos 250.000 años. Tiene especial importancia los registros de $\delta^{18}\text{O}$ como indicadores de las variaciones de temperatura (Dansgaard et al. 1993), mientras que los cambios en las concentraciones de metano podrían estar relacionadas con las variaciones en la extensión de los humedales en las latitudes medias (Chappellaz et al. 1993). Por otra parte, las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ registradas en las conchas de algunos organismos recuperados en los testigos submarinos también son útiles para reconstruir los cambios en las condiciones marinas (Fig. 2); e indirectamente, se interpretan como un indicador de cómo ha ido variando la cantidad de agua dulce retenida en forma de hielo en los polos y glaciares (Shackleton & Opdyke, 1973).

En último término, es posible establecer una relación entre las variaciones relativas entre los isótopos del oxígeno y las fluctuaciones del litoral, de modo que se ha calculado que un cambio del 0.1‰ podría llegar a suponer variaciones de hasta 10 m en el nivel marino. Mediante esta metodología ha llegado a establecerse que a lo largo del Pleistoceno (Fig. 3) el mar solo se situó en cotas similares o superiores a las actuales durante los OIS (estadios isotópicos) 11 y 9; y en el subestadio 5e, que corresponde al Interglacial Eeminese (Shackleton, 1987), durante el cual el nivel del mar se situaría unos 7 m por encima del actual (Bard et al. 1993). Por el contrario, el mar habría descendido por debajo del nivel actual en los interestadales OIS 5c y 5a correspondientes al Prewürm (la transición climática hacia el último gran periodo glacial), hasta alcanzar sus cotas mínimas (entre -100 y -170 m) a lo largo del Würm (OIS 4, 3 y 2).

Al final del último ciclo glacial, los registros isotópicos de Groenlandia (Fig. 4) indican que los primeros indicios de calentamiento tuvieron lugar entre 18.400-17.000 cal. BP. Después de un intervalo frío (16700-15.000 cal. BP), el periodo comprendido entre el 14.800 y el 13.400 cal. BP posiblemente fue la fase más cálida registrada durante el periodo Tardiglacial, a pesar de que en ella se incluya un episodio frío menor hacia el 14.000-13.800 cal. BP. Posteriormente, la temperatura deducida del registro de $\delta^{18}\text{O}$ disminuyó de forma sostenida entre 13.400-12.600 cal BP; y más tarde comenzó a incrementarse de nuevo hasta alcanzar un nuevo pico a lo largo del periodo 10.000-6.000 cal. BP. Sin embargo, este proceso no fue continuo, ya que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ persistieron relativamente bajos antes del 12.000 cal. BP, y el subsiguiente proceso de recalentamiento se interrumpió varias veces a lo largo el Holoceno Inicial: al menos durante dos breves episodios fríos datados, respectivamente, entre el 11.500-11.200 cal. BP y el 8.300-8.000 cal. BP.

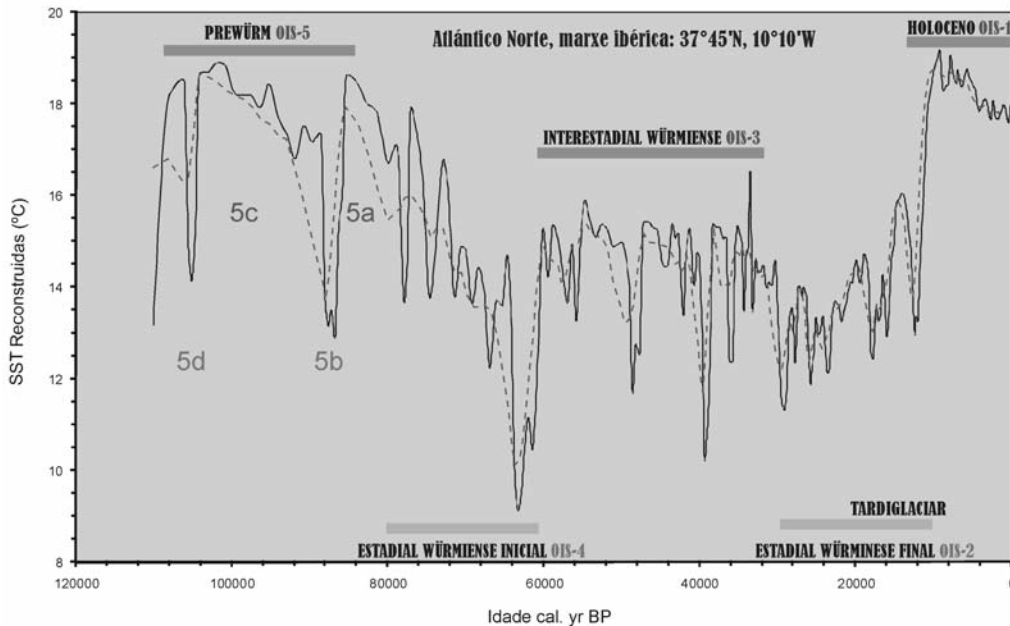


Figura 2.- Reconstrucción de las variaciones de temperatura superficial (SST) en el Atlántico Norte durante el último ciclo glaciar (continua) y curva de tendencia expresada como las medias móviles de cinco datos (gris discontinua). Datos tomados de Bard, E., 2003

En relación con las concentraciones de metano, estas fueron especialmente bajas durante un largo periodo anterior al 16.750 cal. BP. En ese momento comenzaron a incrementarse, con un breve episodio de reducción registrado entre el 15.200-14.600 cal. BP. Las máximas concentraciones de metano del Tardiglaciario aparecen entre el 14.600-12.600 cal. BP. Más tarde, el periodo 12.600-11.800 cal. BP muestra una reducción en la fracción de metano registrada; y posteriormente las concentraciones son altas durante la mayor parte del Holoceno Inicial, con la excepción de un notable retroceso ocurrido entre el 8.400-7.700 cal. BP.

En líneas generales la dinámica climática durante el Holoceno en el SW de Europa, tal y como puede deducirse de los datos polínicos, puede relacionarse con los principales estadios interglaciares más comúnmente aceptados (Fig. 5): una fase inicial anatómica, un periodo de óptimo, y una fase final, catatómica, de declive del clima. Otras oscilaciones climáticas menores son bastante probables, pero no son fáciles de demostrar. Los registros instrumentales solamente cubren los últimos siglos, mientras que los datos históricos difícilmente se extienden más allá de los dos últimos milenios. Fuentes más antiguas de datos indirectos (polen y otros) son escasas en muchas regiones y, en ocasiones, las que están disponibles pueden adolecer de la sensibilidad o de la resolución necesarias para reflejar cómo han ido variando las condiciones paleoclimatológicas y paleoecológicas durante esas oscilaciones menores. Además, hace falta contrastar datos entre varias localidades distintas para poder discriminar más eficazmente entre eventos locales/regionales y entre cambios climáticos/ambientales naturales o inducidos por el hombre.

Las simulaciones obtenidas para los periodos clave del último ciclo glaciar indican que la reorganización rápida de la circulación oceánica ha debido de ejercer un control

importante sobre los cambios climáticos que han afectado al noroeste peninsular. Las corrientes de convección del Atlántico Norte resultan esenciales para la transferencia de calor, no solo desde las zonas ecuatoriales a las septentrionales, sino también desde el hemisferio Sur al Norte (donde se sitúan la mayor parte de las zonas emergidas). Por ello, el estudio de las condiciones del océano resulta fundamental para comprender las variaciones climáticas que han afectado o pueden afectar en el futuro al SW de Europa (NASP Members, 1994). La conexión entre los cambios en la circulación general del Atlántico Norte y las tendencias de la vegetación resulta muy aparente en muchos de los territorios adyacentes (Birks & Koç, 2002; Ramil-Rego et al., 2005; Muñoz Sobrino et al. 2005). En el caso de la Península Ibérica, parece que su historia paleoclimática y paleoecológica ha de ser más compleja que la de otros territorios más septentrionales, ya que está rodeada por dos masas de agua, el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo, y posee una extensa y muy compleja superficie continental, cuyas diferencias determinan la existencia de importantes diferencias a nivel regional y subregional (Iriarte et al., 2005; Ramil-Rego et al. 2005; Gómez-Orellana et al., 2007; Muñoz Sobrino et al., 2007).

Desde el punto de vista biogeográfico el NW ibérico es un territorio amplio y muy complejo, en el que se establece actualmente el límite entre la eco-región Atlántica ó Eurosiberiana y la Mediterránea, representada esta última por territorios continentales, con condiciones climáticas y biocenosis dominantes muy diferentes a las existentes en los territorios ribereños del Mediterráneo (cf. Rodríguez-Guitián & Ramil-Rego, 2007,2008). La sectorización biogeográfica planteada en la actualidad difícilmente puede ser mantenida para los periodos iniciales del Holoceno, y no digamos para las fases estadales e interestadales del Würm (cf. Ramil-Rego et al. 2005).

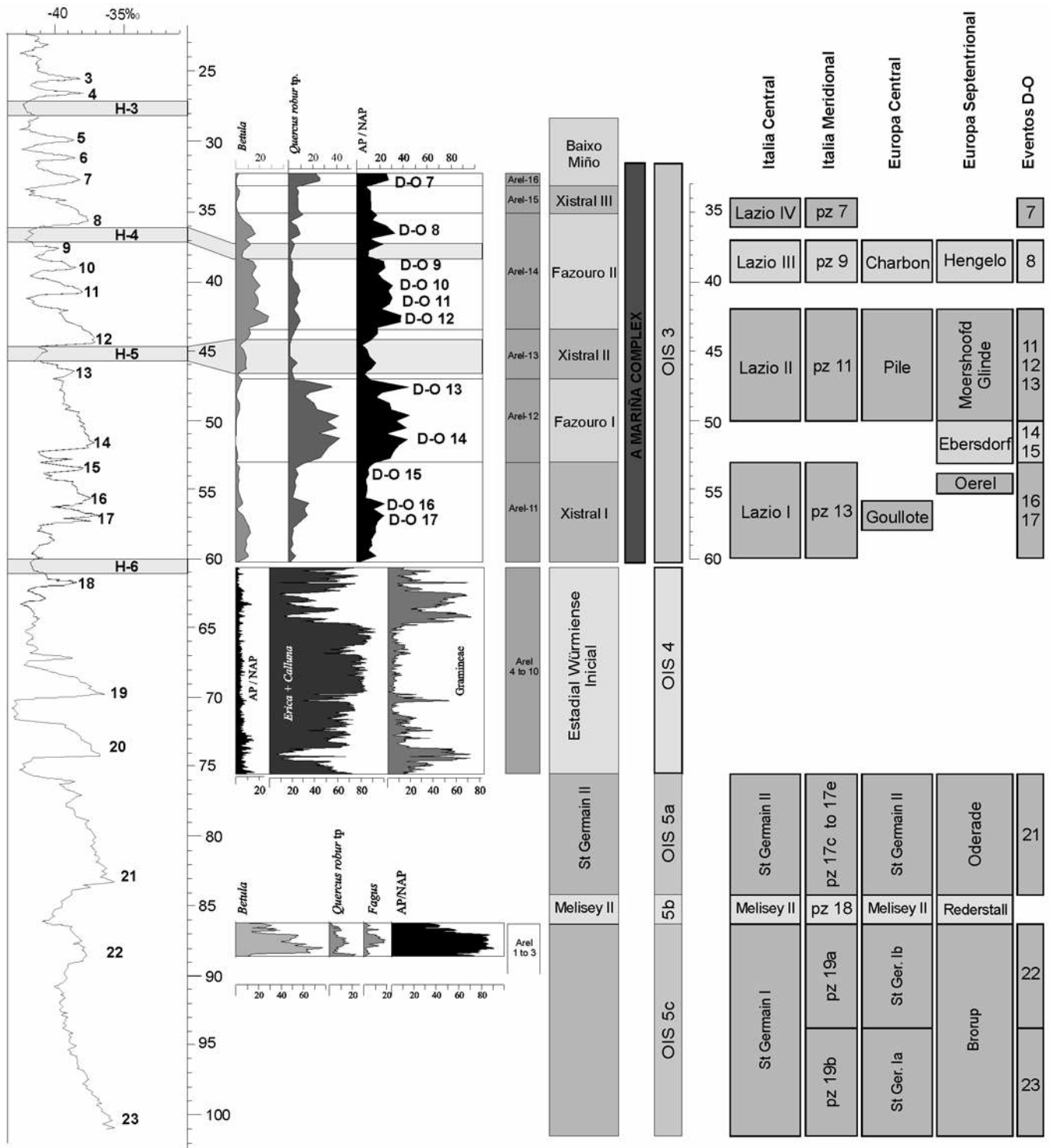


Figura 3.- Propuesta de correlación entre los principales niveles polínicos de Area Longa (Gómez-Orellana et al., 2007), el registro isotópico GISP-2 (Dansgaard et al., 1993), y otras secuencias polínicas europeas. H-n, Heinrich event n; D-O n, Dansgaard-Oeschger cycle n

La constatación de que el NW Ibérico se comporta como un territorio amplio y heterogéneo introduce una componente espacial que no conviene obviar de cara a su interpretación paleoambiental; y obliga a considerar otras referencias

como guía para coordinar las diferentes dinámicas regionales recogidas en el conjunto del territorio. Los registros isotópicos (tanto los recuperados en el hielo de Groenlandia como los procedentes de los sedimentos

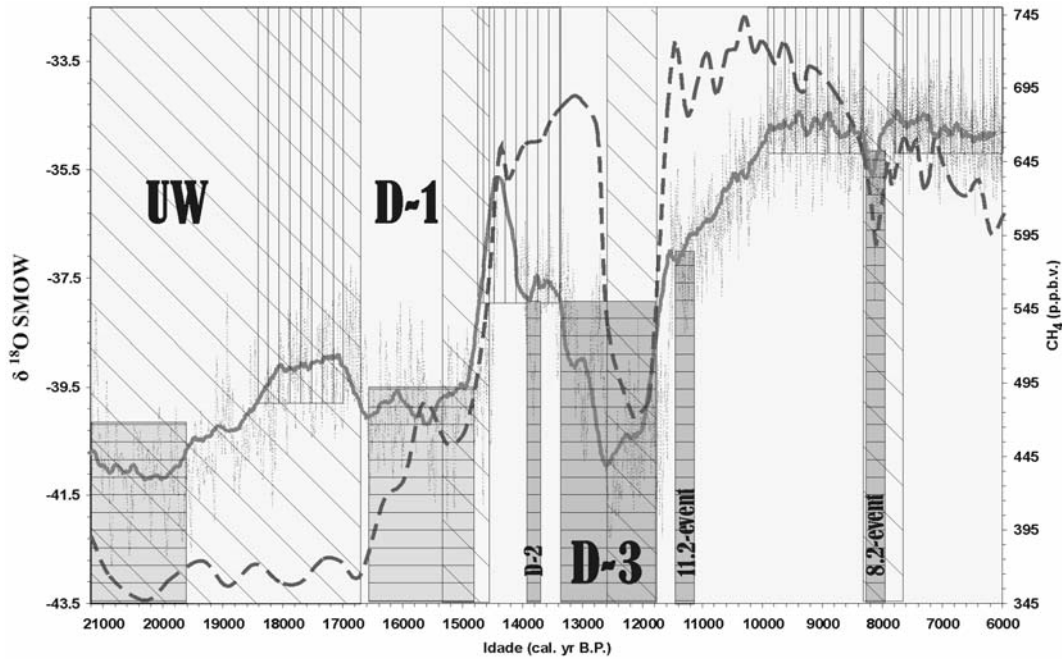


Figura 4.- Concentraciones de CH₄ (línea discontinua) y δ¹⁸O (línea continua) registrados en el core GRIP (The Greenland Summit Ice Cores, 1997) durante el final del Pleistoceno y el Holoceno Inicial. Trama horizontal: períodos más fríos. Trama vertical: períodos más cálidos. Trama inclinada: períodos más secos. Datos procedentes del National Snow and Ice Data Center, University of Colorado at Boulder, and the WDC-A for Paleoclimatology, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado. UW (Upper Würm o Último máximo glaciar), D-1 (Dryas-I o Oldest Dryas); D-2 (Dryas-II o Older Dryas); D-3 (Dryas-III o Younger Dryas); 11.2 (11.2event); 8.2 (8.2 event)

marinos) pueden ser una buena opción, ya que recopilan las principales variaciones climáticas que han afectado al Atlántico Norte durante miles de años (Walker et al. 1999; Shackleton 1987; Boessenkool et al., 2001); y tales oscilaciones parecen coincidir con las principales alteraciones que han afectado a la vertiente Atlántica de la Península Ibérica, al menos durante el último ciclo glaciar-interglaciar (van der Knaap & van Leeuwen 1997; Muñoz Sobrino, 2001; Ramil-Rego et al., 2005, Gómez-Orellana et al., 2007).

El registro de los cambios climáticos y ambientales para el último episodio glaciar

Los modelos derivados de las reconstrucciones isotópicas oceánicas y de los cores de hielo polares son empleadas para evaluar y reajustar a escala regional – subregional la información obtenida por análisis polínicos y por otras disciplinas paleoecológicas. La información disponible en la actualidad en el ámbito de la Península Ibérica solamente permite evaluar la reconstrucción de determinadas áreas Atlánticas y Mediterráneas para el último ciclo glaciar – interglaciar del Cuaternario, siendo la información de los ciclos precedentes todavía muy reducida y fragmentada.

La secuencia completa de eventos ocurridos durante el último ciclo Glaciar-Interglaciar del Cuaternario, fue fijada a partir de las secuencias isotópicas obtenidas en sondeos oceánicos y posteriormente por los sondeos realizados en los hielos polares (Shackleton, 1969; Ruddiman et al., 1977;

Martinsson et al., 1987; Dansgaard, 1993; GRIP Members, 1993; Jouzel et al., 1993; Petit et al., 1999; etc.). Los modelos paleoclimatológicos dividen el último ciclo glaciar – interglaciar del Cuaternario, en una gran fase estadal, el Würm (117 - 10 ka. BP.), y una fase interstadial de aproximadamente 10.000 años de duración, el Holoceno. El Würm desde un punto de vista climático y ecológico suele dividirse en 5 grandes periodos. Su inicio (Prewürm OIS 5d a 5a) corresponde a un periodo complejo en el que se suceden fases cálidas, con predominio de formaciones arbóreas en el paisaje, y fases más frías, en las que predominan las formaciones herbáceas y arbustivas, aunque siempre de menor intensidad que las que caracterizan los estadales. Posteriormente se establecen dos grandes fases con condiciones extremadamente frías, en las que la vegetación arbórea reduce considerablemente su importancia en el paisaje, o incluso llega a desaparecer totalmente de amplias áreas, como es el caso de las zonas montañosas. Estos episodios o fases estadales (OIS 4 y OIS 2), aparecen separadas por un periodo de mayor termicidad, en el que de nuevo se suceden pequeñas fases cálidas, junto con otras más frías. Este periodo de gran complejidad recibe el nombre de Interstadial Wurmense (OIS 3).

En la región Atlántica las reconstrucciones de los periodos más antiguos (>20.000 años), se han planteado a partir de distintos registros fosilizados emplazados mayoritariamente en la costa Cantábrica y Atlántica de Galicia (Gómez-Orellana 2002; Ramil-Rego et al., 2005; Gómez-Orellana et al. 2007).

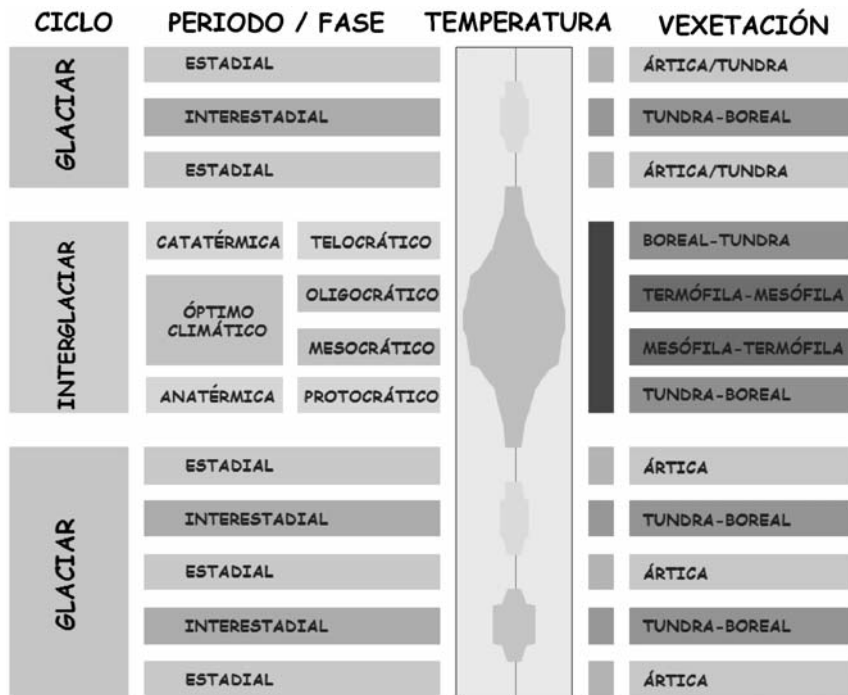


Figura 5.- Dinámica general de los ciclos Glaciar/Interglaciar

Prewürm: OIS 5c. Las diferentes reconstrucciones climáticas elaboradas a partir de las variaciones isotópicas O^{16}/O^{18} , reconocen en el comienzo de este periodo glaciar (Würm), una sucesión de fases cortas de mayor termicidad (interestadiales), separadas por otras con condiciones frías (estadiales) correspondientes a los estadios isotópicos 5d, 5c, 5b, 5a, que en conjunto constituyen la transición entre el Interglaciar Eemense (OIS 5e) y las condiciones estadales del Würm (OIS 4), a la cual se ha designado como Prewürm o Würm antiguo en los territorios continentales de Europa. La cronología para los dos primeros subestadios se establece en 12 ka, (OIS 5d 117-105 ka y OIS 5c 105-93 ka), mientras que los dos siguientes tienen una menor duración (OIS 5b 93-85 ka, y OIS 5a 85-74 ka).

Desde el punto de vista climático, los datos disponibles a la altura del NW Ibérico indican que la temperatura superficial del Atlántico Norte durante el Prewürm habría alcanzado valores máximos (alrededor de 18°C) equivalentes a los registrados durante el Holoceno (Fig. 2), si bien es cierto que durante este periodo también parecen haber existido un cierto número de oscilaciones frías, posiblemente los periodos equivalentes al Melisey-I y Melisey-II de Centroeuropa (Fig. 3) con descensos de temperatura de hasta 4 °C (Fig. 2).

Los niveles correspondientes a la regresión marina posterior al Interglaciar Eemense son escasos en Galicia, ya que la mayor parte de los ambientes más favorables para la acumulación de sedimentos de esta época fueron inundados y erosionados por transgresiones marinas más recientes (Gómez-Orellana 2002). Pero en época de mareas vivas, especialmente cuando alguna tormenta contribuye a retrabajar el lecho arenoso, en el litoral lucense todavía afloran durante la bajamar algunos estratos turbosos correspondientes a este periodo, en los que se

incluyen niveles con fragmentos de madera y raíces de brezo. Los análisis polínicos realizados (Gómez-Orellana et al., 2007) indican que en ese momento los humedales continentales, ambientes lacustres y semiterrestres (brezales, turberas, pequeñas charcas, etc.), eran muy abundantes en las llanuras antelitorales del Cantábrico; y que éstas se extendían bastante más allá de la actual línea de costa.

Los estratos correspondientes al Prewürm del depósito de la playa de Area Longa (Fazouro, Foz, Lugo) indican la existencia de una aliseda aluvial en sus proximidades (Fig. 6). En todo caso, el paisaje regional de esta zona, anexa al litoral cantábrico, parece haber estado dominado durante esta época por un bosque caducifolio, que incluiría tanto a especies mesófilas (robles, avellanos, hayas, olmos, fresnos) como termófilas (tilos, carpes, castaños); pero coexistiendo también con matorrales higrófilos formados por brezos (*Erica*) y arrayanes (*Myrica*). Conforme el clima se fue deteriorando, se produjo un declive del bosque mesotermófilo, gradualmente desplazado por un notable desarrollo de abedulares, que más tarde dieron paso a paisajes abiertos, dominados por herbazales y brezales. La expansión de los brezales, junto con la reducción de los componentes higrófilos, sugiere que a lo largo de esta transición hacia el Würm también tuvo lugar una progresiva terrestificación de buena parte de los antiguos humedales costeros.

Estadial Würmiense Inicial: OIS-4 (79-59 ka BP). La transición entre el OIS-5 y el OIS-4 representó cambios ambientales muy importantes en el NW Ibérico. La reducción en casi 10 °C de la temperatura superficial del Atlántico Norte en las proximidades de Galicia nos puede dar una idea de la intensidad de estos cambios (Fig 2).

Lógicamente, las modificaciones climáticas tuvieron un efecto directo sobre los ecosistemas del noroeste peninsular.

Así, los espectros polínicos de los niveles correspondientes al Estadial Würmiense Inicial en Area Longa (Gómez-Orellana et al., 2007) ya aparecen dominados por especies herbáceas y por matorrales (Fig. 7). También existen variaciones significativas en lo relativo a la vegetación acuática, lo que junto con el incremento de las arenas y la disminución del contenido total de materia orgánica del sedimento, indica un cambio hacia un periodo más seco, con menor aporte de agua dulce, y escasa presencia de polen de especies arbóreas (dentro de las cuales solo los pinos mantienen cierta relevancia). Durante varios miles de años los únicos cambios que se aprecian en el registro fósil

del litoral lucense son la alternancia de periodos de dominio de los brezales con otras fases de predominio de la vegetación herbácea, fundamentalmente gramíneas. Dentro de las especies arbóreas, los elementos más abundantes son pinos y abedules, que toleran los ambientes fríos, junto con sauces y fresnos higrófilos.

Interstadial Würmiense: OIS-3 (58-28 ka BP). En los registros marinos, el Interstadial Würmiense, periodo comprendido entre el 60.000-32.000 cal BP aproximadamente, se caracteriza en su conjunto por presentar temperaturas intermedias, próximas a los 14 °C. En todo caso, es posible reconocer a lo largo de este intervalo algunas oscilaciones rápidas de la temperatura superficial del océano que también afectaron con toda probabilidad al NW Ibérico (Fig. 2).

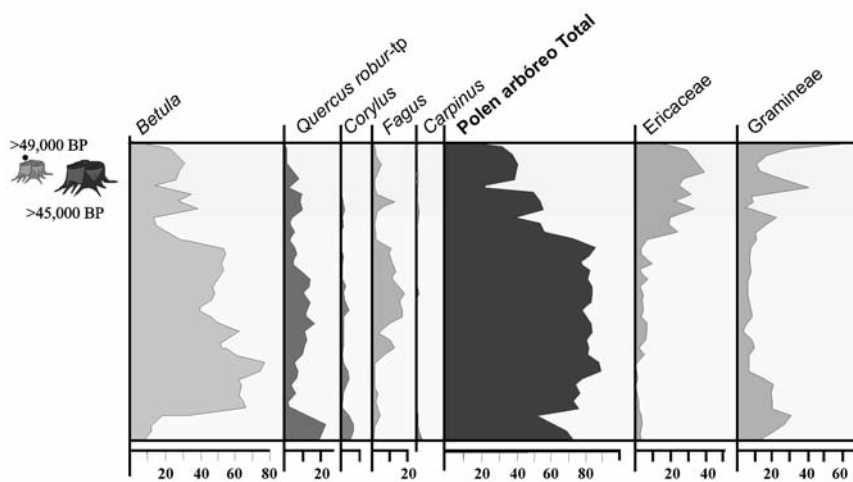


Figura 6.- Area Longa: resumen del registro polínico del nivel I. Modificado de Gómez-Orellana et al., 2007

Como consecuencia de esta cierta mejoría climática, el Interstadial Würmiense, ha quedado registrado en la secuencia paleoecológica de Area Longa (Gómez-Orellana et al. 2007) como una fase de predominio general del polen no arbóreo, en la que sin embargo pueden individualizarse sucesivas etapas de expansión de los bosques caducifolios, alternadas con otros episodios de predominio de una vegetación más abierta (Fig. 8). Todo ello sugiere que el NW ibérico se habría visto afectado por diversas fluctuaciones climáticas a lo largo del interstadial. El incremento de la proporción de esporas de *Sphagnum* indica la reactivación de los humedales; y la presencia de fragmentos de filodios confirma la existencia local de ambientes higrófilos en los planos litorales de la costa de Lugo. Esta dinámica es coherente con la reconstruida a partir de otros perfiles contemporáneos recuperados en el litoral atlántico: Caamaño, Oia (Gómez-Orellana 2002), que han permitido definir hasta tres pulsaciones de mejoría climática (Fazouro I, Fazouro II, Baixo Miño) para el contexto gallego, intercaladas con otros tantos episodios de deterioro climático (Xistral I, Xistral II y Xistral III).

Esta alternancia de periodos relativamente cálidos con otras fases más frías ya ha sido ampliamente descrita (Fig. 3) en múltiples localidades europeas durante el interstadial

würmiense (p.e. van Andel, 2002; Mangerud et al., 2003). En todo caso, esta sucesión de fases relativamente cálidas (pero menos que los interstadales OIS 5b y 5c) entre las que se intercalan otras más frías (pero no tanto como los mínimos térmicos registrados durante los estadios OIS 4 y OIS 2), así como la escasa afinidad biogeográfica existente entre el NW Ibérico y otras localidades de Europa septentrional/central o de la cuenca mediterránea, complica mucho la definición del estadio OIS 3 en Galicia. Podría interpretarse como una interfase templada, o bien como un interstadial complejo, dentro del cual tendrían cabida todos los episodios climáticos comprendidos entre los dos últimos máximos glaciares (OIS 4 y OIS 2). Por otra parte, la mayor parte de las secuencias disponibles en el área litoral gallega aparecen interrumpidas de forma brusca por la irrupción de niveles en los que abundan los bloques angulosos, que se interpretan como fases de inestabilidad correspondientes al inicio del Último Máximo Glaciar (OIS-2).

La sucesión de oscilaciones climáticas que afectaron al NW ibérico a lo largo de todo el último periodo glacial ocasionaron modificaciones muy importantes dentro del paisaje gallego. Así, en las zonas más próximas al litoral persistieron bosques con hayas, al menos desde el Prewürm hasta el Interstadial Würmiense (Gómez-

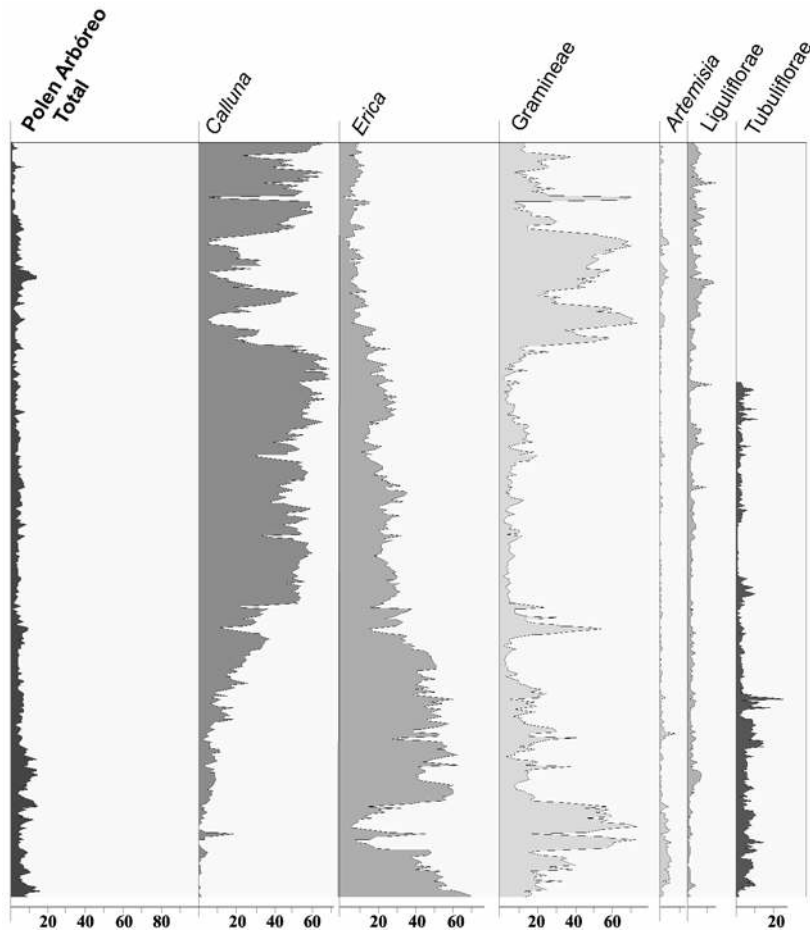


Figura 7.- Area Longa: resumen del registro polínico del Nivel II. Modificado de Gómez Orellana et al., 2007

Orellana 2002) (Fig. 9). Estos bosques costeros con hayas podrían ser equivalentes a los que actualmente existen en algunas zonas litorales de Fennoscandia, formaciones que constituyen el actual límite septentrional de distribución de *Fagus* (Pott, 1997).

La existencia de bosques caducifolios durante el último episodio glacial contrasta con la escasa representación que parecen haber tenido las coníferas en el área litoral gallega, formaciones que en cambio fueron mucho más abundantes en otras localidades costeras más meridionales (Granja & Carvalho 1995; Sánchez-Goñi et al. 1999) y también en zonas interiores de Europa central (Muller 2000). En los territorios litorales y sublitorales gallegos, y probablemente debido también a sus condiciones más oceánicas, tampoco proliferaron las estepas crioxerófilas propias de los ambientes semidesérticos (con *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, etc.) descritas en la mayor parte de Europa durante este periodo (Allen et al., 1999; Müller et al., 2003). Sin embargo, sí que existen evidencias de que durante los periodos más áridos del último ciclo glacial este tipo de formaciones se extendían por el interior de la península (Muñoz Sobrino et al. 2001, 2004).

Desde una perspectiva paleoclimática, los datos procedentes de la Playa de Area Longa, permiten establecer que, entre los OIS 5c y OIS-2, y a medida que se

acentuaron las condiciones glaciares en el Atlántico Norte y el nivel del mar descendía, el litoral lucense habría experimentado un enfriamiento progresivo, de modo que, partiendo al final del Eemiense desde una situación hasta cierto punto comparable a la actual, el clima en la franja costera se habría enfriado hasta unos niveles que hoy solamente podríamos reconocer en las regiones boreales; o a nivel regional, en las áreas montañosas a más 700 m de altitud (Izco & Ramil, 2001).

Estadial Würmiense Final: 21.000-17.000 cal. BP. (28-16 ka BP.) La sedimentación orgánica en los depósitos (lagos, lagunas, turberas) más antiguos de las Montañas Interiores de Galicia comenzó cuando la mejoría climática hizo ascender varios centenares de metros el límite de las nieves perpetuas, de modo que algunos glaciares de alta montaña comenzaron a fundirse (Muñoz Sobrino et al. 2001). Los espectros polínicos correspondientes a los primeros episodios de la deglaciación revelan el predominio inicial de los biomas semidesérticos, escasamente arbolados, presididos por formaciones crioxéricas con *Artemisia* (Fig. 10). Los datos disponibles indican que las vertientes y depresiones situadas a sotavento de las principales cadenas montañosas fueron ambientes especialmente favorables para el desarrollo de este tipo de formaciones (Muñoz Sobrino et al. 2004). Esta reconstrucción es coherente con las características de los depósitos donde la

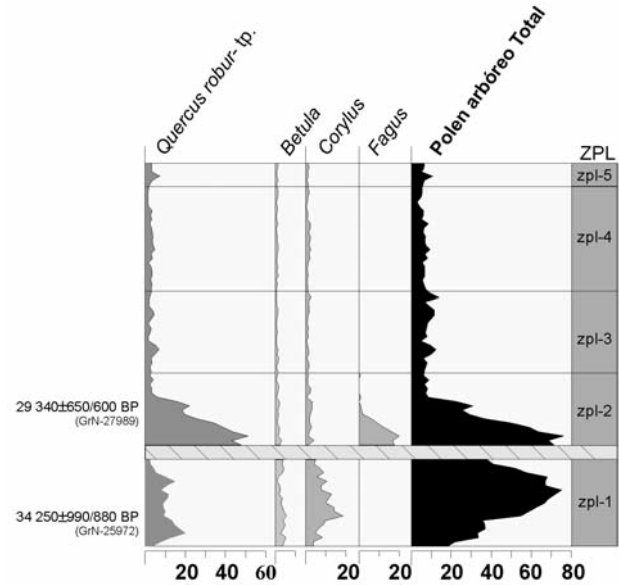
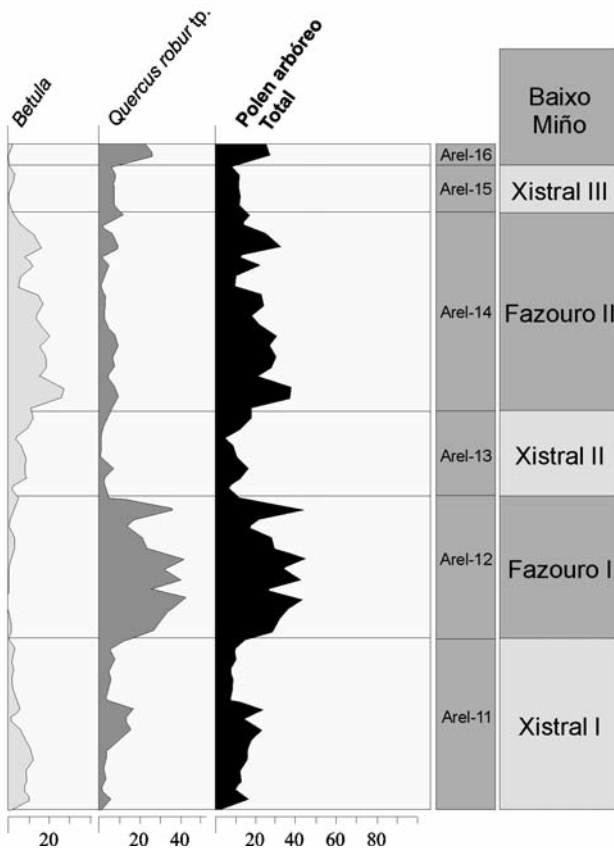


Figura 8 (izquierda). Area Longa: resumen registro polínico del Nivel III. Modificado de Gómez Orellana et al., 2007.

Figura 9 (arriba). Resumen del registro polínico de Oia (Pontevedra). Modificado de Gómez-Orellana (2002).

deglaciación parece haber sido más precoz: pequeños lagos de montaña, cuya formación está relacionada con una morfología glaciar heredada, situados en las vertientes interiores de montañas de más de 1.600 m de altitud, pero orientados al SE y emplazados a altitudes relativamente bajas (1.000-1.375 m), justo frente a una serie de depresiones interiores, donde cabría esperar un marcado efecto de sombra pluviométrica, acentuado por las condiciones del Atlántico Norte, considerablemente más frías que las actuales (Bard, 2002). A medida que la situación climática del NW Ibérico fue evolucionando hacia unas condiciones más parecidas a las actuales, los territorios interiores fueron progresivamente colonizados por otro tipo de vegetación. Primero por herbazales de gramíneas; luego por matorrales (enebros, brezales, matorrales de leguminosas); y más tarde por vegetación arbórea (abedulares, pinares y, finalmente, bosques planocaducifolios). Sin embargo la mejoría climática no ocurrió de forma continuada, sino que periódicamente se produjeron episodios de acusado deterioro climático (Fig. 10).

En cuanto a las nuevas condiciones imperantes en las zonas costeras, conocer con precisión la historia de los ecosistemas próximos al área litoral con posterioridad al inicio del recalentamiento postwurmiense es todo un desafío que queda supeditado a la dificultad de encontrar depósitos que recojan la última transición Glaciar-Interglaciar en los territorios litorales y sublitorales del NW ibérico. Los

inconvenientes son importantes, ya que muchos de los antiguos depósitos del área litoral quedaron sellados por niveles coluviales emplazados al final del Würm; y en el peor de los casos esos sedimentos fueron erosionados por la posterior subida del nivel del mar.

Esta interpretación se ve reforzada por la información estratigráfica procedente del relleno sedimentario de las rías (García-Gil et al., 1999). Los modelos estratigráficos vigentes para las Rías Baixas se basan en la interpretación de registros sísmicos de alta resolución en los que se ha identificado la presencia de una discontinuidad sedimentaria muy prominente, atribuible a la bajada relativa del nivel del mar ocurrida durante el último máximo glaciar (LGM). Esta superficie está localizada en el techo de las unidades sedimentarias correspondientes al Pleistoceno (Fig. 11). Se trata de un paleorrelieve prominente, caracterizado por la existencia de incisiones de canales fluviales. Por tanto, este horizonte sería otra evidencia de los procesos erosivos que habrían ocurrido durante el último máximo glaciar, cuando el nivel del mar se situaba como mínimo a unos 120 m por debajo de su nivel actual (García-Gil, 2003) y el borde litoral era bastante diferente, con las Rías Baixas totalmente emergidas y la línea de costa desplazada hacia el oeste. García-García et al. (2005) identifican también esta superficie de discontinuidad en la Ría de Vigo (horizonte L2) en el techo de una secuencia sedimentaria correspondiente al Pleistoceno.

Dryas-I o Oldest Dryas: 17000-14800 cal. BP. (16-10 ka BP.) Los registros polínicos disponibles indican que al final del último máximo glacial las condiciones al este de las principales cadenas montañosas de Galicia fueron especialmente áridas (también frías; pero probablemente la temperatura no fue el principal factor limitante, al menos a baja altitud) y, por tanto, poco favorables para la proliferación de los ecosistemas boscosos. Sin embargo, las propias secuencias paleontológicas indican que la colonización arbórea de la práctica totalidad de las unidades biogeográficas gallegas fue relativamente rápida (Muñoz Sobrino et al. 2004, 2005), por lo que las formaciones arbóreas regionales debieron persistir, con toda probabilidad, en los pisos más bajos de las de las vertientes occidentales, más oceánicas que los territorios situados a sotavento (Ramil Rego et al. 1998).

Los datos isotópicos muestran los primeros indicios de calentamiento hacia el 18.400 cal. BP, mejoría que se vio reforzada por las condiciones más húmedas registradas durante el intervalo 16.800-15.400 cal. BP. Sin embargo, entre el 16.700-15.000 cal. BP se registra un nuevo enfriamiento, que en parte se solapa con un periodo más seco datado entre el 15.400-14.600 cal. BP (Fig. 4).

En las montañas interiores del NW Ibérico la mejoría iniciada al final del Würm propició que los pisos de vegetación comenzasen a ganar altitud, de modo que fueron colonizando progresivamente los espacios abiertos que, a medida que retrocedían los ambientes glaciares y periglaciares, quedaban en las tierras altas. Esta dinámica concuerda con el inicio de la sedimentación orgánica registrada en un segundo grupo de depósitos de montaña, situados por encima de los 1.400 m (Maldonado 1994; Allen et al. 1996), en los que ha quedado registrada una secuencia de colonización similar a la ya observada en las localidades con secuencias más antiguas (*Artemisia*-Gramineae).

La ascensión del punto de condensación como resultado de la mejoría global seguramente contribuyó también a reducir el efecto de sombra pluviométrica que con anterioridad afectaba a buena parte de los territorios interiores, especialmente las depresiones situadas a sotavento de las grandes barreras montañosas. Por tanto, esta nueva configuración del clima regional facilitaría la progresiva colonización arbórea de algunos de los espacios interiores, en los que hasta ese momento dominaban los paisajes abiertos, presididos por comunidades arbustivas y herbáceas. El ritmo de colonización fue en cualquier caso desigual. Por ejemplo, los abedulares se instalaron en el entorno de la Lagoa de Lucenza (Sierra del Courel) hacia el 18.200 cal. BP, 600 años antes que las formaciones de *Betula* se expandiesen por los alrededores del Lago de Sanabria (Fig. 10); y un desfase similar puede deducirse para la irrupción de los pinares en ambos territorios (Fig. 10). Este retraso pueden atribuirse básicamente a las diferencias topográficas entre localidades: la secuencia de Lagoa de Lucenza (Muñoz Sobrino et al. 2001), situada a

1.375 m, en la vertiente sudoriental de la Sierra del Courel (1.620 m), representa la rápida colonización de su entorno tras el deshielo, seguramente a través de la penetración de nuevas formaciones vegetales, más exigentes desde el punto de vista climático, a través del los valles del Sil, de Lor, y de sus tributarios. En cambio, el entorno del Lago de Sanabria queda casi completamente aislado de los valles occidentales por la barrera de la Sierra de la Segundera (con más de 2.100 m de altitud), por lo que una inmigración de las formaciones arbóreas desde las vertientes occidentales solo sería posible rodeando este obstáculo (Fig. 12), con toda probabilidad a través de los valles situados al sur del Río Tera (Muñoz Sobrino et al. 2004).

Interstadial Tardiglacial: 14800-12600 cal. BP. Con posterioridad al 15.000 cal. BP la acumulación de sedimentos orgánicos comienza en las áreas más occidentales de la alta montaña del NW ibérico, circunstancia que cabría relacionar con la reducción del gradiente de altitud/temperatura, y el subsiguiente descenso de las precipitaciones en forma de nieve. De este modo, el deshielo se extendió paulatinamente a la práctica totalidad del territorio gallego, quizá con la excepción de los macizos sublitorales del Cantábrico (Muñoz Sobrino et al. 2007). En el Pozo do Carballal (Muñoz Sobrino et al. 1997), en la cara noroccidental de los Montes do Cebreiro (>1.460 m), la sedimentación comenzó hacia el 14.800 cal. BP (Muñoz Sobrino et al. 2007). Los primeros espectros polínicos ya indican una combinación de abedulares, robledales y herbazales de Gramineae, que fueron desplazados más tarde (14.200 cal. BP) por otro tipo de vegetación (*Artemisia*, *Pinus*) de carácter más crioxérico (Fig. 10). En la Lagoa de Marinho (Norte de Portugal), formada en un antiguo circo de la vertiente SE de la Serra do Gerês (<1.400 m de altitud) se calcula que la sedimentación comenzó hacia el 14.700 cal. BP (Muñoz Sobrino et al. 2007), en un momento que refleja los mayores porcentajes de *Artemisia* (20%) registrados en esta localidad. Este episodio parece ser equivalente al evidenciado en la misma época en los depósitos de la zona alta de la Sierra de la Segundera (Allen et al. 1996), de modo que parece probable que en ambos casos las secuencias polínicas nos estén indicando los paisajes dominantes, al final del episodio árido del 15.200-14.600 cal. BP, en las depresiones interiores situadas a sotavento de estas montañas. En esta línea, los elevados porcentajes de *Artemisia* (25%) encontrados al este de las grandes barreras montañosas del NW Ibérico son el mejor reflejo de las condiciones de aridez que predominaron en la Meseta Septentrional durante la mayor parte del periodo Tardiglacial (Muñoz Sobrino et al. 2004).

En la secuencia de la Lagoa de Marinho (Fig. 10) las primeras evidencias del desarrollo de los robledales comienzan hacia el 14.300 cal BP (Muñoz Sobrino et al. 2007), pero no fue hasta el periodo comprendido entre el 13.900-13.000 BP cuando se alcanza una representación de los bosques planocaducifolios inusualmente elevada (55%), ya que ninguna otra secuencia del NW Ibérico (Ramil Rego et al. 1996; Muñoz Sobrino et al. 1997) refleja un dominio equiparable de los bosques caducifolios durante el Tardiglacial. Esto puede interpretarse como una evidencia

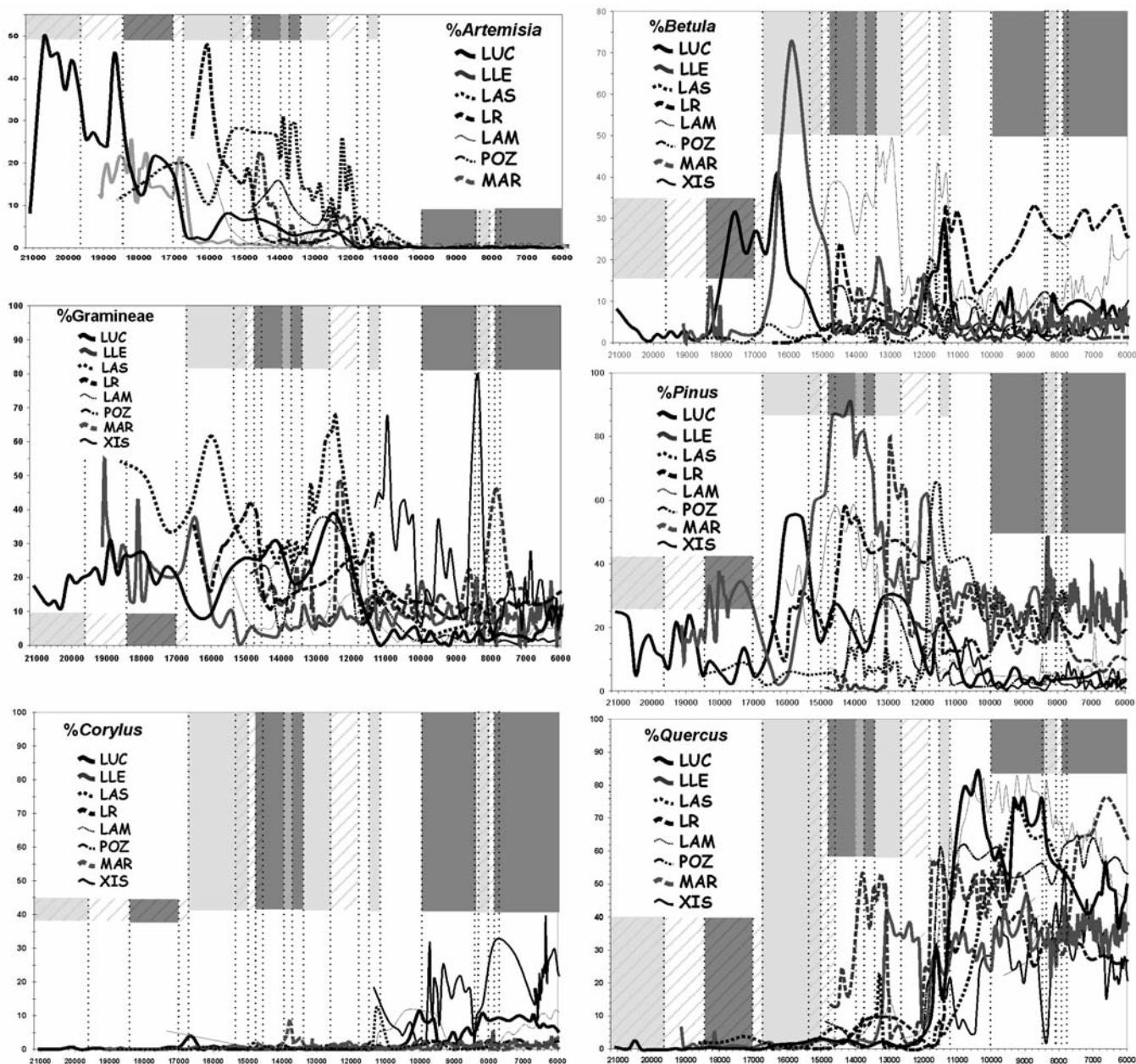


Figura 12.- Comparación de las variaciones de una selección de curvas polínicas (porcentajes) registradas a lo largo durante el final del Pleistoceno y el Holoceno Inicial en diferentes localidades del NW Ibérico. Gris claro: períodos más fríos. Gris oscuro: períodos más cálidos. Trama: períodos más secos. Modificado a partir de Muñoz Sobrino 2001

de que la vegetación arbórea más exigente desde el punto de vista climático sobrevivió al final del último ciclo glaciar en las vertientes más oceánicas, al oeste de las principales barreras montañosas del NW Ibérico. El desplazamiento de los robledales por formaciones de pinar, que dominaron el entorno de esta misma localidad a partir del 13.000 cal. BP y hasta el 12.400 cal. BP, indica un progresivo empeoramiento de las condiciones climáticas (Fig. 10).

En definitiva, el periodo 14.800-12.600 cal. BP en el NW Ibérico puede ser entendido globalmente como una fase de sucesión arbórea (interstadial) que incluye una primera

fase de progresiva mejoría climática (14.800-13.400 cal BP) y una segunda de paulatino deterioro de clima (13.400-12.600 cal. BP) que desemboca en el último gran episodio frío del Tardiglaciar, el Dryas Reciente (Fig. 4).

Esta progresión de cambios ambientales fue asimilada de formas bastante diferentes en las distintas unidades biogeográficas del NW Ibérico, de modo que los datos polínicos indican que durante todo este periodo se produjeron variaciones importantes en la distribución de la vegetación (Fig. 14). Durante la primera parte del periodo interglaciar la mejoría climática general reactivaría la

ascensión del límite arbóreo en la mayor parte de los territorios montañosos del NW Ibérico, lo cual reforzaría, paralelamente, la penetración de las formaciones boscosas en los territorios interiores. La pequeña oscilación fría datada entre el 14.200-13.800 cal BP, y que divide el interestadial tardiglaciario del NW Ibérico en dos fases de carácter bien diferenciado, podría ser el periodo equivalente al Older Dryas (Dryas-II) descrito en Europa Septentrional (Paus 1992, Hoek 1997). Sin embargo este breve episodio frío no parece haber supuesto cambios notables en los paisajes del NW ibérico, de modo que solo en aquellas localidades especialmente sensibles (lugares próximos al límite arbóreo, con marcada influencia oceánica, capaces de reflejar cambios menores en las condiciones del Atlántico Norte) quedan reflejadas algunas oscilaciones menores del registro polínico, que pueden incluir episodios de retroceso de los pinares, incrementos de *Artemisia* o fases de mejor representación de los abedulares heliófilos. Particularmente, los elevados valores de *Artemisia* registrados durante el periodo 15.400-13.600 cal. BP en la Meseta Septentrional reflejan una nueva fase de aridez en las zonas interiores más sensibles (Muñoz Sobrino et al. 2004).

Durante la segunda mitad de este ciclo interestadial, los registros isotópicos y de metano de Groenlandia sugieren un enfriamiento acompañado de mayor aridez después del 12.600 cal. BP. Estos cambios ambientales afectaron de forma significativa al NW Ibérico, donde el límite arbóreo sufrió un descenso en la mayoría de los territorios montañosos, al tiempo que posiblemente se redujo la cantidad de precipitación disponible en las zonas interiores (más sensibles a la sequía). En este nuevo escenario los pinares fueron capaces de persistir en las vertientes y depresiones interiores más secas (Lagoa de Antela, van Mourik 1986), pero también en las tierras altas (Ramil Rego

et al. 1998), y reemplazaron a los bosques caducifolios en algunos territorios, como ocurrió en el entorno de la Lagoa de Marinho (Serra do Gerês), a media que los robledales se plegaron hacia las vertientes más oceánicas. Los pinares de las montañas más orientales de Galicia (> 1.800 m) fueron quedando confinadas en las vertientes y depresiones interiores, de modo que en macizos de más de 1.400 m de altitud, la retracción de los bosques dejó un espacio favorable para la creación de abedulares altimontanos en las vertientes más oceánicas.

En cuanto a las condiciones registradas en los ambientes marinos, las reconstrucciones elaboradas a partir de las secuencias estratigráficas procedentes de las Rías Baixas establecen que la dinámica general durante la mayor parte del periodo Tardiglaciario habría sido transgresiva, con un ascenso progresivo del nivel del mar (Fig. 15), hasta situarse en cotas cercanas a los -40 m durante las últimas etapas del Interestadial Tardiglaciario (García-Gil, 2003; García-García et al. 2005). No obstante este ascenso relativo del nivel del mar no fue constante, sino que se vio interrumpido por varias fases de estabilización, tal y como lo evidencian las superficies de "toplap", dispuestas en escalones retrogradantes hacia el continente, que aparecen en el techo de las unidades sísmico-sedimentarias correspondientes a este periodo.

Dryas-III, Dryas Reciente o Younger Dryas: 12600-11700 cal. BP. De acuerdo con los datos procedentes de las secuencias isotópicas obtenidas en Groenlandia, el Atlántico Norte experimentó un progresivo deterioro climático durante el periodo 13.400-11.700 cal. BP (Fig. 4). Los paisajes de las montañas del NW Ibérico sufrieron importantes cambios durante este episodio, modificaciones que fueron más intensas durante un intervalo algo más árido y especialmente frío, el Dryas Reciente, ocurrido entre el 12.600-11.700 cal. BP (Fig. 12).

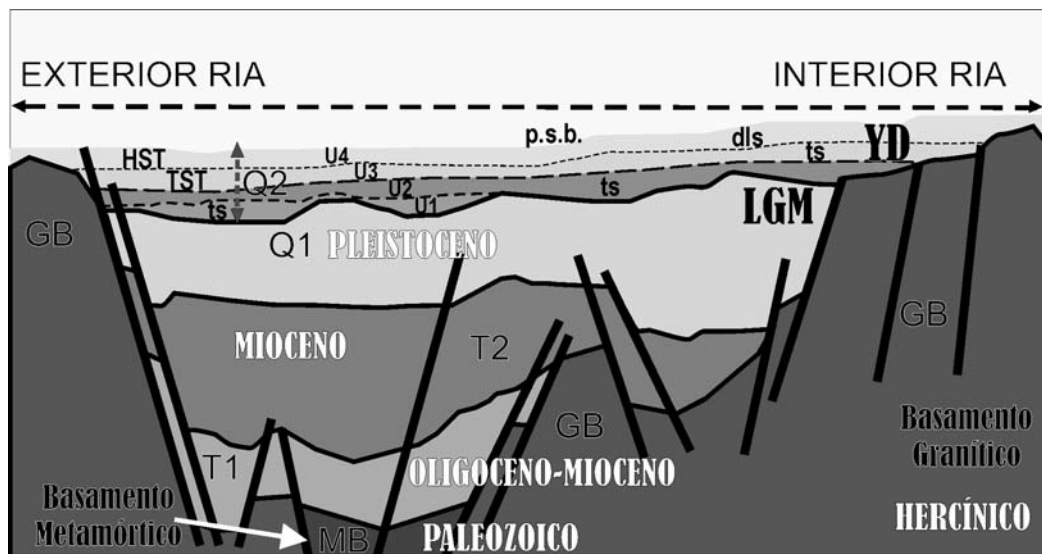


Figura 11.- Modelo estratigráfico de las Rías Baixas basado en datos de sondeos, interpretación sísmica y correlación con la curva de variación relativa del nivel del mar. Modificado de García-Gil (2003)

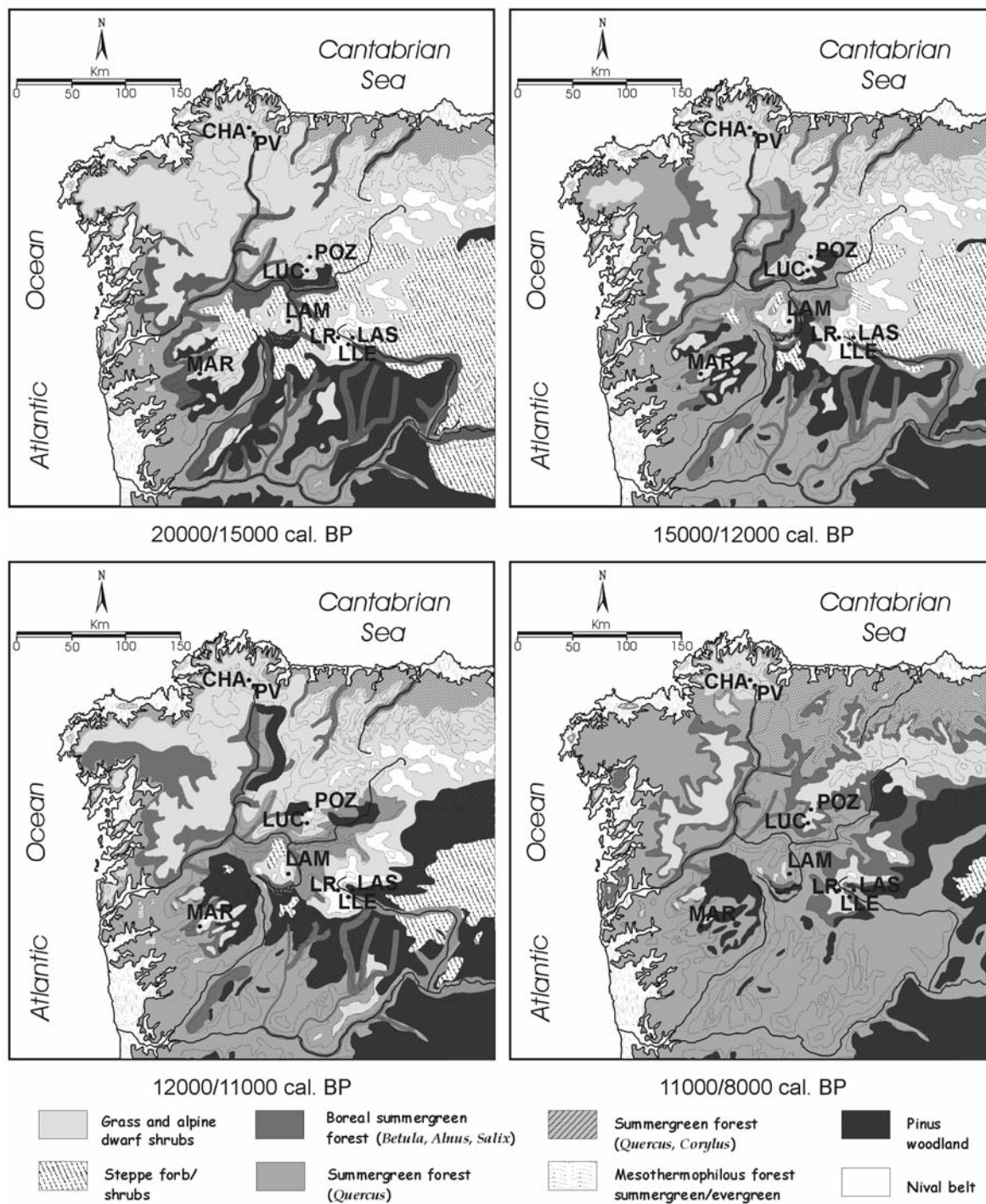


Figura 12.- Mapas del Noroeste Ibérico indicando los principales cambios ocurridos en la distribución de la vegetación a lo largo de la última transición glacial/interglacial. Modificado a partir de Muñoz sobrino et al., 2004

Las nuevas condiciones existentes durante el Dryas Reciente provocaron un descenso generalizado del límite arbóreo en toda la región, lo cual contribuyó a amplificar la asimetría ambiental existente entre las vertientes atlánticas y las cuencas interiores de las montañas del NW Ibérico. En las localidades más oceánicas se registran importantes

incrementos en la representación polínica de las gramíneas, mientras que en los territorios interiores existen evidencias de nuevos aumentos de los porcentajes de *Artemisia*. En todo caso, los incrementos observados en la vegetación crioxérica son siempre de menor magnitud que los registrados en las mismas localidades con anterioridad al

Interestadial Tardiglaciario (Fig. 10). Por tanto, todo indica que durante este episodio se repitió una vez más el patrón ya conocido: un evento frío asociado a eventuales episodios de sequía, menos severos que los registrados con anterioridad al interestadial, y que habrían afectado al conjunto del NW Ibérico. La incidencia de esos cambios de temperatura habría sido más intensa en las zonas altas próximas al mar pero, en cambio, la sequía habría sido más evidente en los territorios más continentales. Paralelamente, también se produjeron cambios importantes en la distribución de los bosques (Fig. 12). Al final del Interestadial Tardiglaciario los porcentajes de *Quercus* que persistían relativamente elevados (>35%) en algunas localidades interiores de condiciones favorables; pero la nueva situación climática provocó su repliegue hacia ambientes más oceánicos, de modo que durante el Dryas Reciente los bosques caducifolios fueron sustituidos en algunos territorios por pinares, menos sensibles al frío y las sequías, o incluso dieron paso a formaciones abiertas, dominadas por gramíneas, matorrales y brezales. (Muñoz Sobrino et al. 2004)

De acuerdo con las secuencias estratigráficas disponibles en el relleno de las rías gallegas, las condiciones en el área litoral también se habrían visto notablemente modificadas por el enfriamiento registrado durante el Dryas Reciente. Por encima de los sedimentos marinos correspondientes al periodo Tardiglaciario aparece una nueva superficie erosiva, con un paleorrelieve menos prominente que el generado durante el último máximo glacial, y en el que también se identifican incisiones de canales fluviales, localizados en los antiguos márgenes de las cuencas (Fig. 11). A partir de los datos de registros sísmicos se ha calculado que durante la fase álgida del Dryas Reciente el nivel del mar habría podido descender nuevamente (Fig. 15) hasta situarse a unos -55 m con respecto a su nivel actual (García-Gil 2003; García-García et al., 2005).

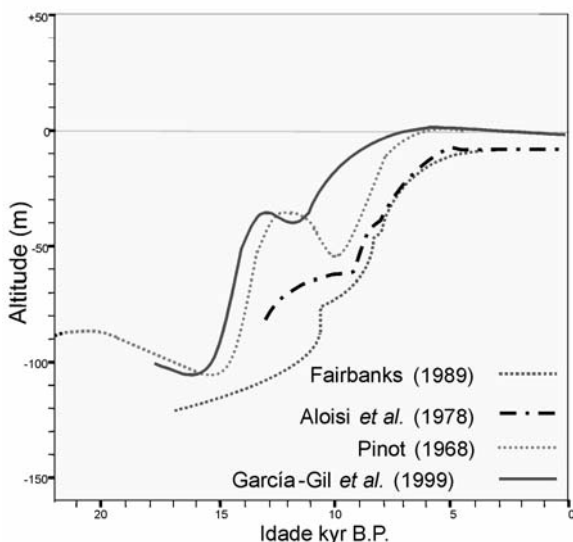


Figura 13.- Curva de variaciones relativas del nivel del mar en las Rías Baixas desde el último máximo glacial. Modificado a partir de García-Gil (2003)

El Holoceno

El periodo postglaciario (Holoceno) se inició hace aproximadamente 10.000 años. En términos climáticos se han definido tres fases. Una inicial o anatómica 11.700-7.800 cal. BP. (10-7 ka. BP), que representa un periodo de continuas modificaciones ambientales pero que globalmente, supuso el calentamiento progresivo de las aguas marinas y de los territorios emergidos adyacentes. A continuación, se registra una fase templada, el óptimo climático postglaciario 7.800-2.500 cal. BP. (7-2,5 ka BP), momento en el que se alcanzaron las fases de mayor temperatura en el SW de Europa y que, en los territorios de marcado carácter oceánico, se caracterizó, además, por unas condiciones especialmente húmedas. Dentro del óptimo climático se pueden reconocer tres fases, una inicial de carácter cálido entre 7-6,5 ka (7,8-7,4 ka cal. BP.), seguida por una fase fría entre 7,4-5,5 ka BP. (7,4-6,3 ka cal. BP.), y finalmente una nueva fase cálida, entre 5,5-2,5 ka BP. (6,3-2,5 ka cal. BP.). En muchas de las periodizaciones establecidas en el Holoceno, la última fase cálida, suele considerarse integrada dentro de la Neoglaciación. Por último, la fase catatómica < 2.500 cal BP. (2.500-0 BP), que podría definirse como una sucesión de periodos o subfases frías y cálidas que acabaron derivando hacia las condiciones actuales. (Ramil-Rego, 1993; Ramil Rego et al, 2008)

Holoceno Inicial (fase anatómica): 11.700-8.000 cal. BP.

Tras el evento frío identificado como el Dryas Reciente, la mayor parte de los registros polínicos de las montañas del NW Ibérico muestran una recuperación de los bosques caducifolios que se inicia hacia el 12.000-11.800 cal. BP, con incrementos del polen arbóreo total que oscilan entre el 30-65%. (Fig. 10) Sin embargo en esas mismas localidades puede apreciarse un descenso más o menos acusado de los porcentajes de *Quercus* durante el intervalo 11.400-11.200 cal. BP, que coincide con incrementos de otras formaciones más tolerantes al frío (pinares, abedulares, y herbazales de Gramineae) y repuntes de vegetación crioxérica (formaciones con *Artemisia*) en las localidades más próximas a las áreas interiores de la Península.

Esta dinámica generalizada sugiere que el evento frío GH-11.2 descrito originalmente en las secuencias de hielo de Groenlandia (Walker et al. 1999) debió tener una incidencia más o menos acusada en los territorios del NW ibérico, cuyo efecto más relevante seguramente consistió en la ralentización de la propagación de los bosques caducifolios, tanto en algunas áreas montañosas (en especial las más septentrionales) como en los territorios más próximos a la Meseta Septentrional (Fig. 12).

Tras este episodio, la colonización arbórea del NW Ibérico se reanudó, hasta quedar ya consumada en la totalidad del territorio gallego en el intervalo 9.800-8.800 cal. BP. Como consecuencia de la mejoría climática, los bosques caducifolios (especialmente robledales, pero también bosques mixtos, avellanadas, abedulares) completaron su expansión, relegando a las formaciones de coníferas a unos pocos núcleos montañosos de las zonas oriental y meridional de Galicia (Muñoz Sobrino et al. 2007). Excepcionalmente, las particulares condiciones mesoclimáticas de las

montañas sublitorales cantábricas (que fueron especialmente propicias para el desarrollo de turberas y comunidades arbustivas) limitaron el ascenso del límite arbóreo a un 700-600 m. De este modo, los brezales han sido un componente natural del paisaje de estos territorios, al menos a lo largo del Würm (Gómez-Orellana 2002) y el Holoceno (Ramil Rego et al. 1998), lo que le confiere un especial valor paisajístico y ecológico (Izco & Ramil, 2001).

Una última fluctuación climática equivalente al GH-8.2 registrado en el hielo de Groenlandia marca el final del Holoceno Inicial en el NW Ibérico (Fig. 10). Solo en las localidades más sensibles puede apreciarse cambios relevantes en los espectros polínicos, con un significativo incremento de los taxones representativos de medios más abiertos (Gramineae) y en ocasiones elementos arbóreos de carácter más criófilo (*Pinus*, *Betula*). Las secuencias más próximas a la costa, y en particular las correspondientes a la montañas sublitorales del Cantábrico Occidental reflejan de forma especialmente nítida los efectos de este breve episodio frío (8.400-7.800 cal. BP), que en gran medida fue el resultado de los cambios que los episodios finales de la deglaciación en Norte América (con la intrusión grandes cantidades de agua dulce procedentes del deshielo) provocaron en la circulación del Atlántico Norte (Birks & Koç, 2002).

El GH-8.2 generó una importante afección sobre el patrón de ocupación de las poblaciones de cazadores-recolectores. En la fase previas al detrimento climático se registran en territorios montañosos de la Sierra del Xistral (Ramil-Rego, 1992) un importante número de cazaderos y abrigos con ocupaciones temporales que se distribuyen entre los 650 y 800 metros. A medida que se evidencian los efectos del detrimento los abrigos situados a mayor altitud quedan abandonados, mientras que en las áreas próximas a las zonas de ocupación se produciría una importante deforestación. Coincidiendo con el periodo de mayor detrimento climático se registran los últimas ocupaciones paleolíticas en la Sierra, situadas todas ellas por debajo de los 700 m de altitud. Coincidiendo con la fase de recuperación de las condiciones climáticas y de la cubierta vegetal no se registran ya ocupaciones en la Sierra, no detectándose la presencia humana en la misma hasta la llegada de los primeros grupos neolíticos.

Tras este evento, los porcentajes del polen arbóreo se estabilizan en la práctica totalidad de las secuencias del NW ibérico en torno a sus valores máximos del holoceno, lo que puede interpretarse como una evidencia de que la expansión arbórea queda así definitivamente completada (Fig. 10).

En cuanto a la dinámica de los medios marinos someros, en las series estratigráficas de las Rías Baixas se han podido identificar evidencias (reflectores sub-horizontales, fenómenos de agradación alternados con otros niveles de retroceso, etc.) que sugieren que la subida del nivel del mar durante el Holoceno Inicial habría ocurrido en varias fases de ascenso alternadas con otros episodios de estabilización del nivel marino (García Gil, 2003; García-García et al. 2005). Esta evolución del nivel relativo del mar está de acuerdo con los cálculos de Margalef (1956), quien situó el

nivel del mar en la Ría de Vigo, hace unos 8.000 años, en torno a los -24 m con respecto a su posición actual (Fig. 13).

El Holoceno Medio: 8.000-2.500 cal. BP., fue con toda probabilidad el periodo más propicio para la expansión de los bosques en el NW de la Península Ibérica durante el actual interglaciar (Allen et al., 1996; Ramil-Rego, 1992; Ramil Rego et al., 1998; 2005; Muñoz Sobrino et al., 1997, 2001, 2004). Aunque los datos isotópicos procedentes de Groenlandia solo indican un declive importante de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ a partir del 2.500 cal. BP, existen evidencias tanto paleoecológicas, como geomorfológicas que reflejan una importante heterogeneidad en las condiciones ambientales a lo largo de este periodo, con fases de mayor o menor temperatura, cuya periodización regional y subregional no está todavía resuelta (Figs. 14, 15).

Entre el 8.000 y 7.400 cal BP., se produciría una fase de mayor termicidad reflejada en los registros polínicos procedentes de las turberas del Cantábrico occidental, como una rápida recuperación de los bosques caducifolios, fundamentalmente robledales, avellanadas, y en menor medida abedulares. Un fenómeno análogo ocurrió también en las montañas del Cantábrico oriental, donde incluso las avellanadas parecen haber colonizado durante este periodo antiguos humedales y brezales (Muñoz Sobrino et al. 2005).

Tras esta fase inicial se produce entre 7,4-6,3 ka cal. BP., otra de menor termicidad que se manifiesta a nivel local o subregional por una modificación en la configuración altitudinal de la vegetación, propiciando en algunas áreas la expansión de los bosques de carácter montano, o en su caso la expansión de las formaciones de matorrales, más o menos abiertos, sobre áreas ocupadas por bosques mesófilos. Un ejemplo de la expansión de los bosques montanos se aprecia en la Sierra del Xistral, donde la turbera del Porto da Gañidoira (Ramil-Rego et al. 1993), registra a final de la primera fase térmica y durante la fase fría intermedia, un periodo de expansión del abedul, el cual llega a invadir inicialmente el área ocupada por la turbera, en la que se han podido recuperar diversos troncos, ramas y raíces datadas en 6.895 ± 50 BP [7.839-7.650 cal BP]. El dominio del abedul se mantendrá hasta el 3.735 ± 40 BP [4.181-3.976 cal. BP], gracias al descenso de humedad que se mantiene en esta fase fría.

La última fase del Holoceno Medio (6.300-2.500 cal BP.) viene marcada por una mayor termicidad, reflejada de nuevo por la difusión ó expansión de elementos de carácter termófilo (*Arbutus*, *Hummulus*, *Ulmus*, *Celtis*, etc), aunque en ningún caso adquieren la suficiente importancia para dominar frente al resto de los elementos mesófilos (*Quercus*, *Corylus*, *Alnus*, *Fagus*).

El final del Holoceno; la Neoglaciación (6.300 cal BP – 1850 A.D.). La última fase del Holoceno Medio puede agruparse con el resto del periodo holoceno, dentro de un heterogéneo periodo, designado como Neoglaciación, que finalizaría entorno al año 1.850 A.D. (A.D.= Anno Domini), con el inicio del Antropoceno. El término Neoglaciación hace referencia a una serie de episodios de reactivación de los depósitos glaciares en Norteamérica (Porter & Denton, 1967) datados entre 5.500 BP. [6.280-6.300 cal. BP.] y el inicio del Siglo XX. Desde un punto de vista climático, el

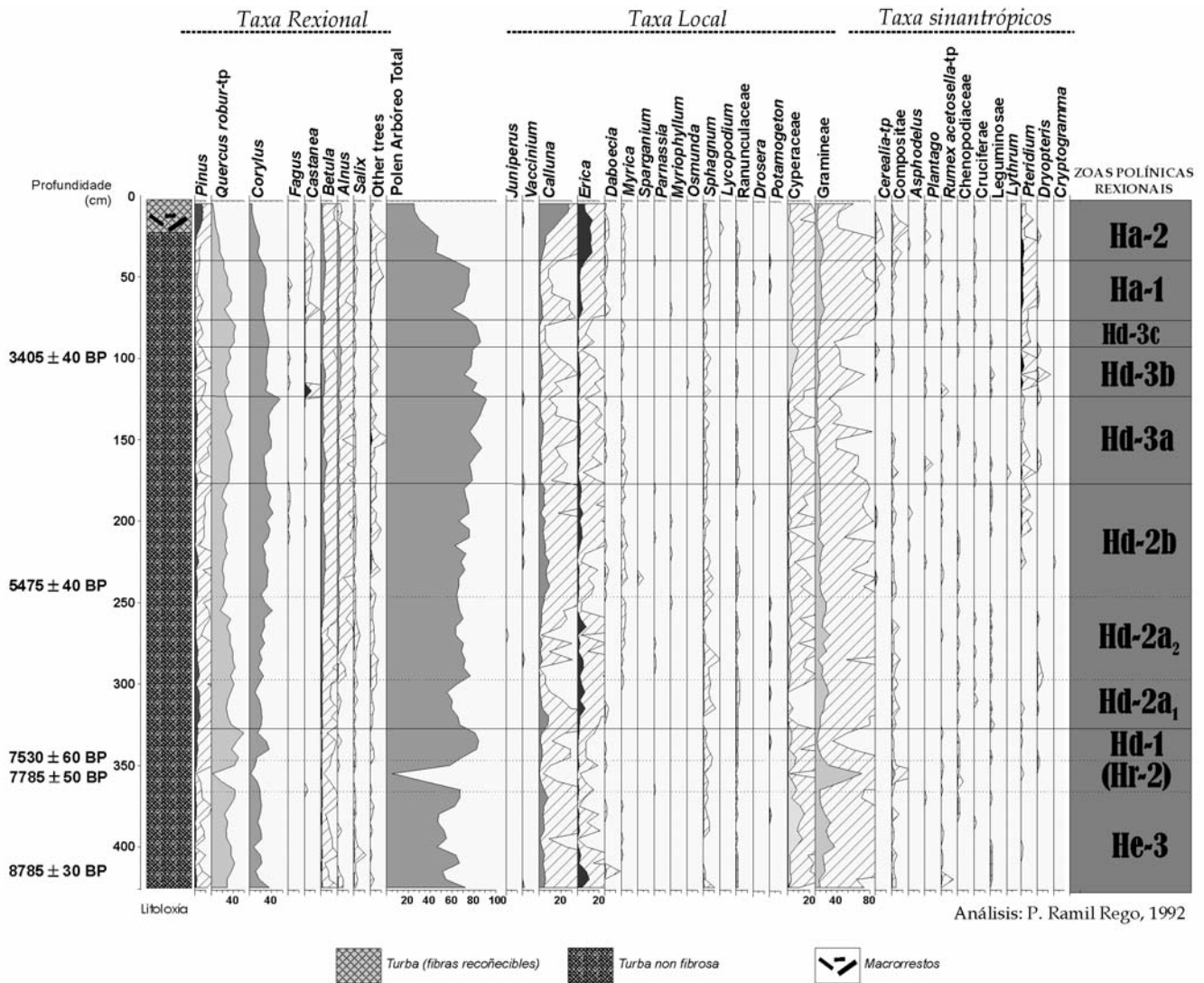


Figura 14.- Resumen del registro polínico de la turbera de Chan do Lamoso, Ferreira de Valadouro, Lugo. Altitud 1039 m. Modificado a partir de Muñoz Sobrino et al., 2005

periodo muestra una gran heterogeneidad, con fases de mayor o menor temperatura, aunque la tendencia general es un descenso de la temperatura desde el máximo del Óptimo Climático del Holoceno.

La división de los periodos y fases de la Neoglaciación se realiza en el continente europeo a través de datos dendroclimáticos, correlacionados con secuencias isotópicas, registros polínicos y de microfósiles, así como con información histórica y geomorfológica. Frecuentemente para la designación de los eventos climáticos se recurre al empleo de referencias a eventos históricos, que pueden mostrar una cronología cultural diferente entre distintos territorios, como es el caso de la Edad del Hierro o de la propia Romanización, y pueden generar un cierto grado de confusión en la interpretación de las secuencias.

La metodología refleja la dificultad de establecer una periodización global, o al menos aplicable a las grandes biorregiones del continente europeo. Esta dificultad se debe

en gran parte a que en las áreas más meridionales del continente, como es el caso de Galicia, el periodo coincide con un incremento progresivo de la acción humana sobre el ecosistema. Así, a partir del 3.500 BP., las perturbaciones antrópicas adquieren una gran intensidad en la parte del territorio gallego, salvo en las áreas montañosas de mayor altitud. Las deforestaciones, los incendios, las transformaciones de hábitats naturales por espacios agrarios, etc., modificarán dramáticamente el paisaje de Galicia antes de la invasión Romana, afectando desde las áreas litorales hasta las áreas montañosas de baja altitud. La reducida población que habita los castros antes de la romanización, en comparación con la actual, generará sin embargo una importante huella ecológica, provocando que la superficie ocupada por los bosques se redujera en muchas áreas a valores similares o incluso inferiores que los registrados durante el periodo estadal del Würm. El empeño deforestador y transformador que caracteriza el periodo designado como "periodo Castreño" en Galicia (Edad de

Bronce y Edad de Hierro), se mantendrá durante la invasión Romana. Posteriormente las crisis políticas y las invasiones acaecidas en la Alta Edad Media, reducirán la presión humana sobre el paisaje, que volverá sin embargo a incrementarse y hacerse preponderante a partir de la Baja Edad Media y se incrementará todavía más en los periodos sucesivos hasta la actualidad.

La generalización de las perturbaciones humanas determina que la señal climática aparezca interferida regionalmente por una fuerte señal antrópica, que impide en muchos casos su correcta determinación y valoración. A esta dificultad habría que unir la propia alteración que derivada de dicha actividad antrópica sufren los depósitos y registros susceptibles de ser empleados para el estudio paleoclimático del periodo neoglaciar.

El inicio de la Neoglaciación (**Neogl-I**), incluye una fase cálida entre aproximadamente 5,5-4,6 ka BP. [6,2-5,3 ka cal. BP.], que frecuentemente ha sido incluida dentro del Optimo Climático del Holoceno. El final de este evento viene marcado por un importante detrimento de la temperatura. En Galicia este periodo incluye importantes cambios en la ocupación humana, que van desde la adopción de la agricultura y ganadería en el territorio, hasta el desarrollo de las ocupaciones Calcolíticas (4.2-3.7 ka BP.). Durante esta fase cálida se registraría en Galicia los primeros testimonios de la adopción de la agricultura, marcados por la presencia de polen de cereal y el incremento de las especies sinántropicas 5,7-5,4 ka. BP. (6,4-6,2 ka cal. BP.). La adopción de la agricultura, con elementos provenientes en su mayoría del Creciente Fértil, debió tener a pesar de las características cálidas de la fase, importantes limitaciones para su implantación, lo que en gran medida explicaría su escaso y discontinuo registro, así como la importancia que adquieren en los yacimientos Neolíticos, las especies ganaderas y el mantenimiento de las prácticas de caza y recolección de especies silvestres.

La segunda fase **Neogl-II**, se situaría aproximadamente entre 4,6-3,1 ka. BP. (5,3-3,3 ka cal. BP.), ha sido designada como "**Periodo Frío de la Edad del Hierro**" (IAGE) (Gribbin & Lamb, 1978). A su inicio se registraría un episodio frío y posteriormente se incrementarían las temperaturas hasta alcanzar la fase subsiguiente. En Galicia este evento coincide con el desarrollo final del Calcolítico (ca 4,2-3,7 ka BP.), y el inicio de la Edad del Bronce (ca 3,7-2,3 ka BP.) Los cambios culturales generan un incremento progresivo de la acción humana sobre el paisaje, sobre todo en las áreas litorales, y en los territorios interiores de baja altitud, donde la agricultura adquiere poco a poco un papel más predominante, y deja durante la Edad del Bronce una importante y significativa huella en el territorio (Fig. 15). La situación es sin embargo diferente en las áreas montañosas de la Galicia oriental, donde los registros indican una fase de estabilidad en los bosques regionales, lo que descarta deterioros ambientales notables, bien sea por causas humanas y/o climáticas. Durante la Edad del Bronce se reestructura el patrón de ocupación humana, concentrándose en poblados fortificados, con grandes murallas terrígenas y empalizadas, los Castros, cuyos habitantes ejercen una creciente presión sobre el ecosistema, tanto en las áreas litorales, como en los territorios interiores de baja y media altitud.

Tras la fase fría de la Edad de Hierro (**Neogl-II**), se produciría una nueva fase cálida (**Neogl-III**), que se encuadraría entre 3,1-2,2 ka. BP. (3,3-2,2 ka cal. BP.), y que coincide cronológicamente con el auge del Imperio Romano en el área Mediterránea, por lo que suele designarse como "**Periodo Cálido Romano**", aunque en Galicia la presencia del invasor Romano no se producirá hasta el año 2,087 BP. (137 BC = 137 antes de Cristo).

El episodio de mayor termicidad parece restringirse al periodo 3,1-2,6 ka BP. (3,3-2,7 ka cal. BP.), para posteriormente descender y dar paso a la siguiente fase. En

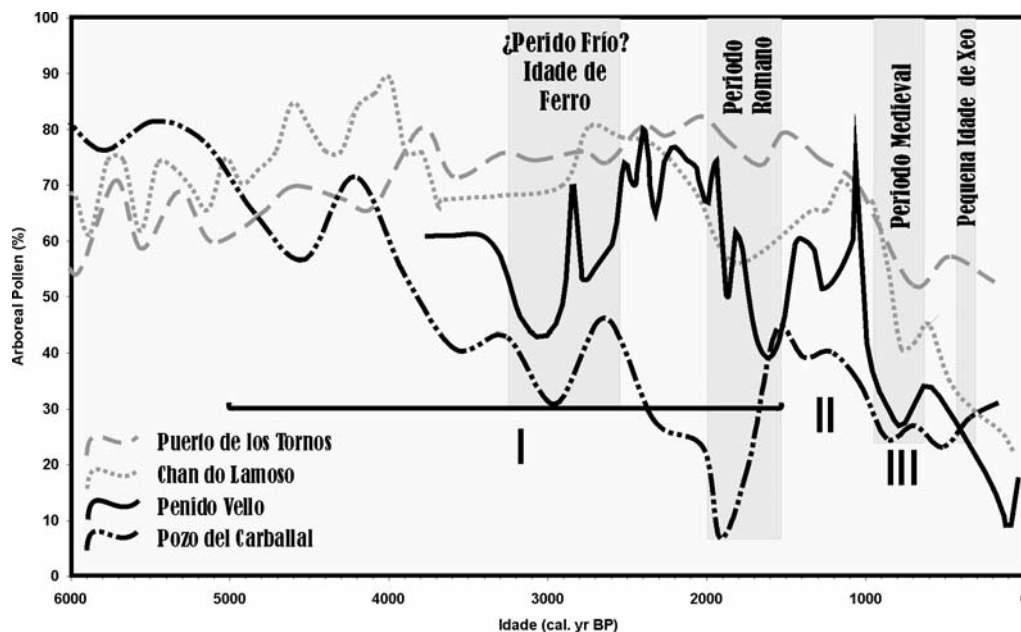


Figura 15.- Variaciones de los porcentajes de polen arbóreo total en diversas localidades del noroeste ibérico durante el Holoceno Reciente, comparados con los periodos de mayor impacto humano sobre los paisajes. Modificado de Muñoz Sobrino et al., 2005

Galicia, la mejoría climática favorecerá el desarrollo de la actividad agrícola y ganadera. La agricultura muestra una notable semejanza entre las distintas áreas, basada en el cultivo de cereales, fundamentalmente trigos hexaploides (*Triticum aestivum*) y tetraploides (*Triticum dicoccum*, *Triticum spelta*). Las cebadas vestidas y en menor medida, junto al panizo y las avenas completan la producción cerealística, que fue complementada con la de las leguminosas, donde las fabas (*Vicia faba* var *celtiberica nana*) serán dominantes, y en menor medida los guisantes. La abundancia de las habas entre las leguminosas marca la separación de la agricultura con la del área más continental. Y el carácter igualmente indígena queda manifestado por el cultivo de berzas y el aprovechamiento de frutos silvestres, fundamentalmente de bellotas.

Entre el 2,2 ka. BP. (2,7 ka cal. BP. = 400 BC) y el año 1.850 AD, se registraría una nueva fase fría (**Neog-IV**), que engloba al menos dos episodios en los que el descenso de la temperatura adquiriría una mayor notoriedad. El primero de estos eventos se corresponde con el Episodio Frío de la Edad Media (**Neog-IVa**), establecido entre el 400-1.050 AD. Al que le sigue entre 1.100-1.250 AD., un episodio de incremento de temperatura, el denominado Óptimo Climático Medieval (**Neog-IVb**). Finalmente se produce un nuevo evento frío (**Neog-IVc**), que es denominada como Pequeña Edad del Hielo (PEH), que abarca el periodo comprendido entre 1.300-1850 AD.

Coincidiendo con el inicio de fase Neog-IV (400 BC – 400 AD), se producirá la invasión Romana a Galicia (Inicio de la ocupación militar entre el año 137 BC = 137 antes de Cristo,

y el año 25 BC que correspondería con la batalla de Monte Medulio). Durante la Romanización se producirá un progresivo deterioro de las condiciones climáticas, en relación a las reinantes en la Edad del Hierro, que persistirán hasta la llegada de las primeras invasiones germánicas, y la institución del Reino Suevo de la Gallaecia, con la proclamación de Emerico (409 AD).

El clima frío de Galicia durante el dominio Romano no debió ser un factor favorable para la aplicación de las técnicas y cultivos imperantes en los territorios más cálidos del imperio. Así en Galicia, como en el resto del extremo NW Ibérico se mantendrá sin apenas variación los cultivos existentes en el periodo anterior, al igual que los aprovechamientos de recursos naturales. No hay constancia de la introducción de nuevos cultivos agrícolas en Galicia durante la ocupación Romana, y menos aun de dos de las especies características de la cultura agrícola romana la vid y el olivo.

Las condiciones climáticas empeoran a lo largo del Episodio Frío Medieval (**Neog-IVa**), establecido entre el 400-1050 AD. (Siglos VI-XI), aunque las condiciones no debieron ser muy duras al permitir la navegación tanto de los pueblos del Norte hacia los confines del decadente Imperio Romano, o incluso hasta América, donde los Vikingos establecen su presencia en Groenlandia entre el 900-1.020 AD. Las condiciones favorables para la navegación y expansión hacia nuevo territorios, fueron igualmente aprovechadas por los árabes que bajo la dinastía Omeya inician la ocupación del Occidente del Mediterráneo (700 AD), y avanzan hacia el Norte tras penetrar por la Península Ibérica (711 AD).

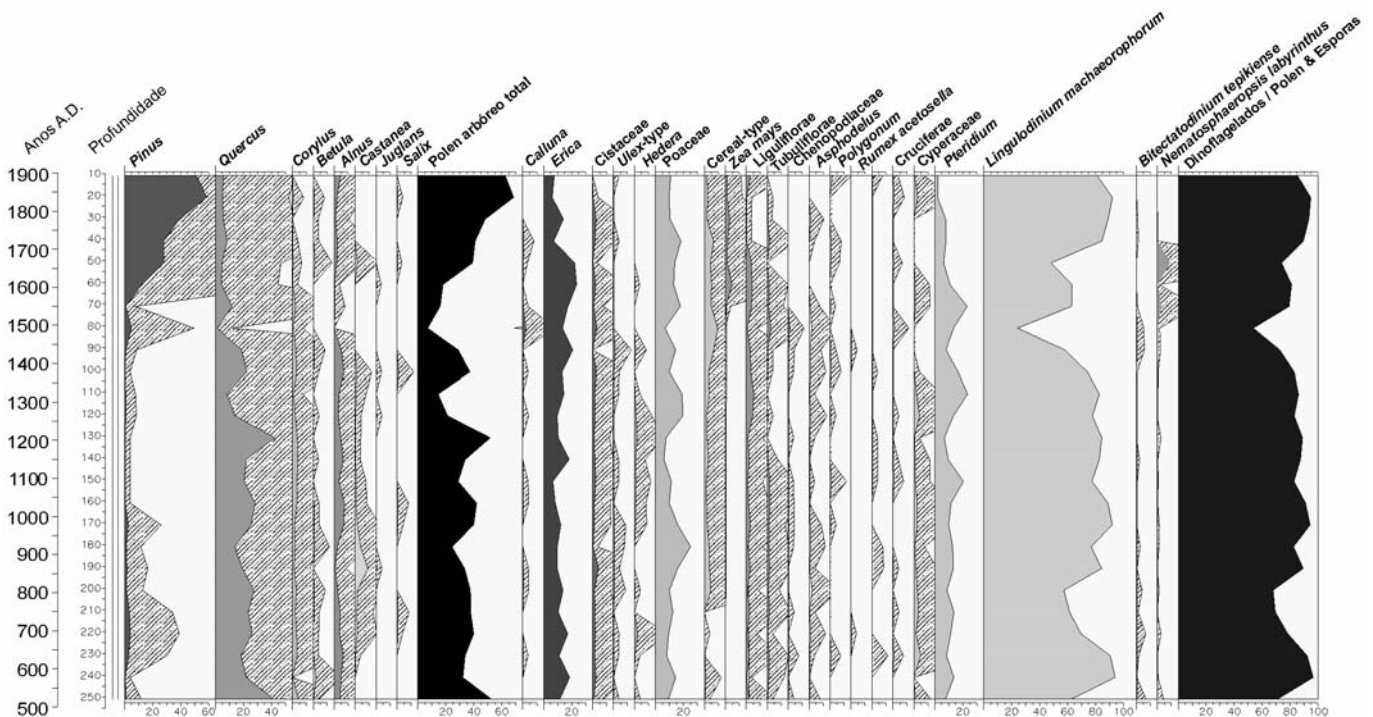


Figura 16.- Diagrama resumido de los principales resultados obtenidos (polen y dinocistes) en el análisis del sondeo ZV-01. Modificado a partir de Muñoz Sobrino et al., 2007

En Galicia, durante este episodio frío se instaura el Reino Suevo (409-585 AD), para posteriormente anexionarse el territorio gallego al Reino Visigodo (585-720 AD), y finalmente a los reinos de Asturias (722-910) y León (>910 AD). Los cambios políticos vienen en gran medida marcados por la demoledora presión ejercida por los árabes, que entre el 714 y 997 AD realizan distintas razias en el territorio de Gallizia, aunque la ocupación queda restringida al 716-755 AD. En este mismo periodo se producen las incursiones vikingas, que alcanzan Galicia al menos en tres momentos; 846-861 AD, 966-971 AD, y 1.008-1.038 AD., y cuya presencia en el Sur de Europa ha sido interpretada tanto como una consecuencia de un enfriamiento climático que determinó su migración hacia el Sur, como de un episodio de mejoría que propició su navegación por el Océano Atlántico.

A este periodo, y en gran medida a la acción de las primeras órdenes monásticas, se puede atribuir la configuración del paisaje agrario y cultural de Galicia que se mantendrá hasta sin apenas grandes modificaciones hasta la Edad Contemporánea (cf. Bouhier, 1979; Ramil-Rego, et al. 2005). A la actividad colonizadora de las órdenes monásticas se debe igualmente la incorporación de nuevos cultivos, y de las técnicas de explotación recopiladas inicialmente por los agraristas griegos y romanos, junto con otras vinculadas a los pueblos germánicos y en menor medida de las áreas africanas y asiáticas. La cronología para la difusión y expansión de algunas especies está todavía en fase de estudio.

Entre las especies introducidas cabe destacar el centeno, cereal que muestra una mejor adaptación a condiciones frías y húmedas que el trigo y la cebada, y que logrará una rápida difusión en el territorio, convirtiéndose en el cereal característico de las áreas de montaña de la provincia de Lugo y Ourense.

El castaño, especie nativa de Galicia, no tuvo durante la Edad Bronce-Hierro y la Romanización un aprovechamiento como fruto. La presencia de restos leñosos es incluso poco frecuente. Tras la llegada de los suevos a Galicia los diagramas polínicos muestran una fase de difusión entorno al 535 AD y posteriormente una fase de expansión que se iniciaría a partir del 968 AD que marcan el inicio regional de su cultivo, probablemente con la incorporación de ejemplares o pies provenientes de otras tierras.

A mediados del siglo VII se registra en un muchos territorios ibéricos un gran sequía que determinará una importante descenso en la producción agrícola y por consiguiente la escasez de alimentos. Este evento climático se emplea para explicar el abandono de los bereberes del Norte de la Península, que se retiran definitivamente de los territorios de Gallizia en el año 755 AD, iniciándose una nueva colonización del territorio por Godos. A partir del año 740-750 AD, la ciudad de Lugo que se encontraba “desértica” tras las incursiones sarracenas, se coloniza por el Obispo Odoario, y se inicia la plantación de “vides y pomares”, para cubrir las necesidades del culto. Las referencias al cultivo de la vid en el testamento del Obispo Odoario constituye la evidencia histórica más antigua sobre el cultivo de vid en Galicia.

El **Óptimo Climático Medieval (Neog-IVb)**, se establecería entre el **1.100-1.250 AD.** (Siglo XII-XIII), durante el cual algunas de las zonas del continente europeo, especialmente los territorios más septentrionales, habrían experimentado los momentos más cálidos registrados en los últimos 4.000 años. En la actualidad se considera que este evento no tiene una significación global, aunque en Europa aparece ampliamente documentado. Políticamente es un periodo turbulento. Se produce la Tercera Cruzada (1189-1192) y posteriormente la muerte de Saladino (1193), Sultán de Siria, Egipto y Mesopotamia. Mientras que Fernando III conquista Sevilla y Córdoba. En Galicia su inicio coincide con la llegada del Cister, y la refundación de los primeros monasterios adscritos a esta regla (Oseira 1.141 AD. Sobrado dos Monxes, 1.142 AD), la designación de Xelmirez como primer Arzobispo de Santiago (1120 AD), y la proclamación de Alfonso Henriques como Rey de Portugal (1130 AD). Las órdenes cistercienses favorecieron la difusión y expansión de la vid, el centeno y el olivo, así como de un gran número de especies de frutales y de hortalizas.

La tercera subfase (**Neog-IVc**), es denominada como **Pequeña Edad del Hielo (PEH)**, y abarca el periodo comprendido entre 1.300/1.350 AD y que finalizaría alrededor del 1850 AD. En ella se reconocen distintos eventos en los que se producen valores más bajos de temperatura y que son fechados a finales del Siglo XV, primeras décadas del Siglo XVII y primera mitad del Siglo XIX, y que se relacionan con mínimos de actividad solar, concentración atmosférica de gases invernadero y aerosoles estratosféricos de procedencia volcánica (episodios de Spörer, Maunder y Saltón). De tales episodios el más intenso fue el de Maunder (Siglo XVII), bien detectado en los glaciares alpinos. En la Europa continental, la PEH seguramente fue un fenómeno exclusivamente invernal, ya que no se detecta los registros estivales (Pfister, 1985). A partir de diferentes metodologías se han propuesto descensos de temperatura de entre 1.0 y 1.5 °C con respecto a la actualidad (Druffel 1982; Grove 1988), aunque trabajos más recientes han propuesto un descenso medio más modesto, de menos de 1.0 °C para el conjunto del Hemisferio Norte (Mann et al. 1998, 1999).

Los análisis del contenido de polen, esporas y quistes de dinoflagelados procedentes de sedimentos recuperados en la parte interna de la Ría de Vigo también pueden resultar útiles a la hora de reconstruir los cambios climáticos más recientes, así como su repercusión sobre los ecosistemas costeros (Muñoz Sobrino et al., 2007). El perfil ZV-01 constituye un archivo de los cambios ambientales registrados en el entorno de la Ría de Vigo desde el siglo VI hasta el final del siglo XIX (Fig. 16). El registro polínico de este sondeo muestra los cambios ocurridos en el paisaje de las zonas emergidas circundantes; pero además, las variaciones en los espectros de dinoflagelados también nos indican las principales variaciones hidrodinámicas ocurridas en la ría a lo largo de ese periodo.

En relación con los cambios en el paisaje, los datos polínicos demuestran que los bosques que rodeaban el entorno de la Ría de Vigo se han visto totalmente transformados a lo largo de los últimos 1500 años. En una

primera etapa, que podría datarse entre los años 525 y 1250 d.C., aproximadamente, el bosque mesófilo regional permanecía relativamente bien preservado, aunque ya existen las primeras señales de ciertos episodios en los que la humanización fue algo más intensa, como los registrados entre los años c.a. 850-950 d.C. y 1050-1200 d.C. Esta composición cambió de forma radical hacia el año 1250 d.C., cuando se registra la primera gran deforestación de las cuencas que drenan hacia la Ría de Vigo. Entre los años c.a. 1350-1500 d.C. se produjo una leve recuperación tanto de los robledales como de los bosques de ribera, pero esta restauración parcial de los bosques regionales fue solo temporal, ya que a continuación, en el intervalo comprendido entre los años c.a. 1500-1650 d.C., se registran los valores más bajos de polen arbóreo de toda la secuencia. La deforestación fue tan intensa a lo largo de este periodo, que incluso las alisedas y otras formaciones riparias parecen haberse visto afectadas muy seriamente. Este episodio de mínimo arbóreo fue sucedido por un periodo de recuperación de la cobertura arbórea, que cabe atribuir fundamentalmente a la progresiva demanda de madera para la construcción naval y civil.

En cuanto al registro de dinoflagelados, existen dos periodos en los que la relación entre dinocistes/polen y esporas en los sedimentos del centro de la ría es perceptiblemente menor, esto es, entre los años c.a. 700-850 y 1500-1750 d.C. Además, durante ambos periodos se reduce considerablemente la proporción entre los dinoflagelados característicos de estuarios escasamente renovados por aguas oceánicas y ricos en nutrientes aportados por la escorrentía procedente de las áreas

emergidas circundantes. En cambio, aumenta la proporción de dinocistes característicos de aguas marinas (Mozadec-Kerfourn, 2005), lo cual indica que durante estos periodos cambiaron de forma notable las condiciones hidrodinámicas, de forma que en ambos intervalos se habrían acentuado los fenómenos de *upwelling*. Así, las aguas oceánicas, más frías, habrían penetrado más intensamente en la Ría de Vigo. Este fenómeno podría implicar que el clima regional podría estar conectado con estos cambios hidrológicos, ya que el periodo c.a. 1550-1750 d.C. fue probablemente la fase de mayor incidencia del fenómeno conocido como la Pequeña Edad de Hielo en el NW de la Península Ibérica (Muñoz Sobrino et al., 2005). Las referencias climáticas para los siglos VIII y IX son bastante inciertas, aunque posiblemente se trató de un periodo de inestabilidad climática (Font Tullot, 1988).

En todo caso, las condiciones hidrodinámicas no parecen haber sido exactamente iguales en estos dos periodos fríos, ya que los espectros de dinoflagelados registrados durante el periodo 1500-1750 d.C. indica una mayor presencia de taxones característicos de ambientes de baja salinidad, y afines a mayores concentraciones de nitratos y fosfatos; en definitiva, a condiciones mesotróficas/eutróficas en ambientes influidos por la descarga de ríos. Estas condiciones estarían determinadas por el fuerte impacto antrópico ejercido sobre las cuencas que drenan en la ría durante los siglos XVI al XVIII. La intensificación de las actividades agrícolas supuso la práctica desaparición de la cubierta arbórea del entorno de la ría (incluidos los bosques riparios), incrementándose así la erosión y la concentración de nutrientes en los aportes de agua dulce a la ría. Otros

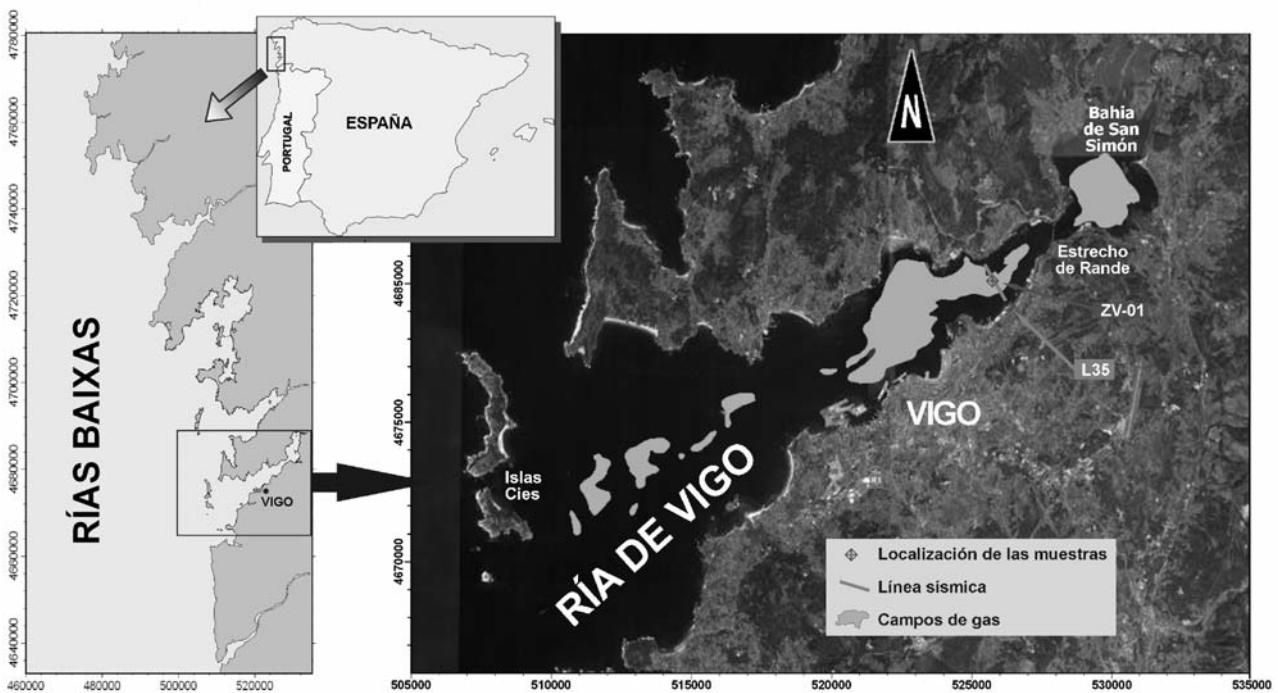


Figura 17.- Localización de los campos de gas somero en la Ría de Vigo. Datos obtenidos a partir de la interpretación de registros sísmicos de alta resolución

indicadores, como la creciente presencia de la forma *Pseudosquizaea* (Pantaleón-Cano et al. 2003) o la elevada concentración de microcristales de mica en los sedimentos recogidos en el centro de la ría también apuntan hacia un aumento significativo de la erosión, que sería resultado de la ausencia de una cubierta boscosa protectora y, posiblemente, de un incremento de las precipitaciones. Saz Sánchez (2003) describe una fuerte anomalía positiva en la precipitación registrada en el norte de la Península Ibérica entre los años 1620 y 1660; y también Rodrigo et al. (1998) aportan documentación acerca de unas condiciones inusualmente frías y lluviosas entre los años 1634 y 1648. Por tanto, el particular espectro de dinocistes recuperado entre c.a. 1500-1750 A.D. puede haber sido el resultado de los efectos combinados de una intensa humanización del paisaje en el entorno de la ría, y un periodo especialmente lluvioso.

Finalmente, las sucesivas variaciones del nivel del mar ocurridas desde el último máximo glaciario también han condicionado los procesos de erosión-sedimentación ocurridos en las rías gallegas. En concreto, las condiciones de sedimentación registradas durante el Holoceno favorecieron la acumulación de materia orgánica y su preservación en las secuencias sedimentarias. La transformación progresiva de esta materia orgánica, contenida en los sedimentos principalmente fangosos, ha dado lugar a acumulaciones de pequeñas burbujas de gas en ciertos horizontes (Fig. 17), que son las responsables de los denominados apantallamientos acústicos (García-Gil et al., 2002). Eventualmente este gas puede migrar y escapar hacia la hidrosfera y atmósfera.

Durante los últimos años se vienen realizando diversos proyectos y estudios (p.e. Iglesias & García-Gil, 2007) encaminados a la cuantificación del volumen de sedimentos con gas existentes en los fondos marinos de las Rías Baixas (Fig. 18), así como de la cantidad que escapa hacia la atmósfera (Fig. 19). La mayor parte de este gas es metano (Judd et al., 2002), un gas de los denominados “de efecto invernadero”, de ahí la importancia de estas cuantificaciones para estimar su contribución al cambio climático (Fig. 20). Además, la entrada de metano en la columna de agua y en la atmósfera influye de forma directa en el ciclo del carbono (García-Gil, 2003) condicionando de forma importante los ecosistemas de las rías.

El Antropoceno

La secuenciación clásica de la historia de la Tierra ha sido trastocada recientemente como consecuencia de la importancia que ha adquirido el denominado Cambio Global. La acción del hombre sobre el planeta se ha incrementado de forma dramática desde los albores de la Revolución Industrial, provocando modificaciones sobre los ecosistemas que trascienden del nivel local o sub-regional, hasta percibirse a escala regional o incluso global,

Rías Baixas	Superficie	Densidad	Columna de agua	Atmósfera
	km ²	Filtraciones / km ²	t yr ⁻¹	t yr ⁻¹
Muros	125	59	75 - 2100	60 - 1600
Arousa	230	536	650 - 20000	500 - 15000
Pontevedra	219	36	50 - 1300	30 - 1000
Vigo	177	165	200 - 6000	150 - 4500
Total	751	796	975 - 29400	740 - 22100

Figura 18.- Estimaciones de flujos de gas en las rías gallegas basadas en datos sísmicos. Modificado de García-Gil, 2003

Tipos de Escapes Acústicos	Profundidad da Agua (m)	Número de Escapes	Tasa (Escapes/m ²)	Flujos Totales metano (t/año)			
				Columna Agua		Atmósfera	
				Min.	Máx.	Min.	Máx.
Plumas	10-20	68	19	2.3	10.7	1.6	7.5
Escapes difusos	3-20	95	26	3.2	15	2.2	10.5
Total	3-20	163	45	5.5	25.7	3.8	18.0

Figura 19.- Datos cuantitativos de flujos de gas medidos a partir de escapes de las zonas intermareal y submareal de la Bahía de San Simón. Modificado de Iglesias & García-Gil, 2007

Tipo ambiente	Profundidad agua	Escapes	Tasa	Flujo mínimo	Flujo máximo	Flujo promedio
	m	número	escapes/m ²	mL/s	mL/s	mL/s
Intermareal (marea alta)	<1	43	5	0.7	2.43	1.5
Submareal (marea baja)	1-20	14	0.3	1.2	19	7

Figura 20.- Estimaciones de los flujos de metano totales en la zona submareal de la Bahía de San Simón. Modificado de Iglesias & García-Gil, 2007

afectando tanto a los componentes de la biodiversidad, como a la estructura y funcionamiento de los ecosistemas (Ramil-Rego et al. 2005). El Cambio Global incide igualmente sobre el sistema climático del Planeta, el cual ha sufrido desde la Revolución Industrial una dinámica, en la que ciertas variaciones detectadas a escala continental y regional, están directamente vinculadas a la acción humana (IPC, 2007; Karl et al. 2006; NRC, 2006).

Paul Crutzen, Premio Nobel en química en 1995, por su trabajo sobre la formación y descomposición del ozono, propuso una nueva división del Cuaternario, planteando junto al Pleistoceno y el Holoceno, un tercer periodo, que designo Antropoceno (del griego *ánthrōpos*, hombre, y *kainós*, común), marcado a nivel mundial por los efectos derivados del incremento de la población humana y del desarrollo económico sobre el medio ambiente. (Crutzen & Stoermer, 2000; Crutzen, 2005).

Durante el Antropoceno (1.850-2.003 AD) la temperatura global de la superficie de la Tierra se ha calentado en un promedio de 1,0-0,74°C alcanzando en las áreas más septentrionales, como ocurre en la Península Ibérica, valores de 1,2-1,5°C, con incrementos medios de las temperaturas máximas de 0,12 °C/década y de las temperaturas mínimas de 0,10 °C/década (MMA, 2007). Esta tendencia no es homogénea, ni a escala temporal, ni espacial, pudiéndose delimitar a lo largo del Antropoceno tres fases claramente diferenciadas, acordes con las reconstrucciones globales (IPCC,2007; NRC, 2006; Karl et al., 2006), y las secuencias regionales y subregionales (MMA, 2005).

En la primera **Antrop-a** (1.851-1.949 AD) se produce un incremento de la temperatura, en relación con la última fase del Holoceno (Neogl-IVc). A lo largo de esta fase se suceden pequeños periodos de mayor o menor humedad, aunque no existen evidencias de sequías con efectos importantes sobre la vegetación o los cultivos en el área gallega.

Una segunda fase, **Antrop-b** (1.950-1.972 AD) de fuerte detrimento climático. En Galicia como en otras áreas de la zona Cantabro-Atlántica se registran años con abundantes y fuertes heladas, así como con lluvias copiosas. En localidades interiores de baja altitud, como en Vilalba (480 m) o Lugo (454 m) se registran nevadas de más de 1 metro de potencia, permaneciendo los suelos cubiertos por la nieve durante varias semanas. Aunque en algunas áreas continentales de la Península Ibérica se producen en esta fase importantes sequías (años 40, 50 y 60), estos detrimentos no se traducen en efectos significativos, en Galicia en relación con cambios de la vegetación o de los cultivos.

Una tercera fase, **Antrop-c** (1.973-2.008 AD). La temperatura se incrementa, sobre todo desde 1995. Los registros térmicos permiten considerar que este incremento se hace más patente a partir de 1995. El calentamiento ha sido más acusado en primavera y verano, y en las temperaturas máximas. En la Península Ibérica, las regiones más afectadas por el calentamiento son las situadas en la mitad oriental peninsular, cubriendo una amplia franja en torno al litoral mediterráneo.

De nuevo la tendencias de la precipitación se muestran muy irregulares (cf MMA, 2005). En términos generales en la Península Ibérica se registran periodos de detrimentos de la precipitación en las décadas de los 80 y 90, que provocan graves problemas de sequía en las áreas eu-mediterráneas y sub-mediterráneas. Mientras que en las décadas de los 60 y 70 se registran periodos de mayor precipitación. Algunos estudios locales, reflejan entre 1949-2005 una tendencia claramente negativa en las lluvias en ciertas áreas del Cantábrico (detrimentos de 4,8 mm/año en Santander y 3,3 mm/año en Bilbao), coincidentes a los registrados en SE de la Península.

Bibliografía

- Aira, M.J. & Ramil Rego, P. (1990). Estudio paleocarpológico realizado en el Castro de Penalba (Campolameiro, Pontevedra, España). *Botánica Complutensis*. 16: 81-89.
- Allen, J.R.M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.-W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J.F.W., Mowaczyk, M.R., Oberhänsli, H., Watts, W.A., Wulf, S., Zolitschka, B. (1999). Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature* 400, 740-743.
- Allen J.R.M.; Huntley, B.; Watts, W.A. (1996). The vegetation and climate of the northwest Iberia over the last 14.000 yr. *J Quat Sci* 11:125-147.
- Andel, T.H. van (2002). The climate and landscape of the middle part of the Weichselian glaciation in Europe: the Stage 3 Project. *Quaternary Research* 57, 2-8
- Andrade, M.M. (1944). Estudo polínico de algumas formações turfo-lignosas portuguesas. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. XXXVII (2ª serie)*, 5-11.
- Andrade, M.M. (1945). Contribuição da análise polínica para o conhecimento do género *Pinus* no Plioceno Superior Português. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, IV, 1-6.
- Bard E. (2002). Abrupt climate changes over millennial time scales: climate shock. *Physics Today* 55 (12), 32-38.
- Bard, E. (2003). North-Atlantic Sea Surface Temperature Reconstruction, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2003-026. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Bard E. Stuiver M. & Shackleton N.J. (1993). How accurate are our chronologies of the Past? En Eddy, J.A. & Oeschger, H.: *Global changes in the perspective of the Past*: 109-120. John Wiley & Sons Ltd.
- Bellot, F. & Vieitez Cortizo, E. (1945). Primeros resultados del análisis polínico de las turberas Galaicas. *Anales de Edafología y Fisiología Vegetal*. 2: 281-307.
- Birks, C. J. A. & Koc, N. (2002). A high-resolution diatom record of late-Quaternary sea-surface temperatures and oceanographic conditions from the eastern Norwegian Sea. *Boreas* 31, 323-344.
- Boessenkool, K.P, Brinkhuis, H., Schonfeld J. & Targarona J. (2001). North Atlantic sea-surface temperature changes and the climate of western Iberia during the last deglaciation; a marine palynological approach *Global and Planetary Change*, 30: 33-39.
- Bouhier, A. (1979). *La Galice. Essai d'analyse et d'interprétation d'un vieux complexe agraire*. 2 vols. 1516 pp. Imp. Yonnaise. La Roche-sur-Yon.
- Chappellaz, J.A.; Blunier, T.; Raynaud, D.; Bartola, J.M.; Schwander, J.; Stauffer, B. (1993). Synchronous changes in atmospheric CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 kyr b.p. *Nature* 366:443-445.

- Crutzen, P.J. & Stoermer, E.F. (2000). The "Anthropocene". *Global Change Newsletter*. 41: 17-18.
- Crutzen, P.J. (2005). Human Impact On Climate Has Made This the "Anthropocene Age". *New Perspectives Quarterly*. 22(2): 14-16.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S.J.; Clausen, H.B.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N.S.; Hammer, C.U.; Hvidberg, C.S.; Steffensen, J.P.; Sveinbjörnsdóttir, A.E.; Jouzel, J.; Bond, G.C. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature* 264:218–220.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S.J.; Clausen, H.B.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N.S.; Hammer, C.U.; Hvidberg, C.S.; Steffensen, J.P.; Sveinbjörnsdóttir, A.E.; Jouzel, J.; Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 318-220.
- Druffel, E. M. (1982). Banded corals: changes in Ocean carbon-14 during the Little Ice Age. *Science* 218, 13–19.
- Fernández Rodríguez, C. (2004). Ganadería, caza y animales de compañía en la Galicia romana: Estudio arqueozoológico. *Brigantium*, 15. A Coruña.
- Fernández Rodríguez, C.; Ramil Rego, P. & Martínez Cortizas, A. (1995). Characterization and Depositional Evolution of Hyaena (*Crocota crocuta*) Coprolites from La Valiña Cave (Northwest Spain). *Journal of Archaeological Science*, 22: 597-607.
- Font Tullot, I. (1988). Historia del Clima en España: Cambios climáticos y sus causas. 297 pp. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- García-García, A., García-Gil, S., Vilas F. (2005). Quaternary evolution of the Ría de Vigo, Spain. *Marine Geology* 220: 153– 179
- García-Gil S., García-García A., Vilas F. (2002). Shallow gas Features in Incised-valley fills (Ría de Vigo, NW Spain): a case of study *Continental Shelf Research*, 16: 2303-2315.
- García-Gil S., Vilas F., Acosta J. A., Recio, E. Uchupi A. (1999). Quaternary Sedimentation in the Ría de Pontevedra (Galicia), NW Spain. *Journal of Coastal Research*, 15: 1083-1090.
- García-Gil, S. (2003). A natural laboratory for shallow gas: the Rías Baixas (NW Spain) *Geomarine Letters* (2003) 23: 215–229.
- García-Gil, S.; Vilas, F.; García-García, A. (1999). Holocene Storm Delta in Incised-Valley Fills Sediments of Ría de Pontevedra, NW Spain. Abstract AGU 1999 Fall Meeting, p. 559.
- Gómez-Orellana, L. (2002). El último Ciclo Glaciar-Interglaciar en el litoral del NW ibérico: Dinámica climática y paisajística. PhD thesis, University of Santiago de Compostela, Lugo, Spain.
- Gómez-Orellana L, Ramil-Rego P, Muñoz Sobrino C. (1997). Modelos de transición entre el pleniglaciar Würmiense final y el Tardiglaciar en los sectores litorales y montañosos del NW de la Península Ibérica. In: Rodríguez Vidal J (ed) *Cuaternario Ibérico*. Asociación de Estudios Cuaternarios, Huelva, pp 339–345.
- Gómez-Orellana L, Ramil-Rego P, Muñoz Sobrino C. (2007). The Würm in NW Iberia, a pollen record from Area Longa (Galicia). *Quaternary Research*. 67:438–452.
- Granja, H.M. & Carvalho, G.S. (1995). Sea-level changes during the Pleistocene-Holocene in the NW coastal zone of Portugal. *Terra Nova* 7, 60–67.
- Gribbin, J. & Lamb, H. H. (1978). Climatic change in historical times. In Gribbin, J. (ed.): *Climatic Change*, 62–82. Cambridge University Press, Cambridge.
- GRIP Members, (1993). Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature* 364, 203-207.
- Grove, J. M. (1988). *The Little Ice Age*. 498 pp. Cambridge University Press, Cambridge.
- Hoek, W.Z. (1997) Late-glacial and early Holocene climatic events and chronology of vegetation development in the Netherlands. *Veg Hist Archaeobot* 6:197–213
- Iglesias, J. & García-Gil, S. (2007). High-resolution mapping of shallow gas accumulations and gas seeps in San Simón Bay (Ría de Vigo, NW Spain). Some quantitative data. *Geo-Mar Lett* 27:103–114.
- 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.
- Iriarte, M.J.; Gómez-Orellana, L.; Muñoz Sobrino, L.; Ramil Rego, P. & Arrizabalaga, A. (2005). La dinámica de la vegetación durante la transición cultural del Paleolítico Medio. *Monografías del Museo de Altamira*. 20: 231-253.
- Izco, J. & Ramil-Rego, P. (2001). Análisis y valoración de la Sierra de O Xistral: un modelo de aplicación de la Directiva Hábitat de Galicia. 161 pp. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela.
- Jouzel, J.; Barkov, N.I.; Barnola, J.M.; Bender, M.; Chappellaz, J.; Genthon, C.; Kotlyakov, V.M.; Lipenkov, V.Y.; Lorius, C.; Petit, J.R.; Raynaud, D.; Raisbeck, G.; Ritz, C.; Sowers, T.; Stievenard, M.; Yiou, F.É.; Yiou, P. (1993). Extending the Vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period. *Nature* 364, 407-412.
- Judd, A.G., Hovland M., Dimitrov L.I., García-Gil, S. & Jukes, V. (2002). The geological methane budget at Continental Margins and its influence on climate change. *Geofluids*, 2: 109-126.
- Karl, T.R.; Hasso, S.J.; Miller, Ch.D. & Murray, W.L. (2006). *Temperature Trends in the Lower Atmosphere: Steps for Understanding and Reconciling Differences*. A Report by the Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC.

- Knaap W.O. van der; Leeuwen J.F.N. van (1997). Late Glacial and Early Holocene vegetation succession altitudinal vegetation zonation, and climatic change in the Serra da Estrela, Portugal. *Rev Palaeobot Palynol* 97:239–285.
- Maldonado, J. (1994). Evolución Tardiglacial y Holocena de los macizos del Noroeste Peninsular. Ph.D. dissertation, Universidad Politécnica de Madrid, 171 pp.
- Mangerud, J.; Lovlie, R.; Gulliksen, S.; Hufthammer, A.-K.; Larsen, E.; Valen, V. (2003). Paleomagnetic correlations between Scandinavian ice-sheet fluctuations and Greenland Dansgaard-Oeschger events, 45,000–25,000 yr. BP. *Quaternary Research* 59, 213–222.
- Mann, M. E.; Bradley, R. S. & Hughes, M. K. (1998). Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* 392, 779–787.
- Mann, M. E.; Bradley, R. S. & Hughes, M. K. (1999). Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letters* 26, 795–762.
- Margalef, R. (1956). Paleoecología postglacial de la Ría de Vigo. *Inv. Pesq.* V, 89–112.
- Martinsson, D.C.; Nicklas, G.P.; Hays, J.D.; Imbrie, J.; Moores, T.C.; Shackleton, N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution O 300.000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27(1), 1-29.
- MMA (2005). Evaluación preliminar en España de los impactos del cambio climático. Documento final. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.
- MMA (2007). El cambio climático en España, Estado de situación. Documento resumen, noviembre de 2007. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.
- Morzadec-Kerfourn, M.T. (2005). Interaction between sea-level changes and the development of littoral herbaceous vegetation and autotrophic dinoflagellates. *Quat Int* 133/134:137–140.
- Mourik, J.M. van (1986). Pollen profiles of slope deposits in the Galician area (N.W. Spain). *Nederlandse Geografische Studies*. 12:1–171.
- Müller, U.C. (2000). A Late-Pleistocene pollen sequence from the Jammertal, south-western Germany, with particular reference to location and altitude as factors determining Eemian forest composition. *Vegetation History and Archaeobotany* 9, 125–131.
- Müller, U.C.; Pross, J.; Bibus, E., (2003). Vegetation response to rapid climate change in Central Europe during the past 140,000 yr based on evidence from the Fùramoos pollen record. *Quaternary Research* 59, 235–245.
- Muñoz Sobrino, C. (2001). Cambio climático y dinámica del paisaje en las montañas del noroeste de la Península ibérica. PhD Thesis. Escola Politécnica Superior. Universidade de Santiago de Compostela.
- Muñoz Sobrino, C.; García-Gil, S.; Diez, J. B. & Iglesias, J. (2007). Palynological characterization of gassy sediments in the inner part of Ría de Vigo (NW Spain). *New chronological and environmental data Geo-Mar Lett*, 27:289–302
- Muñoz Sobrino, C.; Ramil-Rego, P.; Gómez-Orellana, L. (2004). Vegetation of the Lago de Sanabria area (NW Iberia) since the end of the Pleistocene: a palaeoecological reconstruction on the basis of two new pollen sequences. *Veget Hist Archaeobot* 13:1–22.
- Muñoz Sobrino, C.; Ramil-Rego, P.; Gómez-Orellana, L. & Diaz Varela, R. (2005). Palynological data on major Holocene climatic events in NW Iberia. *Boreas*. 34: 381-400.
- Muñoz Sobrino, C.; Ramil-Rego, P. & Rodríguez Guitián, M. (1997). Upland vegetation in the north-west Iberian Peninsula after the last glaciation: forest history and deforestation dynamics. *Vegetation History and Archaeobotany*. 6, 215–233.
- Muñoz Sobrino, C.; Ramil-Rego, P. & Rodríguez Guitián, M. (2001). Vegetation in the mountains of northwest Iberia during the last glacial-interglacial transition. *Vegetation History and Archaeobotany*. 10: 7-21.
- NASP Members (1994). Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14–9 ka b.p.): a contribution to IGCP-253. *J Quat Sci* 9:185–198.
- NRC (2006). Surface temperature reconstructions for the last 2,000 years. National Academy Press, Washington, DC.
- Pantaleón Cano, J.; Pérez Obiol, R., Yll, E.; Roure, J.M. (1996). Significado de Pseudoschizaea en secuencias sedimentarias de la vertiente mediterránea de la Península Ibérica e Islas Baleares. In: Ruíz Zapata B (ed) *Estudios palinológicos*. Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, pp 101–105.
- Paus, A. (1992). Late Weischelian vegetation, climate and floral migration in Rogaland, southwestern Norway; Pollen analytical evidence from four late-glacial basins. Dr. Philos. Thesis. Botanical Institute. University of Bergen. 87 pp.
- Petit, J.R.; Jouzel, J.; Raynaud, D.; Barkov, N.I.; Barnola, J.M.; Basile, I.; Bender, M.; Chappellaz, J.; Dawis, M.; Delaygue, G.; Delmonte, M.; Kotlyakov, V. M. Legrad, M.; Lipenkov, V.Y.; Lorius, C.; Pépin, L.; Ritz, C.; Saltzman, E. & Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420.000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399: 429-436.
- Pfister, C. (1985). CLIMHIST, a weather data bank for Central Europe 1525 to 1863. METEOTEST, Bern.
- Porter, S. C. & Denton, G. H. (1967). Chronology of the neoglaciation in the North American Cordillera. *American Journal of Science* 265, 177–210.
- Pott, R. (1997). Invasion of beech and establishment of beech forests in Europe. *Annali di Botanica*, 55: 27-58.

- Ramil-Rego, P. (1992). La vegetación cuaternaria de las Sierras Septentrionales de Lugo a través del análisis polínico. PhD Thesis. Facultade de Bioloxía. Universidade de Santiago de Compostela.
- Ramil-Rego, P. (1993). Evolución climática e historia de la vegetación durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno en las regiones montañosas del Noroeste Ibérico. In Pérez, A., Guitián, L. & Ramil, P. (eds.): La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos, 25–60. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela.
- Ramil Rego, P. (1993b). Paleoethnobotánica de yacimientos arqueológicos holocenos de Galicia (N.O. Cantábrico). *MUNIBE*(Antropología-Arkeología) 45: 165-174.
- Ramil Rego, P.; Dopazo Martínez, A. & Fernández Rodríguez, C. (1996b). Cambios en las estrategias de explotación de los recursos vegetales en el norte de la Península Ibérica. *Férvedes*, 3: 169-187. Monográfico Arqueometría y Paleoecología del Norte de la Península Ibérica
- Ramil-Rego, P.; Gómez Orellana, L.; Muñoz Sobrino, C. (2008). Paleoclimatología. In: F. Díaz Fierros Viqueira (Cord.). Historia de meteorología e da climatología de Galicia. 109-142. Consello da Cultura Gallega. Santiago.
- Ramil-Rego, P.; Gómez-Orellana, L.; Muñoz Sobrino, C. & Rodríguez Guitián, M. (1996). Valoración de las secuencias polínicas del Norte de la Península Ibérica para el último ciclo glaciario-interglaciario. In Ramil-Rego, P. & Fernández Rodríguez, C. (eds.): Arqueometría y Paleoecología del Norte de la Península Ibérica. *Férvedes*, 3: 33-116
- Ramil-Rego, P.; Iriarte, M.J.; Muñoz Sobrino, C. & Gómez-Orellana, L. (2005). Cambio climático y dinámica temporal del paisaje y de los hábitats en las ecorregiones del NW de la Península Ibérica durante el Pleistoceno superior. *Munibe* 57/1: 537-551.
- Ramil-Rego, P.; Muñoz Sobrino, C.; Rodríguez Guitián, M.; Gómez-Orellana, L. (1998). Differences in the vegetation of the North Iberian Peninsula during the last 16,000 years. *Plant Ecology* 138, 41–62.
- Ramil-Rego, P.; Taboada Castro, T. & Aira Rodríguez, M. J. (1993). Estudio palinológico y factores de formación de la turbera de Gañidoira (Lugo, España). In Fumanal, M. P. & Bernabeu, J. (eds.): Estudios sobre el Cuaternario: medios sedimentarios, cambios ambientales, hábitat humano, 191–198. Universitat de Valencia, Valencia.
- Rodrigo, F. S.; Esteban-Parra, M. J. & Castro-Diez, Y. (1998). On the use of the Jesuit Order private correspondence records in climate reconstructions: a case study from Castille (Spain) for 1634–1648 A.D. *Climatic Change* 40, 625–645.
- Rodríguez Guitián, M.A. & Ramil-Rego, P. (2007). Revisión de las clasificaciones climáticas aplicadas al territorio gallego desde una perspectiva biogeográfica. *Recursos Rurais*. 3: 31-54.
- Rodríguez Guitián, M.A. & Ramil-Rego, P. (2008). Fitogeografía de Galicia (NW Ibérico): análisis histórico y nueva propuesta corológica. *Recursos Rurais*. 4: 19-50.
- Ruddiman, W.F.; Sancetta, C.D. & Intyre, A. (1977). Glacial/Interglacial response rate of subpolar North Atlantic waters to climatic change : the record in oceanic sediments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B* 280, 119-142.
- Sánchez- Goñi, M.F.; Eynaud, F.; Turon, J.-L. & Shackleton, N.J. (1999). High-resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 123–137.
- Saz Sánchez, M.A. (2003) Temperatura y precipitaciones en la mitad norte de España desde el siglo XV. In: Saz Sánchez. *S Investigación*, vol 44, p 293. Zaragoza.
- Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Ecuatorial Pacific Cores V28-238: oxigen isotope temperature and ice volumes on a 105 year and 106 yearscale. *Quaternary Research* 3: 39-55.
- Shackleton, N.J. (1969). The last interglacial in the marine and terrestrial records. *Proc. R. Soc. Lond. B* 174, 135-154.
- Shackleton, N.J. (1987). Oxygen isotopes, ice volumes and sea level. *Quaternary Reviews* 6: 183-190.
- Sprangers, M.; Dammers, N.; Brinkhuis, H.; van Weering, T.C.E.; Lotter, A.F. (2004). Modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution offshore NW Iberia; tracing the upwelling system. *Rev Palaeobot Palynol* 128:97–106.
- Walker, M.C.J.; Björck, S.; Lowe, J.J.; Cwynar, L.C.; Johnsen, S.; Knudsen, K.L.; Wohlfarth, B., INTIMATE Group (1999). Isotopic “events” in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quat Sci Rev* 18:1143–1150.