

PALEOCLIMATOLOGÍA Y CRONOLOGÍA DEL WÜRM RECIENTE: UN INTENTO DE SÍNTESIS

Palaeoclimatology and chronology of the late Würm: an intent of synthesis

Ángel RIVERA ARRIZABALAGA
UNED. Dpto. de Prehistoria e Hª Antigua.

Fecha de aceptación de la versión definitiva: 10-10-03

BIBLID [0514-7336 (2004) 57; 27-53]

RESUMEN: Las oscilaciones climáticas observadas en los núcleos polares (GRIP, GISP2) y la escala temporal que forman, pueden servirnos como marco de referencia general de las variaciones climáticas representadas en los yacimientos arqueológicos. De igual modo, los registros de núcleos marinos (MD95-2042 y MD95-2043), junto con los terrestres del lago Grande de Monticchio y las dataciones U/Th de los espeleotemas de la cueva de Villars (SW de Francia), nos permiten comprobar la repercusión de estos cambios en nuestro continente.

En su desarrollo, se hace evidente la necesidad de realizar calibraciones sobre las dataciones realizadas por el método ^{14}C , lo que actualmente se está intentado por medio de síntesis sobre los datos recogidos en diversos núcleos sedimentarios, donde es posible conocer la datación de sus niveles por medios diferentes a los radiocarbónicos.

Palabras clave: Calibración ^{14}C . GISP2. Espeleotemas.

ABSTRACT: Climatic oscillations determined in polar cores (GRIP, GISP2) and the chronological framework modeled in them can be used as sets of global references for determine climate oscillations represented in archaeological deposits. Record of marine cores (MD95-2042 and MD95-2043), with the terrestrial one of the Big Lake of Monticchio and the U/Th dates of Villars's cave stalactite (SW France), allow us to verify the impact of these changes in Europe.

^{14}C dates need to be calibrated. In order to obtain a reliable calibration of them, nowadays it is in progress the build of framework synthesizing information gathered in those sedimentary cores containing levels that offer more dating possibilities than only radiocarbon methodology.

Key words: ^{14}C calibration. GISP2. Speleothems.

El interés por conocer las variaciones climáticas que tuvieron lugar en los albores de nuestro desarrollo cultural y su concreta ubicación temporal, siempre ha constituido uno de los aspectos fundamentales del trabajo arqueológico. En la actualidad se están dando a conocer importantes avances en estas cuestiones, tanto en lo referente a las variaciones climáticas como a la edad cronológica en que se producen. En el presente artículo se intenta

realizar una síntesis sobre las alteraciones climáticas que tuvieron lugar durante el último periodo paleolítico, el momento en que se produjeron y la posible repercusión que pudieron tener en el suroeste europeo, basándose en los nuevos enfoques teóricos que sobre estos temas se están desarrollando. Todo ello se ha realizado desde una perspectiva general, sin entrar en la casuística de las estratigrafías arqueológicas y su definición cultural.

1. Aspectos generales del clima durante el Pleistoceno Superior

El primer intento en establecer una climatología de rango general que pudiera enmarcar a los diversos periodos de la Prehistoria, corresponde a la simple sucesión periódica de cuatro glaciaciones propuesta en 1909 por Penck y Brückner, que ofrecía un marco temporal y climático fácil de entender y de usar, pero que a pesar de los continuos reajustes y la aportación de los datos obtenidos por medio de los diagramas polínicos, seguía siendo difícil establecer las secuencias climáticas de los yacimientos arqueológicos y realizar las correlaciones de unos con otros, tanto en el aspecto climático como en el cronológico.

A partir de los años sesenta se dieron a conocer nuevas posibilidades teóricas para el estudio de los cambios climáticos ocurridos en la superficie terrestre. En general, se basaban en el conocimiento de la proporción de *isótopos del oxígeno* que se encontraban en los sedimentos marinos, los cuales estaban formados en gran parte por las conchas de los foraminíferos que vivieron en la superficie del mar durante el periodo de formación de tales sedimentos. El análisis de los mismos permitió establecer una correlación importante entre los cambios climáticos (variaciones frío/calor), con la diferente proporción de los isótopos del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{16}\text{O}$) contenido en los sedimentos oceánicos (Emiliani, 1955).

Con el registro obtenido a partir de los sedimentos marinos acumulados durante el Pleistoceno se comprobó la existencia de un clima mucho más complejo del que se deducía por medio de la sedimentología glacial usada hasta entonces. La existencia de un perfil aserrado es un fiel reflejo de la relación existente entre el volumen de hielo y el agua oceánica existente en cada momento, y la proporción de $\delta^{18}\text{O}$ registrado en cada sedimento correspondiente. El continuo estudio de estos sedimentos en muy variadas zonas oceánicas ha permitido comprobar las mismas alteraciones climáticas en todas ellas, logrando realizar una curva isotópica estándar (SPECMAP) que permita definir en tiempo e intensidad a los estadios glaciares e interglaciares.

En el análisis de estos sedimentos marinos se han intentado realizar curvas de alta resolución, con el fin de conocer mejor las variaciones de temperatura de las superficies oceánicas, su relación con los fenómenos glaciares y sus consecuencias en los respectivos ecosistemas y hábitats humanos, relacionándolos con unas fechas más o menos precisas. Así, tenemos estudios basados en las características de los orbitales de los isótopos del oxígeno existentes en las diferentes capas de los sedimentos oceánicos (Martinson *et al.*, 1987), consiguiendo unas dataciones más precisas de los últimos 300.000 años. El Paleolítico Superior corresponde a gran parte del OIS 3, todo el OIS 2 y el inicio del OIS 1, cuya duración calibrada por la correlación anterior se sitúa entre 45/40 000 y el 10 000 BP con un margen de error de ± 5.000 años (Martinson *et al.*, 1987).

En función de la mayor fiabilidad de estos datos y la posibilidad de utilizarlos como punto de referencia climática y temporal por la mayoría de la comunidad científica, se han ido abandonado la expresión de las épocas cronológicas/climáticas referentes a los glaciares registrados en los diferentes lugares, pasando a indicar tales épocas por medio de las diferentes fases de la concentración del $\delta^{18}\text{O}$.

Sin embargo, los primeros análisis de los sedimentos marinos se realizaron en grandes profundidades oceánicas, donde existía una estratigrafía limitada debido al escaso espesor de sus estratos sedimentarios, lo que ha obligado a realizar en estos últimos años sondeos en zonas próximas a la costa o donde los materiales sedimentarios pudieran ser más importantes y, por tanto, mejores para estudiar los hechos climáticos y cronológicos que nos interesa conocer, como es el caso del V 23-81 del Atlántico Norte (Fig. 1).

1.1. La aportación de los núcleos de hielo polares

Actualmente, de una forma paralela e independiente, se han realizando diversos estudios en las áreas polares, tanto en Groenlandia (Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland, North-GRIP, etc.) como en la Antártida (Vostok, Byrd,

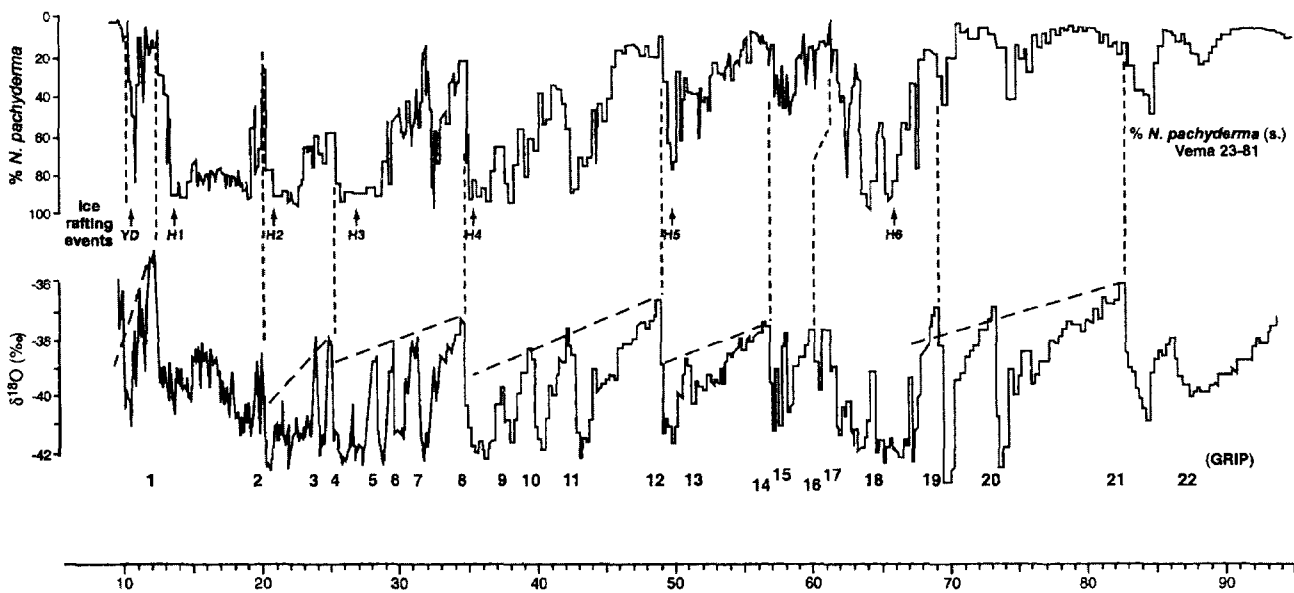


FIG. 1. Muestra en la parte inferior las 22 alteraciones de temperatura u oscilaciones Dansgaard/Oeschger (D/O), así como los eventos Heinrich (EH) que han ocurrido en los últimos 90.000 años en el núcleo de hielo GRIP. También se agrupan los diversos D/O junto con el EH del final al formar un ciclo Bond. Mientras que en la parte superior se aprecian las variaciones de temperatura en un núcleo marino del Atlántico Norte (V23-81). Se aprecia la similitud entre ambos gráficos (Lowe, 2001).

Taylor Dome, etc.), perforando la capa de hielo allí existente hasta llegar a la base rocosa. Algunos de estos núcleos de hielo, que se remontan unos cientos de miles de años de antigüedad, permiten comprobar la existencia de una importante inestabilidad climática en el Atlántico Norte durante los últimos 250.000 años, así como confirmar y perfeccionar los resultados obtenidos en los numerosos sondeos marinos realizados en los últimos años.

Los análisis de los diversos núcleos de hielo del hemisferio norte revelan importantes similitudes entre todos ellos (Johnsen *et al.*, 2001), aunque también existen diferencias apreciables (Johnsen *et al.*, 1992), pero los más relevantes y usados al respecto corresponden a los registros de los núcleos de hielo efectuados en Groenlandia, GRIP (Greenland Ice Core Project), GISP2 (Greenland Ice Sheet Program). De igual modo, el registro de Vostok (Antártida) revela una similitud importante en los cambios de temperatura (Fig. 4).

El estudio conjunto de núcleos de hielo de las zonas polares y sedimentos marinos realizados

en grandes cuencas de sedimentación confirmaron la existencia de grandes fluctuaciones climáticas obtenidas por medio de las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ y a las que denominaron *oscilaciones Dansgaard/Oeschger (D/O)*. Tales oscilaciones muestran que tras los episodios fríos se producen aumentos rápidos de temperatura que pueden oscilar, dependiendo del lugar de la toma de la muestra, entre 7/10 °C en la superficie del mar, continuándose de enfriamientos con una manifestación más progresiva hasta volver a generar otra oscilación. Tales cambios debieron de tener una repercusión muy importante sobre el clima de Europa, al estar en gran medida relacionados con los cambios atmosféricos que ocurren en el Atlántico Norte. Estos cambios climáticos se producían con cierta periodicidad, registrándose 22 en los últimos 90.000 años. Consecuencia de esta periodicidad y de una aceptable cronología de las mismas, parece permitir un mejor análisis del clima pasado (Broecker, 1996; Cortijo *et al.*, 2000; Chapman *et al.*, 2000; Dansgaard *et al.*, 1993; Labeyrie y Jouzel, 1999), al ofrecer un registro general con

el que poder comparar y datar el clima apreciado en otros lugares (Figs. 1 y 2).

En 1988 el geofísico alemán H. Heinrich descubrió una sucesión de niveles arenosos acumulados en una meseta submarina del golfo de Vizcaya, que posteriormente en los años 1992-1993 comprobó que correspondían con los sedimentos originados a partir de una serie de deshielos de enorme amplitud que se produjeron en los casquetes polares del hemisferio norte. Cada uno de estos masivos deshielos, con sus sedimentos correspondientes (*IRD*), dio lugar a una gran invasión de icebergs en el Atlántico Norte, produciéndose en la zona un aumento de agua dulce y fría con una importante alteración de las corrientes oceánicas cálidas de *Gulf Stream*. Durante este proceso se produce un enfriamiento generalizado de las temperaturas de la zona con importante repercusión en Europa. Con posterioridad a su desarrollo tiene lugar un aumento brusco de la temperatura del agua oceánica y del aire, atemperando notablemente el clima europeo (oscilación D/O).

Estos fenómenos de descarga masiva de hielo, denominados *eventos Heinrich (EH)*, inician a determinadas oscilaciones Dansgaard/Oeschger, que por ser de mayor cuantía y estar mucho mejor delimitados en el tiempo por sus

correspondientes señales sedimentarias en los fondos marinos del Atlántico Norte (Bond y Lotti, 1995; Broecker, 1994, 1996; Cortijo *et al.*, 2000; Chapman *et al.*, 2000; Kerr, 1993; Heinrich, 1988; Labeyrie y Jouzel, 1999; Paillard y Labeyrie, 1994), pueden servirnos en la ubicación temporal de los cambios climáticos más importantes y generales acaecidos en Europa durante el Paleolítico (Figs. 1 y 2).

Parece existir cierta relación entre la producción de estos eventos Heinrich con el resto de las oscilaciones Dansgaard/Oeschger, formando los llamados *ciclos Bond* (Bond *et al.*, 1993; Bond y Lotti, 1995), es decir, que estas oscilaciones climáticas se agrupan en ciclos que vienen a producirse cada 7.000/10.000 años. Dentro de estos ciclos se producen diversas alteraciones climáticas Dansgaard/Oeschger de menor cuantía, en cuyos periodos cálidos no se desprenden al mar todo el hielo acumulado, el cual se va progresivamente acumulando hasta producirse una descarga masiva del mismo al océano, dando lugar al evento Heinrich con un máximo de frío en el ambiente y un aumento significativo de los detritus acarreados (*IRD*) por ese hielo derretido en los sedimentos marinos. Con posterioridad se producirá un calentamiento de la superficie del mar con importantes repercusiones climáticas en Europa (Figs. 1 y 2).

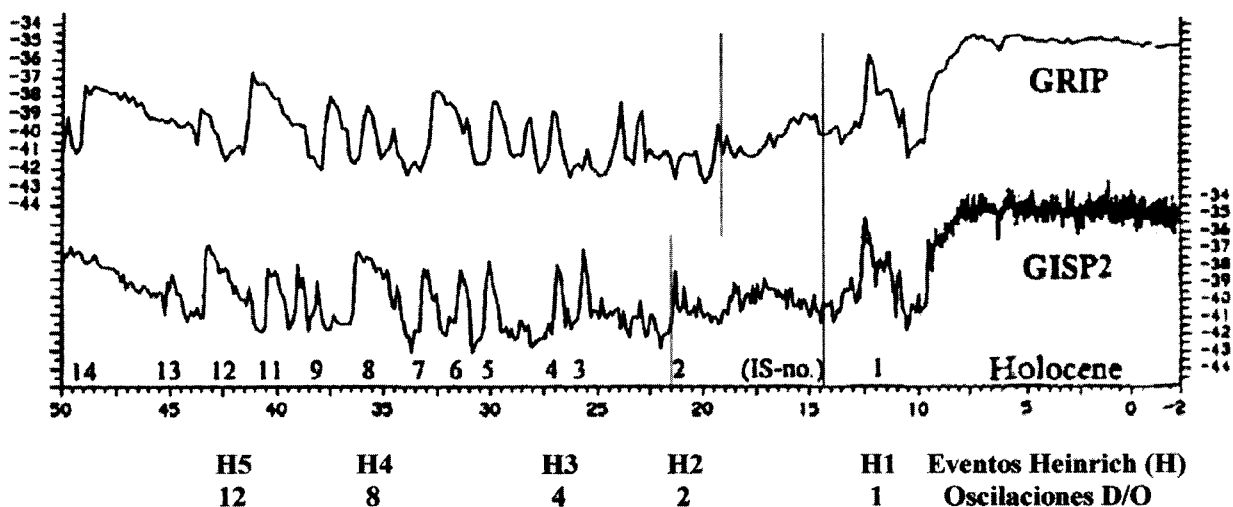


FIG. 2. Se aprecia la diferente escala temporal en los dos núcleos de hielo, el GRIP (Dansgaard *et al.*, 1993) y el GISP2 (Grootes *et al.*, 1993). La desviación se inicia sobre el 14 000 BP, volviendo a encontrarse sobre el 55 000 BP. Igualmente se aprecia la diferente datación del D/O 2 (EH 2) o interestadial Laugerie (Jöris y Weninger, 1998).

La realización de las escalas temporales de los núcleos de hielo de Groenlandia parece fácil, pues se trata de ir contando los sucesivos estratos que se han ido formando cada año con la nieve caída durante el mismo, pero según aumenta la profundidad de la muestra, más difícil es su correcta identificación y cuantificación, por lo que es necesario acudir a otros elementos existentes en los sedimentos de hielo que tengan a su vez un ritmo estacional bien marcado y nos puedan servir de criterio de datación, como son el polvo y diversos elementos químicos entre los que destacan el calcio, los nitratos y el amonio, ^{14}C incluido en el CO_2 , o incluso factores físicos como la conductividad eléctrica. El diferente método utilizado ha dado lugar a escalas cronológicas diferentes para un mismo núcleo de hielo (GRIP ss09, estratigráfico, ss09sea, etc.) (Johnsen *et al.*, 2001).

Con la integración de todos estos datos se ha alcanzado una precisión importante, donde sólo se aprecian errores de 60 años para una cronología de unos 10.000 años, de 800 para 20.000 años y de ± 2.000 años sobre una cronología de unos 40.000 años (Jouzel *et al.*, 1994), aunque otros autores indican un margen de error mayor que sobre los 40 000 BP podría llegar al 10% (Alley y Bender, 1998).

Debido a estos márgenes de errores y a ciertas diferencias observadas en la formación sedimentaria de los dos núcleos de hielo más utilizados (GRIP ss09 y GISP2), surgen algunos problemas en su comparación temporal de los cambios climáticos europeos. Las escalas temporales de estos núcleos de hielo obtenidos en Groenlandia, entre los que existe una distancia de tan sólo 28 kilómetros, presentan una diferencia de años importante, sobre todo a partir del 14 000 BP, durante todo el periodo del Würm reciente y parte del antiguo, aunque sobre el 55 000 BP vuelven a presentar fechas más homogéneas. Durante este periodo existen ciertas desviaciones en algunas extensiones cronológicas de aproximadamente unos 3.000 años (Jörís y Weninger, 1998) (Fig. 2).

Un punto de comprobación bien documentado y que permite resaltar esta diferencia, corresponde a la datación del interestadial de Laugerie (D/O 2). Existen dataciones calibradas

efectuadas por medio de la datación de los corales obtenidas por los dos métodos (^{14}C y U/Th). Las fechas se sitúan en el 23 450-22 100 BP (Bard *et al.*, 1993), correspondiendo con notable precisión con la datación del GISP2 de 23 500-22 100 BP, mientras que los datos aportados por el GRIP difieren sustancialmente al ofrecer una cronología de 21 500-20 000 BP (Fig. 2).

1.2. El glaciario durante el Paleolítico Superior

En este periodo los fenómenos glaciares parecen ser los exponentes más representativos de los cambios climáticos, estando muy relacionados con las variaciones de temperatura que se produjeron durante este periodo cultural del Pleistoceno Superior.

En los años veinte y treinta M. Milankovitch investigó las pequeñas variaciones de la órbita terrestre correspondientes con la inclinación y precesión del eje de rotación y la excentricidad de la órbita alrededor del Sol, viendo cómo se producían variaciones de la intensidad de la luz solar.

Estas alteraciones astronómicas podían explicar la producción de diversos cambios climáticos que se producían con cierta regularidad cada 26.000, 41.000 y 100.000 años. Sin embargo, la relación de las alteraciones que aparecen en la órbita terrestre con la formación de los periodos glaciares no ha podido ser demostrada hasta fechas muy recientes, tal vez por la dificultad práctica de su adaptación a los cambios climáticos observados en la superficie terrestre (Alley y Bender, 1998).

Recientemente hemos conocido que los fenómenos de glaciario están relacionados con la globalización de los efectos de determinados procesos de la corteza terrestre, como son las corrientes oceánicas, la propia dinámica de los casquetes polares y las alteraciones orbitales expuestas por Milankovitch.

En este sentido, la alteración de la temperatura y la concentración de sal que las corrientes oceánicas transportaban, debían de estar muy relacionadas con los diversos cambios que tuvieron lugar en épocas pasadas. En el océano

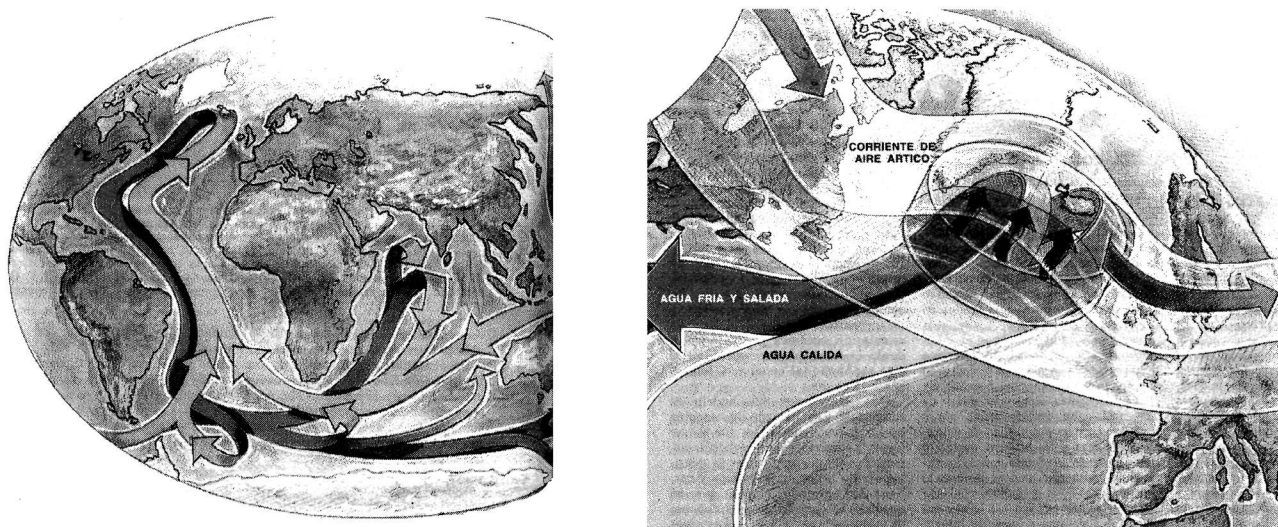


FIG. 3. En la figura de la izquierda vemos cómo el agua cálida ecuatorial es transportada al norte, donde cediendo el calor atempera el clima de esas latitudes, una vez enfriada retorna hacia el sur, mientras que en la derecha se aprecia cómo el calor de estas aguas calienta el aire ártico y el oeste de Europa (Broecker, 1996).

Atlántico las corrientes superficiales calentadas en el Ecuador (*Gulf Stream*) se desplazan hacia el norte, llegando a la vecindad de Europa septentrional y Groenlandia, donde el aire ártico las enfría cediendo calor al medio ambiente; el agua fría al ser más densa se sumerge formando una corriente profunda que recorre el Atlántico en dirección sur hasta el océano Glaciar Antártico, produciéndose un fenómeno sincrónico pero opuesto en el hemisferio sur. El calor que ceden estas aguas cálidas en el Atlántico Norte es una de las causas principales del clima templado que presenta Europa a pesar de su latitud (Fig. 3).

Durante los periodos glaciares la gran cantidad de hielo existente en las latitudes correspondientes al norte de Europa impedía el acceso de las aguas ecuatoriales a estas zonas geográficas y, por tanto, la cesión del calor que llevaban a esas latitudes, con lo que se favorecía la persistencia de temperaturas bajas y el mayor desarrollo de un clima glaciar. Por el contrario, si no existían impedimentos al avance de las corrientes oceánicas templadas, éstas pueden ceder el calor que transportan favoreciendo la producción de climas más templados. La alternancia de estas formas climáticas corresponde a las

oscilaciones Dansgaard/Oeschger ya estudiadas (Figs. 1, 2 y 4), las cuales han podido ser analizada en los sedimentos marinos y en los núcleos de hielo polares (Broecker, 1996; Jouzel, *et al.*, 1994).

Las variaciones de temperatura acaecidas en las latitudes altas del hemisferio norte tuvieron una repercusión importante en el resto del planeta (Alley y Bender, 1998; Broecker, 1996; Bender *et al.*, 1994; Jouzel *et al.*, 1994; Lorius, 2000; Vidal *et al.*, 1999). Sin embargo, su repercusión no debió de ser igual en todas las zonas geográficas, pues hay que tener en cuenta que el clima es el resultado de la interacción de diversos parámetros, siendo fácil encontrar notables diferencias en lugares de relativa proximidad geográfica, debido a los numerosos e importantes condicionantes climáticos de carácter netamente local.

Podemos observar repercusiones de carácter general en la comparación de los registros de los núcleos de hielo de Groenlandia (GRIP y GISP2) y la Antártida (Vostok) con otros obtenidos en los sedimentos de zonas lacustres, como el lago Tulane en Florida (Grimm *et al.*, 1993) y numerosos sondeos oceánicos realizados en lugares variados y lejanos del planeta, como son los

realizados en océano Atlántico al sur del Ecuador (Bard *et al.*, 2000; Vidal *et al.*, 1999), en el Mediterráneo (Sánchez Goñi *et al.*, 2002) y el mar de Arabia (Leuschner y Sirocko, 2000).

Un hecho que confirma tal afirmación consiste en la variación de metano (CH_4) y anhídrido carbónico (CO_2) observado en varios registros. Durante los periodos cálidos se produce un aumento de metano atmosférico producido en las zonas lacustres y cálidas, el cual es registrado en los correspondientes niveles temporales de los núcleos de hielo polares, de igual forma, pero en sentido contrario, el metano disminuye en los periodos fríos, estableciéndose una correlación bastante definida entre los cambios de la concentración de metano y las oscilaciones de temperatura observadas en los hielos polares (Bender *et al.*, 1994; Blunier *et al.*, 1998, 2001; Chappellaz *et al.*, 1993) (Fig. 4).

Existen ciertos aspectos que hay que matizar respecto a esta globalización, pues la producción de oscilaciones térmicas registradas en la Antártida no tiene patrones temporales ni estructurales idénticos a los producidos en Groenlandia. Distinguimos los siguientes hechos:

- En los últimos 90.000 años los cambios de temperatura en la Antártida se producen con incrementos graduales, en oposición a los cambios bruscos de la misma que tienen lugar en Groenlandia, de igual modo estos aumentos en el hemisferio sur suelen acabar cuando se produce el aumento brusco de los correspondientes del hemisferio norte (Fig. 4) (Blunier *et al.*, 2001).
- Se aprecia cierta asimetría en la realización de las oscilaciones entre los dos hemisferios, al producirse cierto adelantamiento en el inicio

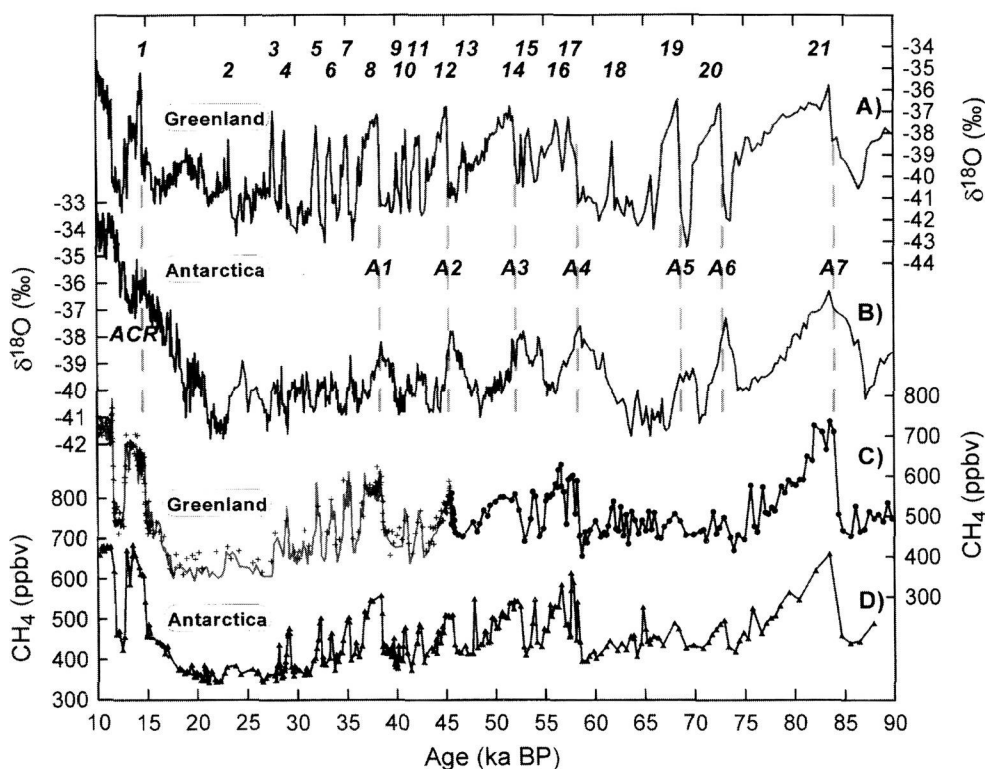


FIG. 4. Muestra la relación existente entre el metano producido en las zonas cálidas y su acumulación en los registros polares. Igualmente permite apreciar las diferentes características de producción entre las oscilaciones entre ambos núcleos polares (Blunier *et al.*, 2001; Chappellaz *et al.*, 1993).

del calentamiento, que por otra parte no es tan brusco en el cono sur, de unos 1.500-3.000 años (Fig. 4) (Blunier *et al.*, 2001).

- El número de oscilaciones D/O en este periodo es menor en la Antártida, pues sólo llegan a nueve (Fig. 4) (Bender *et al.*, 1994).
- La intensidad del cambio de temperatura registrado en los núcleos de la Antártida tiende a ser mucho más pequeña, llegando en algunos casos a ser sólo la décima parte de la intensidad de cambio registrado en los núcleos de Groenlandia (Fig. 4) (Schulz, 2002).

Todos estos datos nos dan una idea de la complejidad del clima en el pasado, aunque es necesario destacar la íntima e importante relación existente entre los procesos climáticos ocurridos en las diversas partes del planeta y la producción de las oscilaciones D/O, entre las que destacan por su mayor amplitud las relacionadas con los EH, sobre todo en el hemisferio norte.

No obstante, tales afirmaciones nos plantean dos problemas, primero su correcta ubicación temporal y su relación cronológica con los sucesos acaecidos en el continente europeo, y segundo la repercusión efectiva que pudieran tener en Europa.

2. El problema de las dataciones

El descubrimiento y uso de los métodos de datación absoluta basados en la radiactividad atómica representó un importante avance en la ubicación temporal de los acontecimientos prehistóricos. La utilización del ^{14}C a finales de los años cuarenta por W. F. Libby significó el inicio de un nuevo y trascendental camino sobre la cronología de la conducta humana.

En el periodo correspondiente al Paleolítico Superior se han utilizado fundamentalmente dos tipos de isótopos radiactivos, ambos muy mejorados en la actualidad gracias a los avances tecnológicos del momento.

El más usado corresponde al ^{14}C , el cual, gracias al método de Espectrometría de Acelerador de Partículas (AMS), permite en la actualidad obtener datos cronológicos a partir de una

muestra muy pequeña (1 a 5 miligramos), disminuyendo sustancialmente el riesgo de contaminación, estrechando sustancialmente el margen de error de la datación y dando un carácter más homogéneo al conjunto de dataciones realizadas bajo este método.

El sistema que utiliza diversas series del Uranio, fundamentalmente uranio-torio ($^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$), presenta una gran precisión cronológica al usar el método de la Espectrometría de Masas por Termoionización (TIMS), pues se logran errores de tan sólo 1.000 años en fechas de 100.000 (Bard, 1999). Estos isótopos se encuentran en la calcita depositada en los corales marinos y en las formaciones calcáreas de las cuevas (espeleotemas: estalactitas, estalagmitas y costras estalagmíticas). En general, las fechas obtenidas por el método del U/Th son varios milenios más antiguas que las efectuadas por el ^{14}C , calculándose entre 3.000 y 5.000 años dentro del rango de los 40 000 BP (Bard, 1999).

En el análisis de las cuestiones relacionadas con la cronología y las variaciones climáticas, el uso casi exclusivo del ^{14}C plantea dos tipos de problemas que siempre hay que tener en cuenta. Primero, sería la falta de calibración de los datos radiocarbónicos, por lo que deberíamos de reseñarlos como dataciones no calibradas (BP); mientras que el segundo correspondería al uso de dataciones ^{14}C realizadas por métodos tradicionales, no por AMS, en los que la posibilidad de contaminación y de error es mucho mayor.

Paralelamente, se echa en falta la existencia de una escala temporal de rango general y fiable que pueda servirnos como marco de referencia de las variaciones climáticas que encontramos en los yacimientos arqueológicos.

Todo esto nos obliga a realizar intentos de aproximación teórica que nos pueda ayudar en una mejor comprensión de los trabajos arqueológicos, pudiendo reducirse a dos: calibración de los datos radiocarbónicos y la elección de un núcleo de hielo polar determinado con el que poder ubicar y comparar las dataciones encontradas.

2.1. Calibración radiométrica

El descubrimiento de que los niveles de ^{14}C atmosféricos no son constantes a lo largo del

transcurso del tiempo pone en duda la exactitud de las mediciones temporales realizadas por este método, por lo que para su mejor exactitud necesitan de una calibración que pueda subsanar estas alteraciones atmosféricas de su tasa histórica. Para tal fin, el método usado consiste en establecer una comparación entre dos edades cronológicas obtenidas sobre el mismo objeto, una corresponde al método del ^{14}C y otra determinada por medio de una técnica más precisa. Esto pudo realizarse hasta la fecha de 11 885 BP (Kromer y Spurk, 1998) gracias a la dendrocronología, ciencia que permite realizar una datación verdadera o de años de calendario en función del estudio del crecimiento anual de los anillos de los árboles, comparándola con la datación radiocarbónica de la misma madera fosilizada.

Para dataciones más antiguas se han utilizado otros medios de calibración de las fechas radiocarbónicas, al compararlas con las medidas cronológicas obtenidas por el método U/Th de los corales de las islas de La Barbade, de Mururoa, de Tahití y de Nueva Guinea, donde los sedimentos calcáreos más antiguos permitían realizar dataciones por las dos formas (^{14}C y U/Th). Las comparaciones de estos dos métodos mostraban claramente una divergencia progresiva, siendo las correspondientes al ^{14}C más jóvenes. Para las calibraciones menores de 10 000 BP se confirma el paulatino aumento de diferencia de años existente entre la dendrocronología y el método radiocarbónico, que llega a los 1.000 años para el límite del conteo de anillos de los árboles.

Así, se pudo alargar aceptablemente la calibración de las dataciones radiocarbónicas hasta el 23 950 BP, al existir un número de comparación de dataciones adecuado (Bard, 1999; Bard *et al.*, 1998, 1993). Por tanto, existe un consenso sobre las fechas del ^{14}C hasta el 24 000 BP cuyas cifras calibradas se han registrado en el programa INT-CAL98 (Stuiver *et al.*, 1998), en el cual existe un número determinado de dataciones radiocarbónicas calibradas entre las que hay que interpolar las dataciones que queremos calibrar.

Según nos acercamos a su límite de antigüedad el número de calibraciones obtenidas disminuye sustancialmente, lo que hace que en este extremo las interpolaciones se realicen

sobre márgenes de mayor amplitud, ofreciendo cierta merma en su exactitud. En este sentido, las fechas más antiguas de 30 230 BP y de 41 100 BP sólo se admiten con un carácter de preliminar, ante la escasez de muestras comparativas (Jöris y Weninger, 1998) (Fig. 6).

En los intentos de poder calibrar adecuadamente el rango existente entre el límite de los corales y el de la propia técnica radiométrica, se están utilizando dataciones de ^{14}C (AMS) de los sedimentos lacustres, terrestres, marinos y polares, donde es posible conocer la edad cronológica por otros medios analíticos, como el simple conteo de sus capas anuales sedimentarias o diversas aplicaciones físico/químicas, ofreciendo nuevas vías de calibración del ^{14}C hasta fechas de 45 000 BP.

Respecto de los sedimentos lacustres destaca el estudio del lago Suigetsu en Japón, donde se intenta calibrar las fechas radiocarbónicas hasta el 45 000 BP. En este lugar se han contado las varvas anuales hasta el 37 930 BP (edad de calendario), obteniendo además unas 250 dataciones de ^{14}C AMS (edad ^{14}C) que son el fundamento de la comparación cronológica. Para fechas más antiguas de las obtenidas directamente por conteo, se realiza una interpolación basada en la aparente sedimentación constante hasta el 45 000 BP. Los errores de conteo se estiman en un 1,5%, lo que ofrece para la fecha de 30 000 BP unos 437 años (Kitagawa y Van der Plicht, 1998a, 1998b) (Fig. 5).

Sin embargo, los mismos autores del estudio reconocen que puede existir un lapso temporal en la secuencia de las varvas, cuyo valor se sitúa en 1.930 años y que habría que aumentar a partir del 30 000 BP en el resto de la secuencia de los datos comparativos del lago Suigetsu. Esta alteración fundamentada en la comparación con el núcleo marino PS2644, donde se aprecian datos radiocarbónicos muy similares hasta esa fecha, pero a partir de la misma difieren sistemáticamente en cerca de 2.000 años (Jöris y Weninger, 1999) (Fig. 6). Otro dato que parece comprobar la necesidad de añadir estos años se desprende de la última datación de los corales (Bard *et al.*, 1998), que para una fecha de $41\,100 \pm 500$ BP U/Th corresponde la ofrecida por ^{14}C AMS de $35\,600 \pm 920$ BP ofreciendo una diferencia

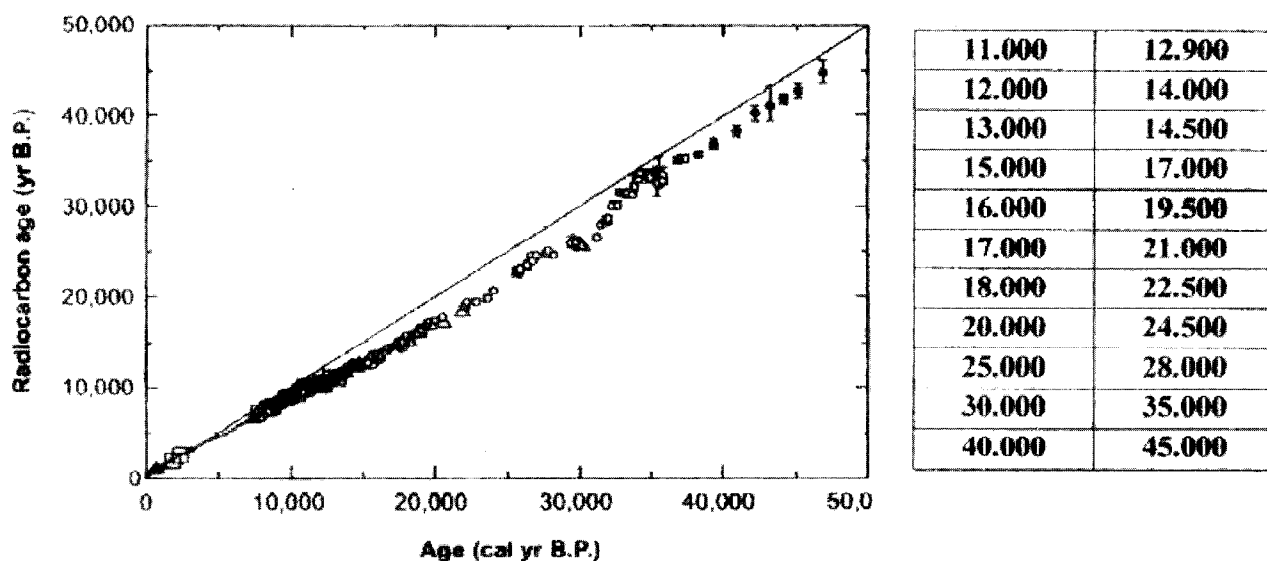


FIG. 5. Vemos la correlación encontrada en el lago Suigetsu entre las fechas obtenidas por ^{14}C AMS (BP) y las correspondientes obtenidas por el conteo de las capas sedimentadas hasta el 37930 y la interpolación en los años finales (cal. BP) (Kitagawa y Van der Plicht, 1998a, b).

de alrededor de 5.000 años (propia de la diferencia de dataciones ^{14}C y U/Th en el rango de los 40.000 años), que habría que corregir en los datos aportados por la sedimentación del lago Suigetsu, pues para estas fechas sólo ofrece la diferencia de 3.000 años (Jöris y Weninger, 1996).

Van Andel (1998) basándose en extrapolaciones geomagnéticas de las alteraciones registradas del campo magnético terrestre, ya usadas por C. A. Laj (Laj *et al.*, 1996), ha construido una curva de calibración de los datos radiométricos del final del último glaciar. Su fiabilidad fue puesta en duda por Van der Plicht (1999), aunque otros autores no la consideran necesariamente errónea pues se encuentra situada entre los valores medios obtenidos por otras escalas temporales (lago Suigetsu, núcleos marinos PS2644, V23-81, DSDP-609 y ODP-644, junto con la cronología U/Th de los corales), aunque sí se aprecia una desviación asimétrica en los periodos más antiguos (Jöris y Weninger, 1998) (Fig. 6). De igual manera se aprecia en los datos del núcleo PS2644 una confirmación del modelo geomagnético sobre los cambios atmosféricos del

^{14}C (Laj *et al.*, 1996), aunque se considera que debe continuarse los estudios al respecto (Voelker *et al.*, 1998).

Podemos apreciar que en todos los estudios existe un paulatino aumento de años según se producen las calibraciones y nos acercamos a los límites de la técnica del ^{14}C obtenida por el método AMS, lo que parece indicar la certeza del fenómeno, pero aún no es posible establecer una precisión absoluta. La dificultad del análisis de tales procesos hace suponer que la exactitud en la calibración (cal.) cronológica sólo puede hacerse en el Holoceno y los últimos años del Pleistoceno superior, mientras que para el resto de las edades radiocarbónicas (25-45 000 BP) hay que diseñar escalas temporales integradas por la suma de datos de diversas fuentes, logrando con ello una conversión (con.) de los datos ^{14}C AMS a una edad de calendario muy aproximada, pues en la actualidad no puede ser tan exacta como en la calibración (Jöris y Weninger, 1996).

Existen importantes estudios de síntesis enfocados en lograr una calibración/conversión de los datos radiocarbónicos a edades reales, donde tal

hecho parece ser una cuestión de sincronización e integración de las diferentes escalas temporales que ofrecen conjuntos de datos ya disponibles (Bond *et al.*, 1993; Jöris y Weninger, 1996, 1998; Kitagawa y Van der Plicht, 1998 y Voelker *et al.*, 1998).

En este sentido, recientemente se ha podido elaborar un programa informático que nos permite poder establecer una curva de calibración/conversión de las dataciones ¹⁴C (AMS) usando todos los parámetros anteriormente utilizados, así como poder compararla con las diversas escalas temporales que nos ofrecen los diferentes núcleos polares desarrollados hasta la actualidad. El programa CalPal (versión 2003) (Weninger *et al.*, 2003) puede representar una herramienta importante para lograr la mayor precisión de los trabajos arqueológicos de este periodo, hasta que los sucesivos problemas ya planteados vayan solucionándose con mayor exactitud.

El programa se basa en la utilización de diversas bases de datos para poder realizar tres

grupos de síntesis, las cuales son utilizadas para diferentes periodos de la escala de las edades radiométricas.

1º. Calibración hasta 11 905 cal. 2.000, por medio de los datos de dendrocronología ubicados en el INTCAL98.

2º. Desde el 11 905 al 14 805 cal. 2.000. Añadiendo a lo anterior los datos correspondientes al periodo del GRIP ($\delta^{18}\text{O}$ modulación. Los datos aportados por el U/Th en los corales marinos y las varvas del núcleo marino de Cariaco Basin (Hughen *et al.*, 1998), que ofrecen una comprobación reciente y ponen a prueba la escala temporal del GISP2 para este periodo, acercándose más a las cronologías obtenidas el método U/Th.

3º. Desde el 14 805 hasta el 53 300 cal. 2.000, por medio de añadir a los datos anteriores los aportados por el U/Th en los corales marinos, el uso de los datos del lago Suigetsu, al que se añaden 2.000 años más allá del 30 000 BP, así como diversos datos de los núcleos marinos V23-81, DSDP-609, PS2644 y ODP-644.

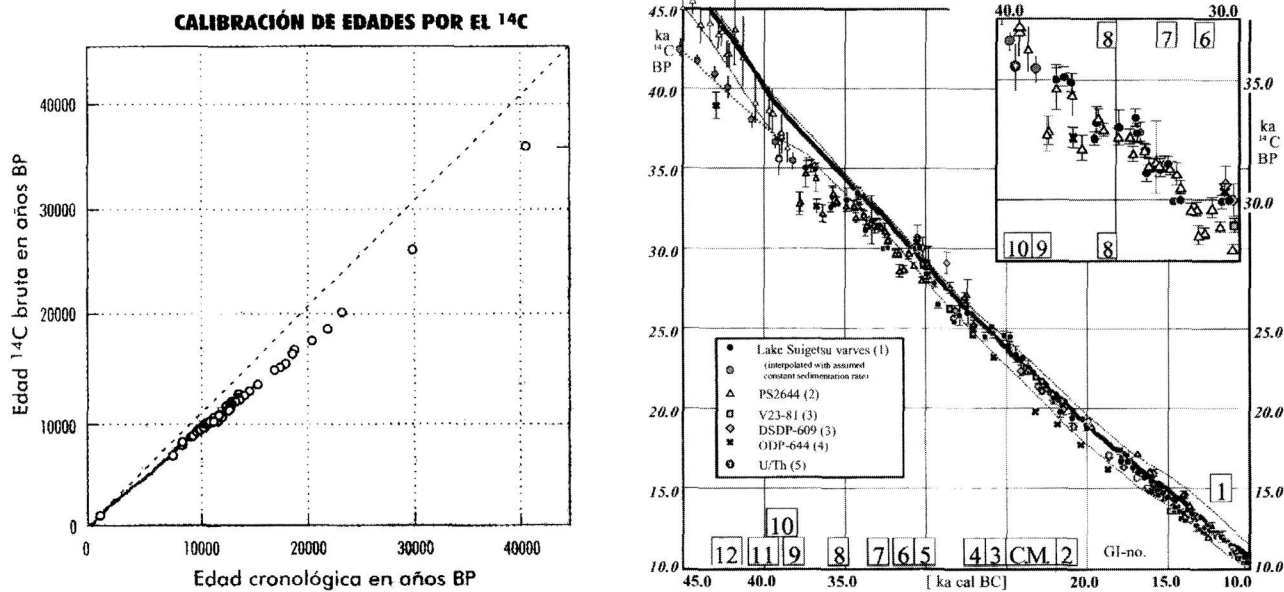


FIG. 6. La figura de la izquierda muestra la correspondencia entre las edades de los corales del Pacífico obtenidas por los métodos ¹⁴C AMS y U/Th TIMS (Bard, 1999; Bard *et al.*, 1998, 1993). A la derecha se aprecia la correlación entre diversas escalas temporales obtenidas de sedimentos lacustres (lago Suigetsu, núcleos marinos PS2644, V23-81, DSDP-609 y ODP-644) y la calibración obtenida por Van Andel por medio de medidas geomagnéticas (línea continua gruesa) (Jöris y Weninger, 1996, 1998).

Para fechas posteriores al 55 000 BP se calibran por medio de la sincronización del núcleo polar de Vostok, el GISP2 y la curva de alta resolución de los orbitales de los isótopos del oxígeno del SPECMAP (Martinson *et al.*, 1987).

El programa nos permite calibrar/convertir las fechas radiocarbónicas de todo el periodo en

estudio y compararlas con las diferentes curvas que poseemos de los núcleos de hielo polares, es decir, con las oscilaciones climáticas que en ellas se registran (Fig. 7).

De todas maneras a la hora de realizar cualquier trabajo dentro de estos periodos, es obligado indicar siempre el uso de la calibración o

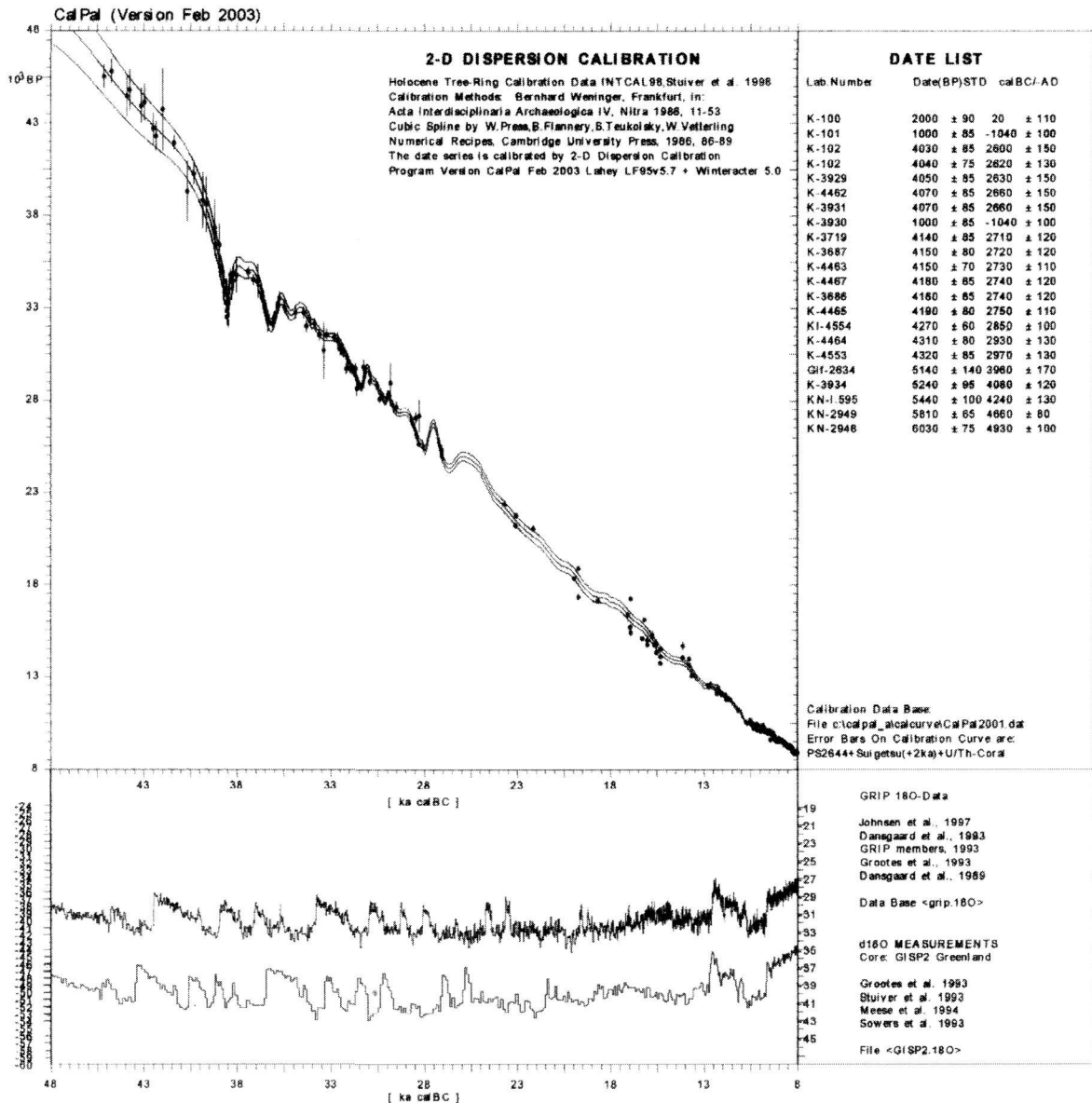


FIG. 7. Observamos la calibración/conversión realizada por el programa PalCal entre los años 50 000-10 000 BP. Se compara con las dos curvas isotópicas del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$) del GRIP (curva superior) y del GISP2 (curva inferior) (Weninger *et al.*, 2003).

conversión con la que estamos trabajando, lo que le da un carácter de eventualidad importante e indica claramente la necesidad de proseguir indagando en esta nueva vía metodológica (Jöris y Weninger, 1996, 1998; Weissmüller, 1997).

2.2. Elección de un núcleo de hielo polar como referencia climática y temporal

Recientes estudios sobre los espeleotemas (*Speleothems*) basados en el análisis de los elementos de la serie uranio (U/Th-TIMS) que contienen las continuas acumulaciones de calcita de las formaciones kársticas han permitido obtener dataciones muy precisas sobre la formación de este tipo de sedimento. Paralelamente se pueden analizar las concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$, lo que nos indicaría la temperatura del medio y periodo en que se formó esa parte de la formación estalagmática.

En la cueva de Villars (SW de Francia) se han realizado estudios con estos métodos (Genty

et al., 2003) abarcando un periodo situado entre el 83 000 y 32 000 BP. La forma y la datación de la curva obtenida podemos compararla con las correspondientes de los núcleos polares (Fig. 8), apreciando que las dataciones cronológicas e incluso la forma de las variaciones de temperatura se ajustan más a las evidenciadas por el GISP2.

Conocemos las diferencias existentes entre los dos núcleos polares GRIP y GISP2 (Fig. 2), lo que hace necesario elegir aquella que mejor se ajuste con los datos aportados por otras escalas temporales. Por tanto, a la hora de escoger una u otra curva como referencia de los fenómenos climáticos y arqueológicos que caracterizaron al Paleolítico Superior, es necesario tener en cuenta los siguientes argumentos:

- Los valores de calibración del ^{14}C AMS por medio de los corales y su extrapolación hasta los 40 000 BP (Bard, 1999; Bard *et al.*, 1998, 1993).

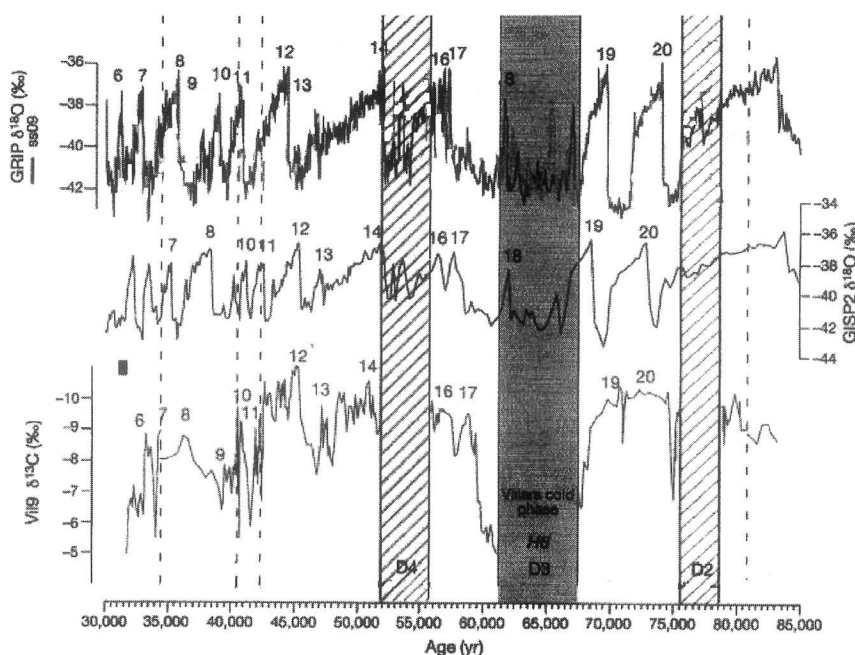


FIG. 8. Se comparan tres tipos de curvas isotópicas, las correspondientes a los núcleos polares $\delta^{18}\text{O}$ (GRIP y GISP2), con la obtenida en la cueva de Villars ($\delta^{13}\text{C}$) por medio del análisis del U/Th TIMS de la calcita estalagmática (Genty *et al.*, 2003). Las líneas verticales discontinuas son el ^{10}Be .

- Los datos aportados por la sedimentación del lago Suigetsu, con el aumento de 2.000 años a partir de los 30 000 BP (Kitagawa y Van der Plicht, 1997 y 1998).
- Los estudios de Van Andel (1998) sobre la corrección del carbono atmosférico en función de los datos geomagnéticos, los cuales van por el mismo camino de los ofrecidos por otros autores respecto de la conversión de los datos ^{14}C AMS (Jöris y Weninger, 2000).
- La comparación de los valores temporales de los núcleos marinos (PS2644, V23-31, DSDP-609 y ODP-644) a los ofrecidos por los núcleos de hielo (Jöris y Weninger, 1998; Voelker *et al.*, 1998).
- El uso de los datos calibrados del U/Th de los espeleotemas que, al igual que en la calibración de los corales, ofrecen dataciones mucho más exactas que las radiocarbónicas (Genty *et al.*, 2003).
- La existencia de procesos naturales con carácter puntual pero bien conocidos en el momento de su producción, los cuales nos permiten comparar las curvas de las escalas temporales con los mismos. Un ejemplo es la cronología del ^{10}Be registrado en los núcleos polares y en VIL9, donde la existencia de una elevación de su registro correspondiente a la D/O 10 se data entre el 40 400-41 500, estando más cerca de las cronologías del GISP2 (40 600-41 400) que del GRIP (37 300-38 200) (Fig. 8).

Todo ello nos lleva a valorar los datos ofrecidos por el GISP2 como la escala temporal que mejor se ajusta a la calibración/conversión (dependiendo de la parte de la misma que se trate) que tenemos hasta el presente (Jöris y Weninger, 1996, 1998). No obstante, al conocerse las diferencias que existen en las diversas curvas, podemos utilizar cualquiera de ellas con la precisa identificación de su procedencia teórica.

3. Paleoclimatología del SW de Europa en el Würm reciente

En la actualidad, la configuración climática de los periodos que componen el registro paleoantropológico puede conocerse de una forma general gracias al desarrollo de la paleoclimatología,

ciencia que, pese a las limitaciones propias que tales estudios presentan, está ofreciendo notables avances en su desarrollo.

El método más utilizado para poder rastrear estas variaciones climáticas ocurridas en determinadas regiones geográficas, sigue siendo el análisis polínico de los sedimentos formados durante esa época, pues se supone que la vegetación que produjo la acumulación de tal polen debe de ser un fiel reflejo del clima en el que pudo desarrollarse.

La aplicación de los datos polínicos de una excavación arqueológica como fuente auxiliar del estudio del yacimiento es tan antigua como el propio análisis polínico (Davis, 1990), pero existe una serie de argumentos que, en opinión de algunos autores, limitan en cierta medida la precisión de sus conclusiones (Carrión *et al.*, 2000):

- La carencia de un bagaje experimental que permita homologar las secuencias de los yacimientos arqueológicos con otros depósitos más genéricos o globales, lo que hasta hace pocos años no ha sido posible.
- Las características específicas de los yacimientos que por sus propias particularidades estructurales, situación y tamaño, presentan una sedimentación alterada tanto por los agentes climáticos locales como por la acción humana. Estos conceptos pueden aclarar la gran dificultad existente para la realización de una correcta interpretación, pues pueden faltar o estar escasamente representadas situaciones climáticas generales más o menos importantes en algunos estratos, mientras que en otros pueden manifestarse excesivamente fenómenos climáticos de menor cuantía, pero alterados por la propia acción humana.
- La existencia de procesos post-deposicionales que alteren los datos y sean de muy difícil conocimiento.
- Una interpretación demasiado rigurosa, sin tener en cuenta los apartados anteriores, puede dar lugar a manifestar como alteraciones paleoclimáticas importantes a pequeños cambios de las frecuencias polínicas, dando lugar a la existencia de múltiples interestadios durante el Paleolítico Superior de Europa occidental.
- Parece existir un excesivo recurso a la correlación estratigráfica entre yacimientos, cuando a

veces los datos obtenidos no son susceptibles de la producción de un análisis polínico.

Por tanto, existe una gran dificultad para establecer en los diversos yacimientos arqueológicos perfiles climáticos que tengan un carácter homogéneo entre todos ellos, posiblemente por las propias limitaciones teóricas de la paleoclimatología relacionadas con la interpretación de los estudios polínicos y cronológicos de tales yacimientos.

Un ejemplo puede ser el correspondiente interestadial templado que media entre Würm II y Würm III, denominado como Hengelo-Les Cottes. Su datación dentro de la cronología glacial se sitúa entre 39-36 000 BP dentro del OIS3 de la cronología de los sedimentos marinos (59 000-24 000 BP). Si seguimos las dataciones radiométricas obtenidas en los diversos estudios sedimentarios, la ubicación temporal del Hengelo debe emplearse con un sentido geológico más amplio, que abarca aproximadamente desde 43 000 a 34 000 BP (Kukla y Briskin, 1983; Laville, 1988; Leroi-Gourhan, 1980).

Sin embargo, la cronología de los diferentes yacimientos del sudoeste de Francia son muy dispares, siendo su representación controvertida por su mala representación debido a problemas edáficos y erosivos, tanto en yacimientos kársticos como en formaciones superficiales, pareciendo mejor representado en Europa central. En España sólo se detecta en las Cuevas del Castillo y Morín y el abrigo de La Viña (Hoyos Gómez, 1995).

En el intento de buscar depósitos genéricos y globales que puedan servir de comparación con los datos obtenidos en los yacimientos arqueológicos, los núcleos de hielo de Groenlandia parecen tener un importante papel que jugar en este asunto. No obstante, la diversidad de curvas paleoclimáticas existentes, su diferente escala temporal y la dificultad añadida de la falta de calibración de las dataciones radiométricas, hace que exista una importante confusión en su utilización.

Dentro del mismo ejemplo anterior, en los núcleos polares se aprecian varias oscilaciones D/O dentro de este episodio, que hasta el presente se suponía que era una única unidad llamada Hengelo-Les Cottes, revelando la posibilidad de una mayor complejidad climática durante este periodo (Djindjian *et al.*, 1999). Con la cronología palinológica establecida en la ciudad holandesa de Hengelo (39 000/37 500 BP) parece

corresponder a las dataciones de la oscilación D/O 11 del GRIP (Djindjian *et al.*, 1999), mientras que Dansgaard (1993) lo sitúa en el D/O 12 del mismo núcleo de hielo y Weissmüller (1997) también en el D/O 12 pero del GISP2. Como puede verse la disparidad de criterios, complejidad de análisis y dificultad de interpretación parecen ser la tónica general de estos tipos de problemas.

Estos hechos, junto con los problemas de interpretación cronológica ya estudiados, explican razonablemente los problemas interpretativos que presentan los yacimientos arqueológicos, tanto en el momento de precisar su ubicación temporal como en indicar su situación climática en cada momento.

3.1. *Paleoclimatología y cronología del Paleolítico Superior*

Ya vimos cómo las oscilaciones climáticas que caracterizaron las zonas polares tienen una repercusión importante en nuestro continente, aunque hay que analizar si en todas las zonas tuvieron igual repercusión numérica y el grado de intensidad que las mismas pudieron presentar. Esto representa un problema que hay que añadir a los anteriormente expuestos, pues surge la duda de cuál de las oscilaciones D/O está representada en nuestra estratigrafía y si coincide con las de otros yacimientos.

Parece acertado admitir que el registro climático de los núcleos polares pueda configurar un marco de referencia general, al que poder comparar los datos adquiridos en otros lugares europeos. Por tanto, al tener la seguridad de que tales oscilaciones climáticas se produjeron y repercutieron en Europa, los datos climáticos y polínicos obtenidos en los yacimientos debemos compararlos, no unos con otros de una forma sistemática, sino con algunos de estos núcleos de hielo que nos muestren la totalidad de estas alteraciones climáticas. Consecuencia de tal comparación sería la creación de un perfil climático del yacimiento o de la zona en general, viendo cuáles de estas oscilaciones D/O están solapadas, cuáles se manifestaron y en qué grado de intensidad lo hicieron en nuestro estudio arqueológico.

Para conocer datos referentes a estos problemas se han efectuado diversos sondeos en lugares

específicos con importante estratigrafía, donde se supone que existe una sedimentación lo suficientemente amplia como para permitir una información coherente respecto del clima que existía en el momento de su formación. En la actualidad, además de los tradicionales registros del polen (Padul en España, Les Echets y La Grande Pile en Francia, Tenaghi-Philippon e Ioannina en Grecia) se han realizado algunos sondeos de los fondos marinos, como el MD95-2042 (Sánchez Goñi *et al.*, 2000) y el MD95-2043 (Sánchez Goñi *et al.*, 2002), en sedimentos lacustres como en el lago Grande de Monticchio (Watts *et al.*, 2000) y de los depósitos estalagmáticos

(*spelothems*) en Francia (Genty *et al.*, 2003), los Alpes austriacos (Spötl y Mangini, 2002), Israel (Bar-Matthews *et al.*, 2000; Frumkin *et al.*, 1999) y en la isla de Menorca, España (Vesica *et al.*, 2000), obteniendo en sus estudios resultados diversos.

El desarrollo teórico y práctico de la paleoclimatología permite, cada vez con mayor profundidad, estudiar parámetros climáticos del pasado por medio de nuevas tecnologías. Un ejemplo puede ser la cuantificación de las temperaturas de la superficie del mar donde se generó el sedimento (SST), gracias a los biomarcadores moleculares como el *Alkenone-SST* (índice Uk-37). Este método se basa en los cambios de proporción de un isótopo del carbono en sus versiones de saturación doble o triple dentro de unas determinadas moléculas (cetonas) de algunas algas. Esta variación da lugar a un índice (Uk-37) que estaría en relación con la temperatura del medio en el que vivían las algas *haptoficeas* de la superficie del mar (*E. Huxleyi*).

De los sondeos relacionados con Europa occidental vamos a utilizar los siguientes:

– El mediterráneo MD95-2043 (Sánchez Goñi *et al.*, 2002), con análisis basados en el polen de los sedimentos, IRD, $\delta^{18}\text{O}$ y Uk-37 (SST).

– El atlántico MD95-2042 (Sánchez Goñi *et al.*, 2000), con los datos aportados por el polen, IRD y $\delta^{18}\text{O}$ (plank.).

– El lacustre de Italia del lago Grande de Monticchio (Watts *et al.*, 2000), aportando el estudio sobre el polen y el conteo anual de varvas.

– Los espeleotemas de Villars (Genty *et al.*, 2003), donde se analizan las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$, el $\delta^{13}\text{C}$ y la cronología conocida por medio de la técnica U/Th (TIMS).

Los cuatro se han relacionado con el núcleo de hielo GISP2, que nos servirá como referencia climática y temporal con los eventos Heinrich y oscilaciones Dansgaard/Oeschger asociados al periodo, permitiéndonos orientarnos sobre el diferente grado de incidencia en las diversas zonas europeas (Figs. 9 y 10).

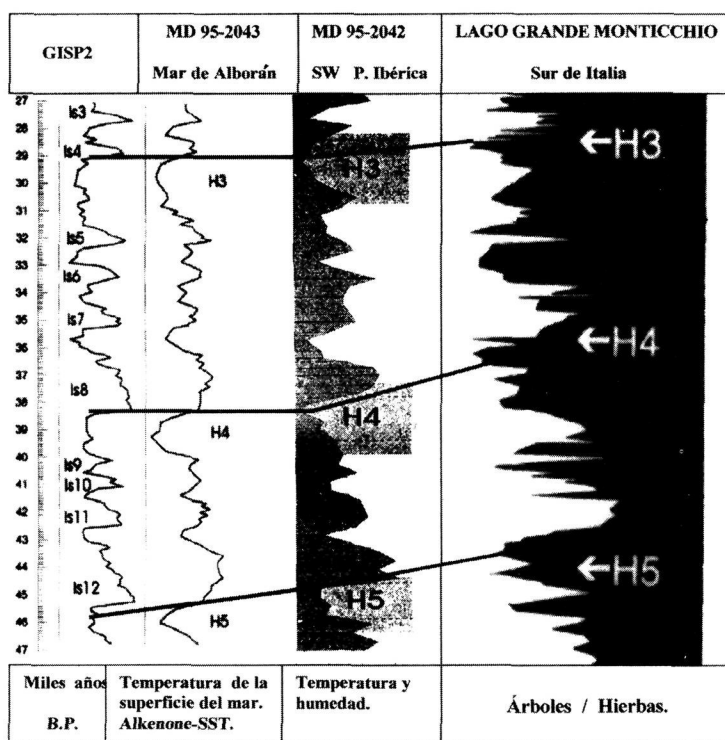


FIG. 9. Comparación del diagrama polínico del lago Grande de Monticchio (Watts *et al.*, 2000) y las curvas de temperatura de los sedimentos marinos MD95-2042 (Sánchez Goñi *et al.*, 2000) y MD95-2043 (Sánchez Goñi *et al.*, 2002) con la escala temporal del GISP2. Se aprecia cómo durante los periodos de calentamiento brusco que siguen a la masiva suelta de hielo glaciar durante un máximo de frío o eventos Heinrich (EH), se produce un aumento de la temperatura y humedad en los núcleos marinos junto con una disminución de plantas esteparias y un aumento de la tasa de polen de árboles respecto de las hierbas, en el sedimento del lago Grande de Monticchio.

De los datos que estos cuatro núcleos nos aportan señalaremos los siguientes:

- Los registros del polen, temperatura superficial del mar Uk-37 (SST), temperatura del aire continental y biomasa vegetal ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de los espeleotemas), los cuales presentan unas oscilaciones con un importante parecido a las que registran los núcleos de hielo polares (Figs. 9 y 10). En este sentido, destacan por su intensidad las oscilaciones relacionadas con los EH 5 y 4.
- Existe cierto retraso en la manifestación continental, pues desde que se produce la alteración climática en el Atlántico Norte y tiene lugar el cambio del ecosistema continental, transcurre un determinado tiempo que no es muy largo. En líneas generales se cifra en unos 150/200 años, sobre la base de la comparación de los cambios detectados en la superficie del mar (SST) y el tiempo en que en esos mismos sedimentos tardan en variar las características del polen y su correspondiente

alteración de la biomasa vegetal (Genty *et al.*, 2003; Sánchez Goñi, 2002).

- En la correlación de los núcleos marinos y lacustres con el GISP2 no tenemos la certeza sobre una cronología idéntica, siendo pues una suposición lógica (Sánchez Goñi, 2002), aunque los datos cronológicos aportados por los espeleotemas de Vil9 basados en la exacta tecnología del U/Th (TIMS) parecen confirmar tal suposición, si bien dentro de la propia limitación de la escala temporal del núcleo polar que usamos.
- Tras los EH más fríos se produce un aumento de la temperatura más amplio, mientras que las oscilaciones D/O siguientes parecen tener menos entidad, siguiendo los modelos de los ciclos Bond ya explicados.

Por tanto, el final de las oscilaciones templadas D/O no tiene por qué acabar con un frío intenso que hiele el suelo, sino continuar con un clima relativamente frío (Genty *et al.*, 2003; Watts *et al.*, 2000). Así, se ha comprobado en

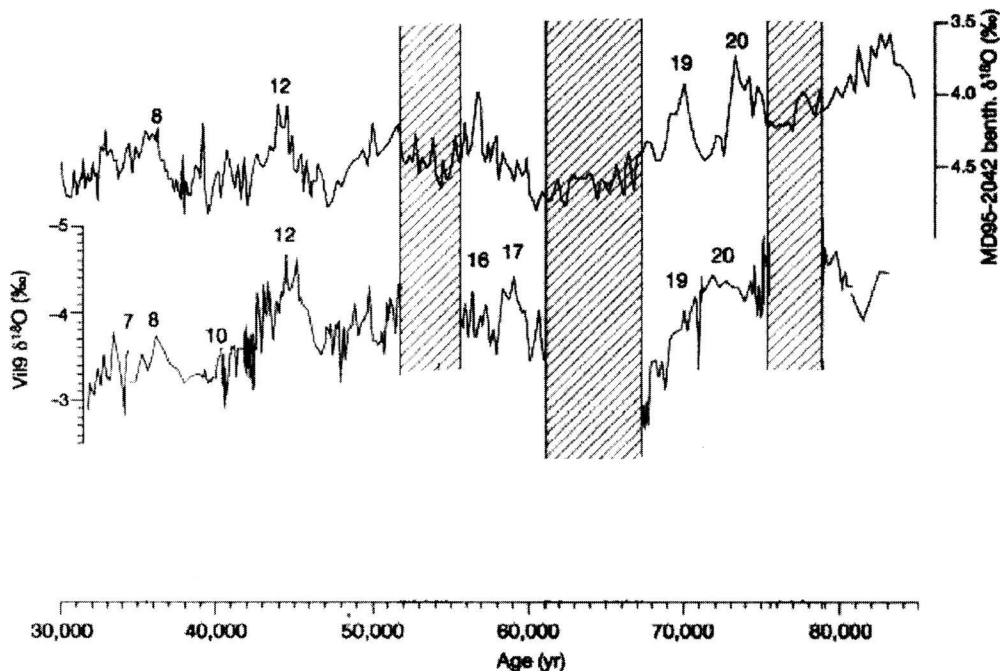


FIG. 10. Pueden apreciarse las comparaciones temporales y variación climática correspondiente a dos lugares diferentes: el núcleo marino MD95-2042 (Sánchez Goñi *et al.*, 2000) y el de las espeleotemas de Vil9 (Genty *et al.*, 2003), ambos con el parámetro $\delta^{18}\text{O}$.

NÚCLEOS	MD95-2042	MD95-2043	MD95-2042	MD95-2043
PARÁMETROS	<i>Temperatura</i>	<i>Temperatura</i>	<i>Precipitaciones</i>	<i>Precipitaciones</i>
EH3	0 °C	2 °C. (?)	400 mm	400 mm (?)
EH4	-1 °C	-8 °C	500 mm	200 mm
EH5	-6 °C	-2 °C	400 mm	200 mm
Otros D/O	-2/2 °C	-3/2 °C	500 mm	600 mm
Interestadales D/O	11/1 °C	8/4 °C	700 mm	700 mm
Zona geográfica	Atlántica.	Mediterránea.	Atlántica	Mediterránea
Periodo actual	5 °C	5 °C	800 mm	600 mm

FIG. 11. Se comparan los diferentes datos climáticos (temperatura y humedad) obtenidos en diferentes periodos en los núcleos marinos mediterráneos MD95-2043 (Sánchez Goñi et al., 2002) y atlántico MD95-2042 (Sánchez Goñi et al., 2000).

el lago Grande de Monticchio y en Vil9 cómo no se ha helado el suelo en profundidad (*permafrost*), permitiendo el crecimiento de la estactita y la más rápida recuperación de la vegetación en la próxima oscilación D/O.

- No todas las oscilaciones tienen la misma repercusión en las diversas zonas geográficas del continente. En este sentido, pueden establecerse algunas diferencias entre el área mediterránea y la zona de influencia atlántica (Sánchez Goñi, 2002), al comparar los datos de ambos núcleos marinos, sobre todo en los EH y las oscilaciones D/O que originan, pues son los que tienen una mayor repercusión climática (Fig. 11).

La mayor diferencia se centra en los distintos valores que registran los EH 4 y 5 en las dos zonas, pues aunque ambas fases climáticas son frías en las dos áreas, el EH 5 es mucho más acusado en la zona atlántica que en la mediterránea, ocurriendo lo contrario en el EH 4. Simultáneamente, la aridez predomina en ambas zonas y en los dos periodos, pues en el área de influencia atlántica sólo alcanza la mitad de precipitaciones que en la actualidad, mientras que en el área mediterránea sólo llega a un tercio de precipitaciones recogidas en el presente.

En los interestadales o fases templadas las temperaturas presentan un intervalo amplio (11/1 °C) en el área atlántica con una media similar a la actual (5 °C), mientras que en la zona de influencia mediterránea los datos son más homogéneos (8/4 °C) alrededor de cifras

similares a la actual (5 °C). En general estos periodos son templados y húmedos.

Todos los datos analizados en este trabajo, tanto cronológicos como climáticos, permiten comprender la gran dificultad existente en la creación de perfiles climáticos de los yacimientos arqueológicos y la correlación de unos con otros. No obstante, sí es posible establecer una correspondencia entre los sucesivos eventos templados registrados tradicionalmente en el continente europeo y las oscilaciones climáticas registradas en los núcleos de hielo polares, eligiendo el GISP2 por ser el que más se acerca a la cronología que los sedimentos marinos y lacustres presentan (Fig. 12). En orden cronológico tenemos los siguientes:

- El límite entre el Holoceno y el Pleistoceno se sitúa en el último episodio frío denominado *Dryas III* (*Younger Dryas*, YD), pasado el cual comienza el periodo cálido del Holoceno. El apogeo de este periodo frío se data en el 11.500 cal. BP (Alley, 2000) con un error del 1%, fecha que coincide con la aportada por el GISP2 (11.610 BP).
- *Alleröd*. Es el último periodo templado del Pleistoceno que coincide con el final del Paleolítico Superior o Magdaleniense final. Ofrece una cronología clásica entre el 10 700-11 800 BP (Menéndez *et al.*, 1997). Al intrapolar estas fechas por medio del programa INTCAL98 nos da una cronología de 12 850 ± 128,0 cal. BP y 13 812 ± 125,7 cal. BP, mientras que el GISP2 presenta un periodo con un pequeño

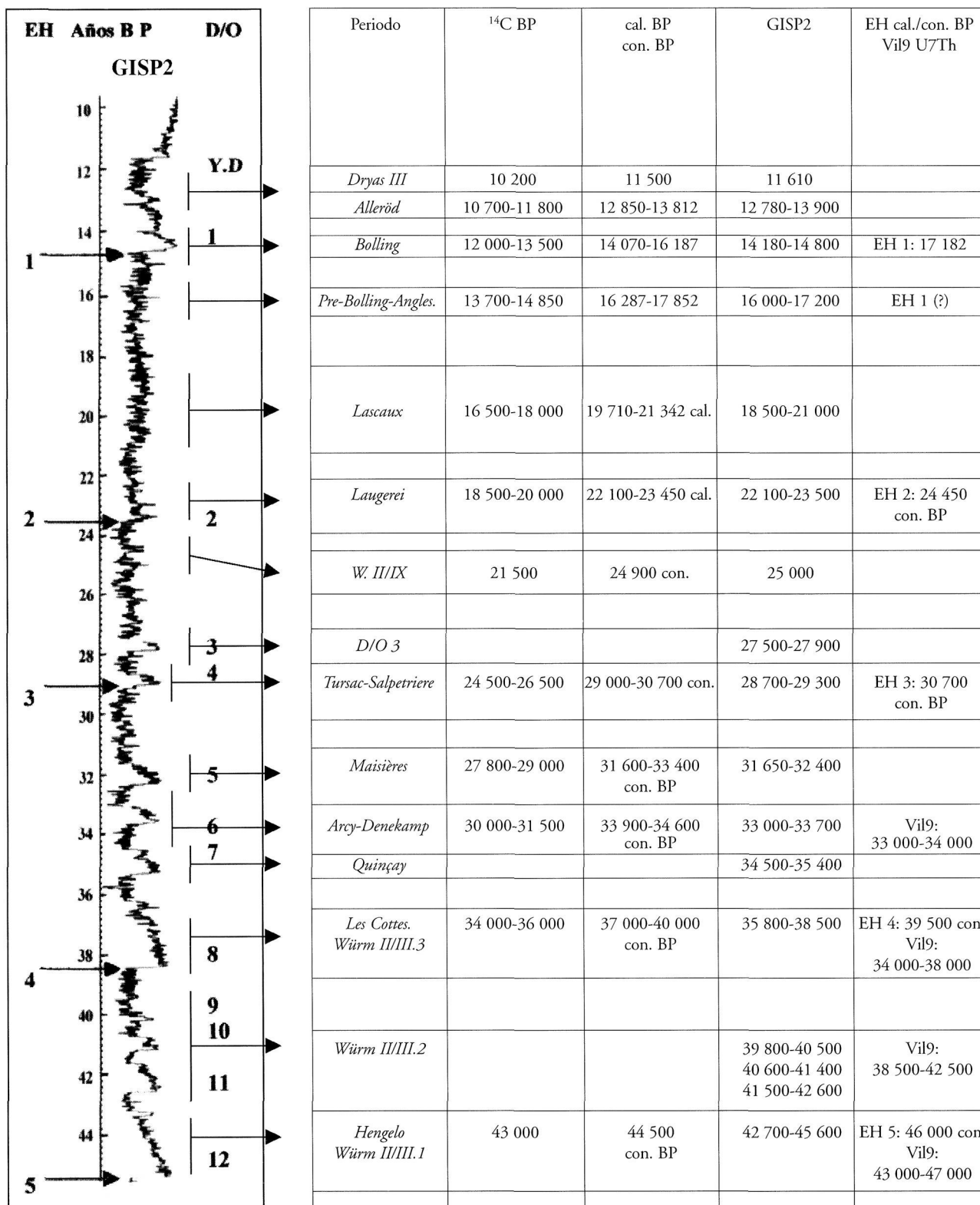


FIG. 12. Esquema de la división del Würm reciente sobre la base de las dataciones tradicionales calibradas/convertidas, comparándolas con las fechas del GISP2 y los datos de Vil9.

aumento de la temperatura (con pequeños descensos térmicos internos) entre el 12 780 BP y el 13 900 BP, lo cual parece coincidir con la datación calibrada del *Alleröd*.

- **Bolling.** Corresponde a una oscilación templada más pronunciada que la anterior, que está fechada tradicionalmente en 12 000-13 500 BP (Menéndez *et al.*, 1997). La calibración por INTCAL98 ofrece las fechas de $14\ 070 \pm 76,6$ cal. BP y $16\ 187 \pm 188,5$ cal. BP, mientras que en el GISP2 se registra la primera oscilación D/O con las fechas de 14 180-14 800 BP. Aunque los valores clásicos calibrados presentan un periodo más largo que el registrado en el GISP2, parece que su coincidencia es importante y fácilmente asimilable.

El EH 1 presenta unos valores medios obtenidos de los núcleos marinos de unos 14 400 BP (Chapman *et al.*, 2000). Su calibración por medio del INTCAL98 cambia a $17\ 182 \pm 205,8$ cal. BP.

- **Pre-Bolling-Angles.** Periodo templado situado entre las fechas sin calibrar de 13 700-14 850 BP (Menéndez *et al.*, 1997). Su correspondiente calibración por medio del INTCAL98 ofrece las fechas de $16\ 287 \pm 188,5$ cal. BP y $17\ 852 \pm 228,9$ cal. BP. En el GISP2 hasta la próxima oscilación D/O 2 no ofrece significativos aumentos de temperatura, aunque pueden apreciarse algunos leves aumentos con multitud de oscilaciones, una de ellas se sitúa entre el 16 000-17 200 BP, que parece corresponder a este periodo templado.
- **Lascaux.** Fase templada situada entre el 16 500-18 000 BP (Menéndez *et al.*, 1997). Tras su calibración por medio de INTCAL98 tenemos las fechas de $19\ 710 \pm 272,3$ cal. BP y $21\ 342 \pm 280,3$ cal. BP. El GISP2 en este periodo tiene una forma similar a la mostrada en el anterior periodo, notándose cierto aumento global de la temperatura, difícil de precisar, en las fechas de 18 500-21 000 BP, lo que podría identificarse con este periodo templado.
- **Laugerie.** Oscilación templada mejor definida que las anteriores y con fechas tradicionales comprendidas entre 18 500-20 000 BP (Menéndez *et al.*, 1997). Por medio del INT-

CAL98 obtenemos la calibración de 22 100 cal. BP y 23 450 cal. BP (Bard *et al.*, 1993). Las edades del GISP2 nos indican que se produce la segunda oscilación D/O situada entre 22 100-23 500 BP, coincidiendo plenamente con las fechas anteriores. El EH 2 con el que se inicia esta fase templada, se sitúa en los núcleos marinos con unos valores medios de 21 000 BP (Chapman, 2000), que convertida por medio del programa CalPal cambia a 24 450 con. BP.

- **Complejo Würm II fase IX.** Corresponde a la denominación de una fase templada elaborada por Laville (Laville *et al.*, 1980), que se sitúa convencionalmente en el 21 500 BP (Bosselin, 1996), la cual convertida por medio del programa CalPal ofrece la fecha de 24 950 con. BP. El GISP2 durante este periodo presenta un trazado con ligeras oscilaciones no muy bien definidas que continúan hasta la producción de la oscilación D/O 3, una de ellas podría corresponder con esta variación térmica recogida por Laville, situándose alrededor del 25 000 BP.
- **Oscilación D/O 3,** situada en el GISP2 entre 27 500-27 900 BP. En principio no parece tener una correspondencia clara con ningún periodo templado definido por la paleoclimatología tradicional, pues está muy separado del complejo anterior
- **Tursac-Salpetriere.** Periodo templado ubicado tradicionalmente entre 21 000-23 000 BP (Menéndez *et al.*, 1997), cuya conversión por el método CalPal muestra las fechas de 24 500-26 500 con. BP que se asemejan mucho las vistas en el complejo Würm II fase IX.

Otros autores lo sitúan con el margen más tardío y amplio de 24 500-26 500 BP (Bosselin, 1996), su conversión ofrece las fechas de 29 900-30 700 con. BP que se aproximan mucho a las correspondientes de la oscilación D/O 4, la cual en el GISP2 se ubica entre 28 700-29 300 BP. Su comienzo se produce con el desarrollo del EH 3 situado en el 29 400 BP, aunque las cifras medias de su localización en los núcleos marinos lo sitúan en el 26 900 BP (Chapman *et al.*, 2000),

que tras su conversión se sitúan en 30 700 con. BP.

La proximidad de las dos D/O 3 y 4, de las que según el registro del GISP2 sólo se separan 800 años, parece ser la causa de que únicamente se registre un periodo templado en las alteraciones climáticas obtenidas por los métodos tradicionales en este periodo.

- **Maisières.** Interestadial situado entre 27 800-29 000 BP (Laville, 1988). Por medio del CalPal convertimos estas fechas en 31.600-33.400 con. BP En la cronología del GISP2 la oscilación D/O 5 presenta una cronología de 31 650-32 400 BP, la cual coincide bastante con la cronología convertida de este periodo.
- **Arcy-Denekamp.** Ubicada entre 30 000-31 500 BP (Menéndez *et al.*, 1997). Su conversión por medio del CalPal ofrece una cronología situada entre 33 900-34 600 con. BP La oscilación D/O 6 del GISP2 ofrece unas fechas entre 33 000-33 700 BP que se acoplan perfectamente a las obtenidas por medio de la conversión. Las fechas obtenidas en Vil9 por medio del método de U/Th en los espeleotemas son de 33 000-34 000 BP, las cuales concuerdan muy bien con las anteriores.
- **Quinçay.** Oscilación mal señalada en los registros polínicos, estando unida muchas veces al periodo anterior de *Arcy* (Leroy, 1988). La D/O 7 registrada en el GISP2 entre 34 500-35 400 BP pudiera corresponder a esta incierta oscilación térmica.
- **Les Cottés.** Complejo Würm II fase III/3 en la denominación de Laville (Laville *et al.*, 1980). Interestadial ubicado entre 34 000-36 000 BP (Leroi-Gourhan, 1988), fechas que tras su conversión con el programa CalPal se sitúan entre 37 000-40 000 BP. La escala temporal del GISP2 ofrece para el evento D/O 8 una cronología de 35 800-38 500 BP. El EH 4, según los valores medios de los núcleos marinos (Chapman *et al.*, 2000), se sitúa sobre el 35 000 BP que convertidas ofrecen el dato de 39 500 con. BP acoplándose aceptablemente con las fechas convertidas del periodo. La cronología obtenida en

Vil9 por medio del método de U/Th en los espeleotemas es de 34.000-38 000 BP, las cuales igualmente están muy de acuerdo con las obtenidas por otros métodos.

- **Complejo Würm II fase III/2** en la denominación de Laville (Laville *et al.*, 1980). Difícil ubicación cronológica, pues no se distingue bien de las oscilaciones anterior y posterior. No obstante en el GISP2 sí se aprecian bien tres oscilaciones D/O, 9 (39 800-40 500 BP), 10 (40 600-41 400 BP) y 11 (41 500-42 600 BP), las cuales por su proximidad temporal y similar amplitud pueden confundirse o manifestarse como una sola oscilación. Las dataciones obtenidas en Vil9 por medio del método de U/Th en los espeleotemas corresponden a las fechas de 38 500-42 500 BP, con buena correspondencia con las anteriores.
- **Hengelo.** Complejo Würm II fase III/1 en la denominación de Laville (Laville *et al.*, 1980). De difícil separación con los dos anteriores, por lo que muchos autores lo engloban en el interestadial *Hengelo-Les Cottés* con fechas situadas entre 35 000-43 000 BP (Menéndez *et al.*, 1997). Es casi imposible conocer cuándo acaba, al estar muy relacionado con los interestadios anteriores confundiendo con ellos, por lo que tradicionalmente sólo se puede situar su inicio sobre el 43 000 BP (Laville, 1988). Esta cifra convertida por medio del CalPal ofrece la corrección de 44.500 con BP Las fechas del GISP2 para la oscilación D/O 12 se sitúan entre 42 700-45 600 BP.

Paralelamente, el EH 5 según los valores medios de los núcleos marinos dan una fecha de 45 000 BP (Chapman *et al.*, 2000), la cual convertida dentro del amplio margen que tal fecha ofrece. el programa CalPal la sitúa sobre el 46 000 BP.

Las fechas obtenidas en Vil9 por medio del método de U/Th en los espeleotemas son de 43 000-47 000 BP, las cuales engloban muy bien con las anteriores.

Todas estas cifras (Fig. 12) presentan una adaptación general entre ellas muy importante, lo que permite tener un grado de confianza aceptable en su utilización. No obstante, al no tener

una precisión matemática, hay que tomarlas con todas las reservas posibles pues en cada una de las escalas y procesos usados (cronologías clásicas, la propia dinámica de la calibración/conversión y la escala temporal del GISP2) tienen cada una de ellas un margen de error de muy difícil apreciación.

Estos errores, posiblemente dentro de unos límites pequeños y aceptables, imposibilitan una precisión cronológica absoluta, aunque ofrecen una aproximación razonable en espera de poseer mejores calibraciones y toma de datos más precisos.

3.2. Relaciones biológicas. Fauna y flora

En función de estos datos climáticos, junto con los aportados por los diagramas polínicos y

los restos de animales encontrados en los diversos yacimientos estudiados a lo largo de Europa y del Próximo Oriente, se han podido realizar generalizaciones sobre la vegetación que debía de predominar en amplias zonas durante las fases frías y cálidas del periodo OIS3 (Van Andel y Tzedakis, 1997).

En general los ecosistemas no están tan desarrollados como en el Holoceno, donde los bosques podrían ocupar casi el 100% del territorio de su dominio, sino que se dan desarrollos vegetales mixtos en los que los bosques llegarían a ocupar un 60% del territorio con alternancia de pastos (Watts *et al.*, 2000).

Con estas características se podrían establecer dos prototipos generales de fauna y flora, los cuales corresponderían a los periodos fríos y templados de este periodo. La sucesiva alternancia climática, en función de su agresividad en los cambios y del tiempo de actuación, daría predominio a uno u otro, que como es lógico sólo se podrán constatar por medio del estudio de los yacimientos correspondientes.

Las características particulares de los *periodos fríos* (Fig. 13), quedan resumidas a continuación:

– **Tundra/estepa**, corresponde a grandes zonas sin árboles con una vegetación muy limitada a musgos y líquenes y el suelo helado en profundidad (permafrost), alternando en lugares más meridionales con zonas esteparias de vegetación herbácea.

El clima es siempre riguroso, por lo que la fauna es el resultado de una adaptación al frío, limitándose al reno (*Rangifer tarandus*), el buey almizclado (*Ovibus moschatus*), el mamut (*Mammuthus primigenius*), el rinoceronte lanudo (*Coelodonta antiquitatis*) entre los grandes mamíferos, y a la liebre ártica (*Lepus timidus*), el zorro azul (*Alopex lagopus*), el ratón de las nieves y el lemming de las tundras entre los pequeños mamíferos.

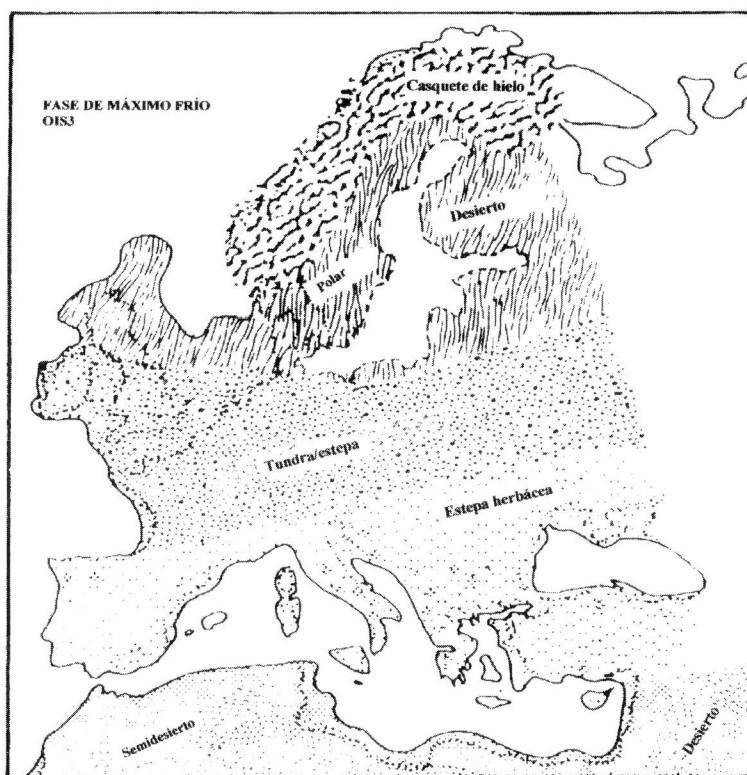


FIG. 13. Representación esquemática de la flora en Europa, Próximo Oriente y norte de África, durante los periodos fríos del OIS3 (Van Andel y Tzedakis, 1997).

– **Estepa herbácea**, corresponde a una zona de vegetación precaria, aunque perenne, en latitudes altas o zonas muy frías o cercanas a la tundra, predominando las hierbas. El clima riguroso se suaviza según disminuye la latitud o en zonas más protegidas, apareciendo manchas de matorrales, arbustos y arbolado (sauce y abedul). La fauna es similar a la de la tundra a la que hay que añadir las especies que puedan vivir en las zonas arboladas o en praderas situadas más al sur como los señalados para la tundra arbustiva.

Durante las fases templadas las características generales que podemos apreciar son las siguientes (Fig. 14):

- **Tundra arbustiva**, compuesta fundamentalmente de herbáceas y de bosques de árboles (pinos, abedules, enebros). Esto favorece la presencia de grandes grupos de herbívoros como el mamut (*Mammuthus primigenius*), el caballo (*Equus caballus ssp.*), el antilope saiga (*Saiga tatarica*), el asno salvaje (*Equus hydruntinus*), el uro (*Bos primigenius*), el bisonte (*Bison priscus*), la liebre (*Lepus timidus*) y el conejo (*Oryctolagus cuniculus*), y carnívoros como la comadreja (*Mustela nivalis*), la garduña (*Martes foina*), el turón (*Putorius putorius*), el león de las cavernas (*Panthera spelaea*) y la hiena de las cavernas (*Hyena crocuta*).
- **Bosques de coníferas abiertos**, formados principalmente por pinos y cipreses. La fauna corresponde a la citada anteriormente añadiendo ciervo (*Cervus elaphus*), el alce (*Alces alces*), oso de las cavernas (*Ursus spelaeus*), el lince (*Felis lynx*), el lobo (*Canis lupus*), el glotón (*Gulo gulo*).
- **Bosque de hoja caduca**, formados sobre todo por robles, hayas y avellanos y otras muchas

especies de arbustos con frutos y bayas. La fauna en general es similar a la del grupo anterior.

Es importante señalar que la gran variedad de cambios climáticos registrados durante este periodo y la propia variedad geográfica del continente europeo hace que existan numerosos microclimas y variaciones de la vegetación y fauna en función de la latitud y altitud del terreno, por lo que estas clasificaciones de fauna y flora han de tomarse en un sentido genérico, siendo preciso detallar ambos conceptos en cada yacimiento en función de los datos precisos que nos aporte.

4. Conclusiones

Se pueden establecer dos grupos generales de conclusiones:

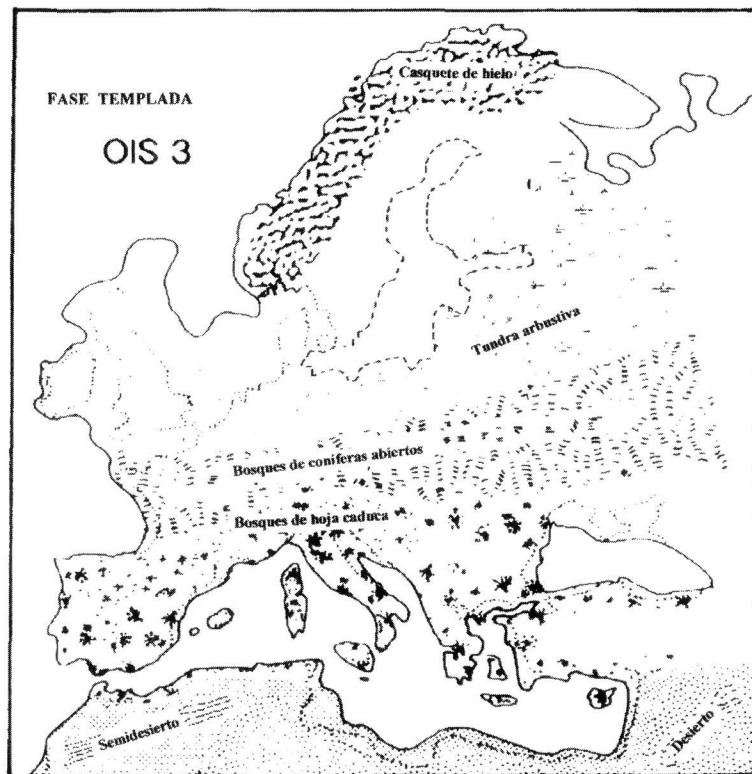


FIG. 14. Representación esquemática de la flora en Europa, Próximo Oriente y norte de África, durante los periodos templados del OIS3 (Van Andel y Tzedakis, 1997).

4.1. Climáticas

Donde con un alto grado de certeza debemos de tener en cuenta las siguientes premisas:

- La presencia, debidamente confirmada en los núcleos de hielo polar, de una serie de *variaciones térmicas importantes* denominadas *oscilaciones Dansgaard/Oeschger*, entre las que destacan por su mayor amplitud las relacionadas con los *eventos Heinrich 4 y 5*.
- Comprobación de que tales cambios climáticos tuvieron una *repercusión rápida* (150/200 años) e importante en los ecosistemas europeos (Genty *et al.*, 2003; Sánchez Goñi *et al.*, 2002).
- La *importante intensidad* de estas variaciones que pueden llegar a cambios de la temperatura media invernal en Europa entre 7 y 10 °C (Broecker, 1996; Broecker *et al.*, 1990; Guiot *et al.*, 1993; Jouzel *et al.*, 1994; Sánchez Goñi, 2002; Van Andel y Tzedakis, 1997).
- La *brusca producción de tales cambios de temperatura* puede producirse en ocasiones en unas pocas decenas de años (Broecker, 1996; Broecker *et al.*, 1990; Guiot *et al.*, 1993; Jouzel *et al.*, 1994; Van Andel y Tzedakis, 1997).
- No todas las oscilaciones tienen la misma amplitud e intensidad, lo que hace que algunas D/O no se reflejen con entidad suficiente en los yacimientos arqueológicos.
- La elección de los núcleos de hielo polares como escalas temporales y climáticas globales de referencia. Se destaca la GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ como la escala temporal de los núcleos polares que mejor se adapta a los datos aportados por otros registros.

4.2. Cronológicas

Con diferente grado de exactitud en función del periodo y método aplicado al análisis de la cronología.

- Los importantes avances relacionados con la *calibración* del ^{14}C llegando hasta el 24.000 BP, mientras que para el resto del margen de

uso de la técnica radiométrica se logra una aproximación o *conversión* importante.

- La creación de *síntesis con diversas escalas temporales* permite obtener curvas de conversión de los datos radiocarbónicos, las cuales una vez informatizadas (programa CalPal) ofrecen un programa que permite trabajar con mayor seguridad sobre la cronología de las variaciones climáticas y culturales de este periodo.
- La necesidad de seguir realizando estudios encaminados a poder realizar una buena *calibración de los datos radiocarbónicos*, para poder asociarlos con toda seguridad a las escalas temporales del *GRIP y GISP2*.

Bibliografía

- ALLEY, R. B. (2000): "The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland", *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 213-226.
- ALLEY, R. B. y BENDER, M. L. (1998): "Testigos de hielo de Groenlandia", *Investigación y Ciencia*, abril 1998.
- BARD, E. (1999): "La datación por carbono 14 se renueva", *Mundo Científico*, 206, pp. 37-41.
- BARD, E.; ARNOLD, M.; FAIRBANKS, R. G. y HAMELIN, B. (1993): " ^{230}Th and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals", *Radiocarbon*, 35, pp. 191-199.
- BARD, E.; ARNOLD, M.; HAMELIN, B.; TISNEERATLABORDE, N. y CABIOCH, G. (1998): "Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C ages of corals: an updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti", *Radiocarbon*, 40/3, pp. 1085-1092.
- BARD, E.; HAMELIN, B. y FAIRBANKS, R. G. (1990): "U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130.000 years", *Nature*, vol. 346, pp. 456-458.
- BARD, E.; ROSTEK, F.; TURON, J.-L. y GENDREAU, S. (2000): "Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic", *Science*, vol. 289, pp. 1321-1324.
- BAR-MATTEWS, M.; AYALON, A. y KAUFMANN, A. (2000): "Timing and hydrological conditions of sapropel events in the Eastern Mediterranean, as evidence from speleothems, Soreq Cave", *Chem. Geol.*, 169, pp. 145-156.

- BENDER, M. L.; SOWERS, T.; DICKSON, M.; OCHARDO, J.; GROOTES, P.; MAYEWSKI, P. y MEESE, D. (1994): "Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100.000 years", *Nature*, vol. 372, pp. 663-666.
- BLUNIER, T. y BROOK, E. J. (2001): "Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period", *Science*, vol. 291, pp. 109-111.
- BLUNIER, T.; CHAPPELLAZ, J.; SCHWANDER, J.; DÄLLENBACH, A.; STAUFFER, B.; STOCKER, T. F.; RAYNAUD, D.; JOUZEL, J.; CLAUSEN, H. B.; HAMMER, C. U. y JOHNSEN, S. J. (1998): "Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period", *Nature*, vol. 394, pp. 739-743.
- BOND, C.; BROECKER, W. S.; JOHNSEN, S.; MCMAHUS, J.; LABEYRIE, L.; JOUZEL, J. y BONANI, G. (1993): "Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice", *Nature*, vol. 365, pp. 143-145.
- BOND, C. y LOTTI, R. (1995): "Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation", *Science*, vol. 267, pp. 1005-1009.
- BOSSELIN, B. (1996): "Contribution de l'Abri Pataud à la chronologie du Gravettien français", *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 93, pp. 183-194.
- BROECKER, W. (1994): "Massive iceberg discharges as triggers for global climate change", *Nature*, vol. 372, pp. 421-424.
- (1996): "Clima caótico", *Investigación y Ciencia*, enero 1996.
- CARRIÓN, J. S.; MUNUERA, M.; NAVARRO, C. y SÁEZ, F. (2000): "Paleoclimas e historia de la vegetación cuaternaria en España a través del análisis polínico. Viejas falacias y nuevos paradigmas", *Complutum*, 11, pp. 115-142.
- CHAPMAN, M.; SHACKLETON, N. y DUPLESSY, J.-C. (2000): "Sea surface temperature variability during the last glacial-interglacial cycle: assessing the magnitude and pattern of climate change in the North Atlantic", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157, pp. 1-25.
- CHAPPELLAZ, J.; BLUNIER, T.; RAYNAUD, D.; BARNOULA, J. M.; SCHWANDER, J. y STAUFFER, B. (1993): "Synchronous changes in atmospheric CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP", *Nature*, vol. 366, pp. 443-445.
- CORTIJO, E.; LABEYRIE, L.; ELLIOT, M.; BALBON, E. y TISNERAT, N. (2000): "Rapid climatic variability of the North Atlantic Ocean and global climate: a focus of the IMAGES program", *Quaternary Science Reviews*, 19.
- DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S. J.; CLAUSEN, H. B. *et al.* (1993): "Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr Ice-core record", *Nature*, vol. 364, pp. 218-220.
- DAVIS, O. K. (1990): "Caves as sources of biotic remains in arid western North America", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 76, pp. 331-348.
- DJINDJIAN, F.; KOZLOWSKI, J. y OTTE, M. (1999): *Le Paléolithique supérieur en Europe*. Paris. Armand Colin.
- EMILIANI, C. (1955): "Pleistocene temperatures", *Journal of Geology*, 63.
- FRUMKIN, A.; FORD, D. C. y SCHWARCZ, H. P. (1999): "Continental Oxygen Isotopic Record of the Last 170.000 Years in Jerusalem", *Quaternary Research*, 51, pp. 317-327.
- GENTY, D.; BLAMART, D.; OUAHDI, R.; GILMOUR, M.; BAKER, A.; JOUZEL, J. y VAN-EXTER, S. (2003): "Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data", *Nature*, vol. 421, pp. 833-837.
- GRIMM, E.; JACOBSON Jr., G. L.; WATTS, W. A.; HANSEN, B. C. S. y MAASCH, K. A. (1993): "A 50.000-Year Record of Climate Oscillations from Florida and Its Temporal Correlation with the Heinrich Events", *Science*, vol. 261, p. 199.
- GROOTES, P. M.; STULVER, M.; WHITE, J. W. C.; JOHNSEN, S. y JOUZEL, J. (1993): "Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores", *Nature*, vol. 366, pp. 552-554.
- HEINRICH, H. (1988): "Origin and consequences of cycle rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years", *Quaternary Research*, 29, pp. 142-152.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1995): "Cuaternario". En ECHEGARAY, J. G. (1995): *10 palabras clave en Prehistoria*. Estella, Navarra: Ed. Verbo Divino.
- HUGHEN, K. A.; OVERPECK, J. T.; LEHMAN, S. J.; KASHGRIAN, M.; SOUTHON, J. y PETERSON, L. C. (1998): "A New ¹⁴C Calibration Data Set for the last Deglaciation", *Radiocarbon*, 39, pp. 483-494.
- JOHNSEN, S. J.; CLAUSEN, H. B.; DANSGAARD, W.; FUHRER, K.; GUNDESTRUP, N.; HAMMER, C. U.; IVERSEN, P.; STEFFENSEN, J. P.; JOUZEL, J. y STAYFFER, B. (1992): "Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core", *Nature*, vol. 359, pp. 311-313.
- JOHNSEN, S. J.; DAHL-JENSEN, D.; GUNDESTRUP, N.; STEFFENSEN, J. P.; CLAUSEN, H. B.; MILLER, H.

- MASSON-DELMOTTE, V.; SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A. E. y WHITE, J. (2001): "Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP", *Journal of Quaternary Science*, 16 (4), pp. 299-307.
- JÖRIS, O. y WENINGER, B. (1996): "Calendric Age-Conversion of Glacial Radiocarbon Data at the Transition from the Middle to Upper Palaeolithic in Europe", *Bull. Soc. Préhist. Luxembourgeoise*, 18, pp. 43-55.
- (1998): "Extension of the ^{14}C calibration curve to ca. 40.000 cal BC by synchronizing Greenland $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ice core records and north Atlantic foraminifera profiles: a comparison with U/Th coral data", *Radiocarbon*, 40/1, pp. 495-504.
- (1999): "Possibilities of calendric age-conversion of radiocarbon data for the Glacial periods". En *Proceedings of the 3rd. int. congr. ^{14}C et archéologie*. Lyon, pp. 87-92.
- JOUZEL, J.; LORIUS, C. y STIEVENARD, M. (1994): "Los archivos glaciares de Groenlandia", *Mundo Científico*, 144.
- KERR, R. (1993): "The Whole Had a Case of the Ice Age Shivers", *Science*, vol. 262, pp. 1972-1973.
- KITAGAWA, H. y VAN DER PLICHT, J. (1998a): "Atmospheric radiocarbon calibration to 45.000 yr BP: Late glacial fluctuations and cosmogenic isotope production", *Science*, vol. 279, pp. 1187-1190.
- (1998b): "A 40.000 year verve chronology from Lake Suigetsu, Japan: extensión of the ^{14}C calibration curve", *Radiocarbon*, 40, pp. 505-515.
- KROMER, B. y SPURK, M. (1998): "Revision and tentative extension of the tree-ring based ^{14}C calibration, 9200-11855 Cal BP", *Radiocarbon*, 40/3, pp. 1117-1125.
- KUKLA, G. y BISKIN, M. (1983): "The Age of the 4/5 isotopic stage boundary on land and in the oceans", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 42, pp. 35-45.
- LABEYRIE, L. y JOUZEL, J. (1999): "Los sobresaltos milenarios del clima", *Mundo Científico*, 204.
- LAJ, C.; MAZAUD, A. y DUPLESSY, J.-C. (1996): "Geomagnetic intensity and ^{14}C abundance in the atmosphere and ocean during the past 50 kyr", *Geophysical Research Letters*, 23, pp. 2045-2048.
- LAVILLE, H. (1988): "Recent developments on the Chronostratigraphy of the Paleolithic in the Périgord". En DIBBLE, H. L. y MONTET-WHITE, A. (eds.): *Upper Pleistocene Prehistory of Western Eurasia, University Monograph*, 54, pp. 147-160.
- LAVILLE, H.; RIGAUD, J. P. y SACKETT, J. (1980): *Rockshelters in the Perigord. Geological stratigraphy and Archaeological succession*. New York: Academic Press.
- LEROI-GOURHAN, A. (1980): "Les interestades du Würm Supérieures". En CHALINE, J. (ed.): *Problemes de Stratigraphie Quaternaire en France et les Pays limitrophes*. Dijon: Association Française pour l'Étude du Quaternaire.
- (1988): *Dictionnaire de la Préhistoire*. Paris.
- LEUSCHNER, D. C. y SIROCKO, F. (2000): "The low-latitude monsoon climate during Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich Events", *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 243-254.
- LORIUS, C. (2000): "Casquetes glaciares: testigos del medio", *Mundo Científico*, 214.
- LOWE, J. J. (2001): "Climatic oscillations during the last Glacial cycle. Nature, causes and the case for synchronous effects", *Biology and Environment: Proceedings of the Royal Irish Academy*, vol. 101B, 1-2, pp. 19-33.
- MARTINSON, D.; PISIAS, N. G.; HAYS, J. D.; IMBRIE, J.; MOORE JR., T. C. y SHACKLETON, N. J. (1987): "Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300.000 Year Chronostratigraphy", *Quaternary Research*, 27.
- MENÉNDEZ, M.; JIMENO, A. y FERNÁNDEZ, V. M. (1997): *Diccionario de Prehistoria*. Madrid: Alianza Editorial.
- PAILLARD, D. y LABEYRIE, L. (1994): "Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events", *Nature*, vol. 373, pp. 162-164.
- PENCK, A. y BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen in Eiszeitalter*. Leipzig.
- SÁNCHEZ GOÑI, M. F.; CACHO, I.; TURON, J.-J.; GUIOT, J.; SIERO, F. J.; PEYPOUQUET, J.-P.; GRIMALT, J. O. y SHACKLETON, N. J. (2002): "Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region", *Climate Dynamics*, 19, pp. 95-105.
- SÁNCHEZ GOÑI, M. F.; TURON, J.-J.; EUNAUD, F. y GENDREAU, S. (2000): "European Climatic Response to Millennial-Scale Changes in the Atmosphere-Ocean System during the Last Glacial Period", *Quaternary Research*, 54, pp. 394-403.
- SCHULZ, M. (2002): "The tempo of climate change during Dansgaard-Oeschger interstadials and its potential to affect the manifestation of the 1470-year climate cycle", *Geophysical Research Letters*, vol. 29, 1, pp. 1-4.
- SPÖTL, Ch. y MANGINI, A. (2002): "Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard-Oeschger

- events during isotope 3: Implications for the absolute chronology of Greenland ice cores”, *Earth and Planetary Science Letters*, 203, pp. 507-518.
- STUIVER, M.; REIMER, P. J.; BARD, E.; BECK, J. W.; BURR, G. S.; HUGHEN, K. A.; KROMER, B.; MCCORMAC, G.; VAN DER PLICHT, J. y SPURK, M. (1998): “INTCAL98. Radiocarbon age calibration, 24.000-0 cal BP”, *Radiocarbon*, 40/3, pp. 1041-1083.
- VAN ANDEL, T. H. (1998): “Middle and Upper Paleolithic environments and ^{14}C dates beyond 10.000 BP”, *Antiquity*, 72, pp. 26-33.
- VAN ANDEL, T. H. y TZEDAKIS, P. C. (1997): “Priority and opportunity; Reconstructing the European Middle Palaeolithic climate and landscape”. En *Science in Archaeology: An Agenda for the Future*. Ed. J. Bailey. London: English Heritage.
- VAN DER PLICHT, J. (1999): “Radiocarbon calibration for the Middle/Upper Palaeolithic: a comment”, *Antiquity*, 73, pp. 119-123.
- VESICA, P. L.; TUCCIMEI, P.; TURI, B.; FORNÓS, J. J.; GINÉS, A. y GINÉS, J. (2000): “Late Pleistocene Paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain”, *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 865-879.
- VIDAL, L.; SCHNEIDER, R. R.; MARCHAL, O.; BICKERT, T.; STOCKER, T. F. y WEFER, G. (1999): “Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the glacial period”, *Climate Dynamics*, 15, pp. 909-919.
- VOELKER, A. L.; SARNTHEIN, M.; GROOTES, P. M.; ERLKENKESER, H.; LAJ, C.; MAZAUD, A.; NADEAU, M.-J. y SCHLEICHER, M. (1998): “Correlation of marine ^{14}C ages from the Nordic seas with the GISP2 isotope record: Implications for ^{14}C calibration beyond 25 ka BP”, *Radiocarbon*, 40/1, pp. 517-534.
- WATTS, W. A.; ALLEN, J. R. M. y HUNTLEY, B. (2000): “Palaeoecology of three interstadial events during oxygen-isotope Stages 3 and 4: a lacustrine record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, pp. 83-93.
- WEISSMÜLLER, W. (1997): “Eine Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ -Ereignisse des grönländischen Festlandeises mit den Interstadialen des atlantischen und des kontinentalen Europa im Zeitraum 45 bis 14 ka”, *Quartär*, 47/48, pp. 89-111.
- WENINGER, B.; JÖRIS, O. y DANZEGLOCKE, U. (2003): “Cologne Radiocarbon Calibration and Palaeoclimate Research Package. CalPal”. URL: <http://www.calpal.de>.