

Descifrando el clima de los últimos 2,58 ma. ¿Cómo, dónde y por qué? Registros continentales y marinos

Unraveling the climate of last 2.58 Ma. How, where and why? Terrestrial and marine records

ANA MORENO¹, ELENA COLMENERO HIDALGO², MARIO MORELLÓN³, BLAS VALERO GARCÉS¹ Y PILAR MATA⁴

¹ Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Instituto Pirenaico de Ecología – CSIC, Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza. E-mail: amoreno@ipe.csic.es; blas@ipe.csic.es

² Departamento de Geografía y Geología, Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana, s/n, 24071 León. E-mail: e.colmenero@unileon.es

³ Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Facultad de Ciencias, Universidad de Cantabria, Av. de los Castros, 48, 39005 Santander. E-mail: morellonm@unican.es

⁴ Departamento de Investigación en Recursos Geológicos. Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23, 28002, Madrid. E-mail: p.mata@igme.es

Resumen El estudio de los climas del pasado, especialmente de aquellos ocurridos en el Cuaternario, es fundamental para comprender tanto el funcionamiento de los procesos geoambientales actuales como su evolución en un pasado reciente sin actividad antrópica. Para realizar estos estudios nos basamos en las informaciones almacenadas en diferentes tipos de registros tanto terrestres (sedimentos lacustres, estalagmitas, turberas, anillos de árboles, etc.) como marinos (sedimentos marinos, corales, etc.). En este capítulo revisaremos las características principales de los registros paleoclimáticos del Cuaternario, incluyendo su continuidad, resolución o sensibilidad, y la metodología comúnmente aplicada a su estudio, partiendo del trabajo de campo y finalizando con las técnicas de datación más utilizadas. Por último, se describen tres ejemplos de reconstrucciones paleoambientales en la Península Ibérica atendiendo a su escala temporal: (1) los últimos 500.000 años (escala orbital) con registros marinos del Mediterráneo Occidental; (2) el final del último ciclo glaciar desde las cuevas de la costa Cantábrica; y (3) las variaciones paleohidrológicas de los últimos 2.000 años a partir de registros lacustres de paleoavenidas. Algunas ideas sobre líneas futuras de esta investigación se apuntan al final del capítulo.

Palabras clave: Cuaternario, datación absoluta, estudio *multi-proxy*, Paleoclima, registros paleoclimáticos.

Abstract *The study of past climates, particularly those occurring during the Quaternary, is a fundamental tool to understand both current geoenvironmental processes and their past evolution without anthropogenic activities. It is based on the information stored in different paleorecords, both terrestrial (lacustrine sediments, stalagmites, peatbogs, tree-rings) and marine (marine sediments, corals). In this section we review, firstly the main characteristics of paleoclimate records, including their continuity, resolution or sensitivity to climate changes, and secondly, we describe the methodology usually applied to extract paleoclimate information, from fieldwork to dating techniques. Finally, we describe three examples of paleoclimate reconstructions from Iberian records carried out at different temporal scales. First of all, the last 500,000 years reconstructed from Western Mediterranean marine records; in the second place, the last glacial cycle climate changes inferred from caves in the Cantabrian coast and, thirdly, the hydrological variations of the last 2 millennia that can be found in lacustrine records. Some ideas about future developments in this line of research are outlined at the end of this section.*

Keywords: Absolute chronology, multi-proxy study, Paleoclimate, paleorecords, Quaternary.

EL CAMBIO CLIMÁTICO Y LOS PALEO-REGISTROS

Nuestra especie ha modificado nuestro planeta durante milenios a través de cambios en el paisaje derivados de la obtención de recursos naturales y de diferentes usos del territorio y del paisaje. Pero es sin duda desde la Revolución Industrial cuando la humanidad se ha convertido en un agente de cambio de primer orden a escala planetaria llegando a influir en la composición de la atmósfera y, por tanto, en el clima. Gracias a las medidas de la concentración de CO₂ en la atmósfera sabemos que cada año esta cifra es mayor que la anterior, lo cual está provocando un aumento del efecto invernadero en nuestro planeta y el consiguiente incremento de las temperaturas. Los problemas del calentamiento global y del cambio climático en general son conocidos y sus consecuencias tienen implicaciones sociales y económicas de gran envergadura.

Sin embargo, a pesar de que quizás nos estamos enfrentando a uno de los mayores desafíos como humanidad, todavía no se conocen bien los mecanismos que operan, interaccionan y se retroalimentan en el sistema climático. Así, los últimos resultados presentados por el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC) sobre las causas del cambio climático, encuentran indispensable el estudio del cambio climático del pasado para entender las manifestaciones futuras de mecanismos climáticos similares (Stocker *et al.*, 2013). Ahí es donde entra en juego la Paleoclimatología como el estudio de los climas del pasado, pues la información de los cambios ambientales ocurridos en los últimos milenios puede servir como análogo del proceso de cambio climático actual.

El Cuaternario, últimos 2,588 millones de años de historia de la Tierra, se caracteriza por la sucesión de periodos glaciales e interglaciales, la aparición del *Homo* anatómicamente moderno y la relativamente buena preservación del registro geológico. Estas características hacen del Cuaternario el periodo más adecuado para registrar, analizar y finalmente comprender tanto el funcionamiento de los procesos geoambientales actuales como su evolución en un pasado reciente sin actividad antrópica.

Las variaciones en las condiciones ambientales correspondientes al Cuaternario han quedado almacenadas en forma de paleo-registros. Los anillos de crecimiento de los árboles, las burbujas de aire incluidas en el hielo de Groenlandia y de la Antártida o los sedimentos acumulados en el fondo de lagos y océanos nos informan sobre el clima, la vegetación o la población y la historia de usos del territorio en épocas anteriores. Gracias a todos estos archivos conseguimos una imagen bastante nítida de los escenarios climáticos, los ambientes ecológicos y los paisajes del pasado.

LOS REGISTROS Y LOS PROCESOS

En ocasiones, disponemos de registros históricos, con datos provenientes de la medición directa de parámetros como el nivel de las mareas o las temperaturas, aunque en el mejor de los casos este

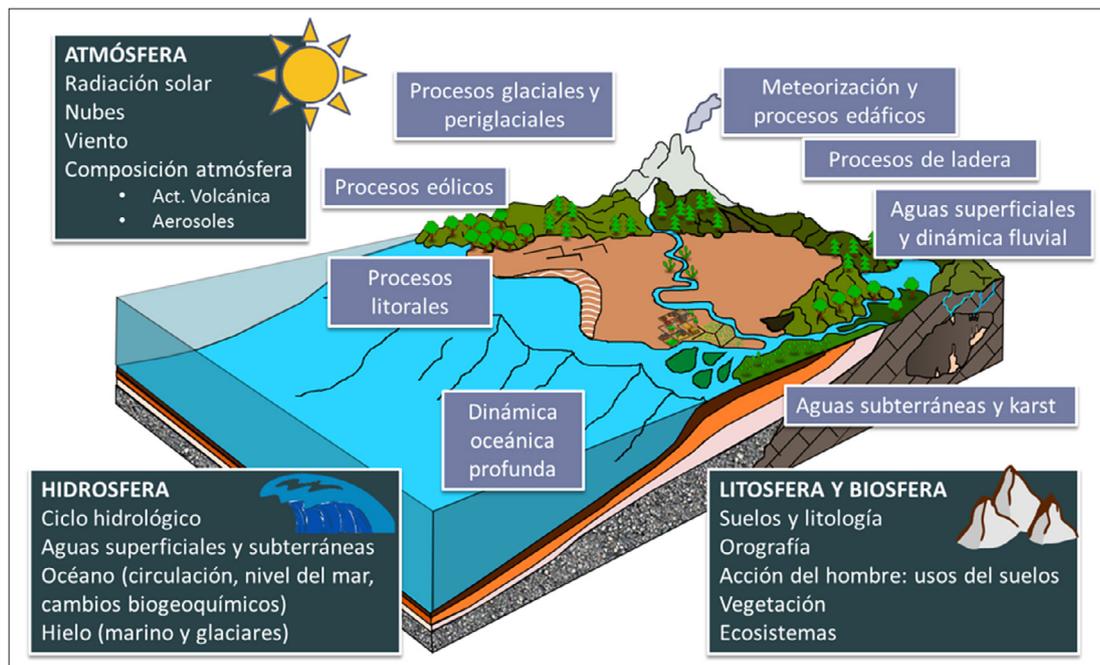
registro instrumental cubre sólo los dos últimos siglos. Otras fuentes de información histórica sobre el clima son las descripciones y anotaciones de cambios en el entorno y en la sociedad causados por la variación de las condiciones atmosféricas, como las oscilaciones en la época de floración de los cerezos en Japón, la calidad de las vendimias en Europa o los registros de huracanes del Archivo General de Indias (Stokstad, 2001; García-Herrera *et al.*, 2004). Las variaciones climáticas han sido también las causantes últimas de migraciones, y del desarrollo y desaparición de civilizaciones (Haug *et al.*, 2003; Manning y Timpson, 2014). Por desgracia, muchos de estos registros históricos indirectos -sobre todo los de índole arqueológica- son sesgados e incompletos. Por otro lado, el rango temporal cubierto por la información procedente de estas fuentes históricas es demasiado pequeño como para proporcionar datos suficientes acerca de la variabilidad climática de carácter natural. Como veremos a continuación, las oscilaciones climáticas -que son una componente esencial del sistema climático terrestre- presentan una periodicidad que excede el alcance de los registros derivados de la historia humana. Es necesario, por lo tanto, recurrir a los registros geológicos, en los que el clima del Cuaternario y sus variaciones han quedado conservados indirectamente.

Entre los registros geológicos continentales buscamos información paleoclimática en los depósitos aluviales, fluviales, glaciales, registros de hielo, de sedimentos lacustres, formaciones de cuevas, etc. En los medios marinos, se pueden extraer registros geológicos de depósitos localizados en distintos medios sedimentarios y bajo la influencia de distintas masas de agua, pero también de corales. Todos ellos, mediante la variación en algún indicador (denominado usualmente *proxy*) nos están informando de cómo cambiaron las condiciones ambientales del pasado y su potencial relación con cambios en el clima. Por ejemplo, un registro sedimentario lacustre puede contener cambios en la mineralogía de sus sedimentos (ej. periodos en los que precipita calcita) que nos indiquen momentos del pasado en los que el nivel del lago era menor que el actual. En este ejemplo, la cantidad de calcita autigénica, es decir formada en el lago a partir de aguas muy concentradas, es un *proxy* de la altura que alcanzaron las aguas y podría indicar mayor o menor disponibilidad hídrica en función de la cantidad de precipitación y de la evaporación.

Lamentablemente, ningún indicador es reflejo de un solo proceso (Fig. 1). Podemos también tener calcita en el sedimento porque resulte de la acumulación de los restos de conchas de algunos organismos o haya sido aportada por riachuelos que drenan al lago o desembocan en el océano y provenga del área de captación. Discernir entre esos procesos e identificar la causa que hay detrás de, en nuestro ejemplo, la presencia de calcita, requiere indiscutiblemente de una investigación totalmente interdisciplinar y del análisis simultáneo de muchos indicadores, cuantos más, mejor.

A esa manera de trabajar en Paleoclimatología la conocemos como metodología *multiproxy*. Siguiendo con el ejemplo anterior, si a la vez que hemos detectado la presencia de esa calcita en el sedimento

Fig. 1. Conjunto de procesos-agentes involucrados en la génesis de registros paleoambientales.



de ese lago identificamos un dominio de polen de plantas estépicas, una mayor relación de diatomeas bentónicas frente a las planctónicas y además ha precipitado yeso que es un mineral que no encontramos en la cuenca del lago, tenemos ya muchas más evidencias de que hemos detectado un periodo climáticamente seco.

En la Fig. 1 se muestran diferentes procesos que están condicionando el registro en los archivos paleoclimáticos de estudio. Además, dichos procesos resultan de la interacción de varios agentes tanto de la atmósfera como de la hidrosfera o de la litosfera-biosfera. Por ejemplo, la composición del caparazón de un foraminífero (organismos del zooplancton marino) está ligada a la composición isotópica del agua marina pero, a la vez, refleja otros procesos atmosféricos – mediante los cambios en la temperatura o de la hidrosfera – como el volumen de hielo acumulado en los polos en periodos glaciales. Esta complejidad está siempre presente en las reconstrucciones paleoambientales y a veces es muy difícil discriminar la señal climática entre tantas variables. Un buen conocimiento de los sistemas actuales junto a una metodología *multiproxy* son fundamentales para llevar a buen término la reconstrucción del clima del pasado.

Por lo tanto, un problema importante para evaluar los cambios climáticos en el pasado y su impacto en los ecosistemas es la dificultad existente para obtener registros paleoclimáticos adecuados. A la hora de trabajar con registros se han de tener en cuenta una serie de aspectos que se describen a continuación:

- Primero, la sensibilidad a los cambios climáticos. No todos los registros ni todas las propiedades que en ellos medimos tienen relación con el clima o se modifican como consecuencia de él. Así, podemos tener un lago muy profundo en latitudes tropicales que no varíe significativamente de volumen en periodos secos y en el que nunca lleguen a precipitar minerales como el

yeso. En este caso, decimos que no es un registro sensible a los cambios climáticos que queremos identificar. En general, se considera que los archivos más sensibles a los cambios climáticos son aquellos localizados en regiones de transición, en regiones más vulnerables a un aumento de temperatura o a un cambio en la cantidad de lluvia o aquellos registros que se obtienen en zonas bajo la influencia de corrientes oceánicas de distinta procedencia. Buenos ejemplos de zonas sensibles a los cambios climáticos serían, por ejemplo, la región Mediterránea o una cumbre montañosa.

- Además de la sensibilidad nos importa la resolución de los registros, es decir, la capacidad de resolver escalas temporales que nos interesen. Si queremos analizar cómo ha cambiado el clima en el último milenio a partir de un registro marino, no podemos trabajar con un sondeo obtenido en la llanura abisal en el que la tasa de sedimentación sea tan pequeña que el sedimento depositado durante el último milenio esté representado por unos pocos centímetros (ver ejemplos en Pérez-Folgado, 2014).
- Por último, el estudio de los cambios climáticos del pasado requiere de un marco temporal lo más preciso posible que sitúe los eventos de cambio identificados en una cronología numérica. Ese marco nos permitirá comparar registros de diferentes áreas y analizar su sincronía o asincronía. Facilita también la determinación de la duración de un evento de cambio climático y la rapidez de las transiciones. Todo ello es fundamental para describir la variabilidad natural a diferentes escalas temporales, evaluar la sensibilidad de los distintos ecosistemas a los cambios climáticos del pasado e identificar procesos de retroalimentación significativos.

Entre los registros geológicos, una primera división muy sencilla se basa en la continuidad temporal (Tabla I). Así, hablamos de registros continuos

Fuente o archivo	Registro	Indicadores	Datación	Rango temporal	Variable reconstruida	
Registros históricos	Fuentes históricas o arqueológicas		Medidas instrumentales; archivos históricos variados; literatura; yacimientos arqueológicos	Análisis de datos; estudio de documentos y yacimientos; ¹⁴ C	10 a 10 ⁴ años	Temperaturas; cosechas; nivel del mar; frecuencia de tormentas y huracanes; migraciones de cinturones de lluvia
	Sondeos de hielo (glaciares, cuevas)		Isótopos (en aire y hielo); gases (CO ₂ , CH ₄); trazas (Na, etc)	Contaje de capas y modelos físicos; ¹⁴ C	10 a 10 ⁶ años	Temperatura; aportes eólicos; composición de la atmósfera; registro de vulcanismo
Registros geológicos continentales	Depósitos lacustres		Propiedades físicas; análisis composicional; polen; carbones; organismos; isotopía (carbonatos, m.o.)	¹⁴ C, U-Th, OSL, contaje láminas	10 a 10 ⁵ años	Nivel del lago; temperatura; cubierta vegetal, incendios
	Espeleotemas		Isótopos estables; composición trazas; petrología, mineralogía	U-Th, contaje láminas	100 a 10 ⁵ años	Temperatura; disponibilidad hídrica
	Depósitos fluviales y aluviales		Estratigrafía y definición de facies Depósitos de terrazas o de inundación	¹⁴ C, OSL	100 a 10 ⁵ años	Disponibilidad hídrica; paleoinundaciones, cambios ecológicos
	Anillos de árboles		Espesor anillos, isótopos estables	¹⁴ C	10 a 10 ⁴ años	Temperatura; estacionalidad; fuegos; sequías; cronologías
	Depósitos glaciales		Morrenas	¹⁴ C, OSL, ¹⁰ Be	100 a 10 ⁵ años	Extensión de los glaciares
	Depósitos costeros (dunas y loess)		Estratigrafía y definición de facies; dunas, terrazas y playas fósiles	¹⁴ C, OSL	100 a 10 ⁵ años	Niveles del mar, actividad eólica, disponibilidad hídrica
Registros geológicos marinos	Sedimentos marinos		Propiedades físicas; análisis composicional; polen, carbones; isotopía; geoquímica orgánica; asociaciones de organismos fósiles	¹⁴ C, correlación con curvas patrón	10 a 10 ⁶ años	Temperatura; salinidad; nivel del mar; disponibilidad hídrica; corrientes oceánicas; actividad eólica; cambios en los ecosistemas; productividad; cambios en la composición oceánica; cambios en el continente
	Corales		Análisis composicional; isotopía	U-Th	10 a 10 ⁵ años	Niveles del mar; composición química del agua; temperaturas

o discontinuos en función de cómo se almacena la información, si se produce un depósito de manera prolongada en el tiempo o si, por el contrario, el registro en cuestión solo tiene lugar ante unas determinadas condiciones ambientales. Es fácil pensar que un registro glacial, como por ejemplo el depósito de una morrena terminal, no va a ser fuente de información paleoambiental continua sino que nos proporcionará datos de la edad y la extensión de un glaciar determinado en un momento concreto. Si queremos indagar en procesos más continuos, por ejemplo, los cambios de temperatura o de precipitación en una región particular, necesitamos archivos más continuos como los registros lacustres y marinos, los sondeos de hielo o los espeleotemas de cuevas. Esta división entre los registros también va a condicionar la escala de tiempo a la que vamos a poder reconstruir el clima del pasado. Mientras algunos registros pueden llegar a proporcionar información a escala anual o incluso estacional (Corella *et al.*, 2014), otros más discontinuos nos hablan de periodos glaciales versus interglaciales. Entre estos últimos, es interesante resaltar que a menudo la sola presencia de algunos depósitos ya nos está suministrando información del clima. Por ejemplo, los registros tobáceos en la Península Ibérica se forman predominantemente bajo condiciones interglaciales, más húmedas y cálidas, que favorecen la precipitación del carbonato (Sancho *et al.*, 2015).

Del mismo modo, la escala espacial es un parámetro fundamental a tener en cuenta en las re-

construcciones paleoclimáticas. Aunque en general se habla de que los registros continentales ofrecen una información más local que los registros marinos a los que se les supone un alcance más global, se ha comprobado que algunas variables climáticas reconstruidas a partir de registros lacustres o espeleotemas representan adecuadamente los cambios climáticos de una amplia región. En cualquier caso sí que es fundamental la correlación y comparación entre registros continentales cercanos y entre estos y registros marinos para discriminar la señal común de los efectos más locales. Por ejemplo, el estudio de paleoinundaciones a partir de un único sedimento lacustre (ej. Moreno *et al.*, 2008) puede estar totalmente influido por las características concretas del área fuente, como la disponibilidad de sedimento (en función de la litología, la erosión, etc.) o el variable impacto de la actividad humana (con distintos usos del suelo, deforestación, incendios, etc.). Sin embargo, si los resultados de la frecuencia de dichas paleoinundaciones o de su intensidad están reproducidos en más registros cercanos (ej. Barreiro-Lostres *et al.*, 2016) el resultado puede ser extrapolable a una región más amplia.

METODOLOGÍA DE ESTUDIO: DEL CAMPO O EL OCÉANO AL LABORATORIO

Los registros geológicos son diversos y por tanto su metodología de estudio también lo es. Sin embar-

Tabla 1. Registros y proxies utilizados para las reconstrucciones paleoambientales más comunes. Se indica el método de datación más habitual y las variables ambientales reconstruidas.

go, es bastante común contar siempre con un trabajo de campo asociado a la recuperación del registro (desde una gran campaña internacional de obtención de sondeos de hielo en los casquetes polares o una campaña oceanográfica internacional hasta un pequeño sondeo en una turbera) y al seguimiento instrumental del sistema concreto (lago, turbera, cueva, río, etc.).

El trabajo de campo, a pesar de ser la primera parte de cualquier estudio paleoclimático, también debe prolongarse en el tiempo porque el estudio de las variables ambientales actuales y su relación con los *proxies* que posteriormente vamos a analizar en el registro es muy importante en todo trabajo paleoclimático. Debido a esas influencias locales que pueden a veces dominar la señal registrada en un archivo continental la monitorización se convierte en un requisito indispensable. La famosa frase del filósofo griego Heráclito de que “*no se puede entrar dos veces en el mismo río*” se hace aquí extensible a “lago”, “cueva”, etc. ya que el cambio es permanente y hay que asumir que las hipótesis planteadas en un sistema quizás no sean válidas en otro.

La comunidad científica dedicada al Paleoclima invierte cada vez más esfuerzos en este conocimiento de los sistemas actuales mediante seguimiento instrumental (estacional, anual, etc.) de las variables climáticas y de los parámetros de estudio. Algo tan obvio como la relación del nivel de un lago con la precipitación anual en esa región puede no seguir una correspondencia tan directa y estar influida por otros procesos como la evapotranspiración, los aportes de aguas subterráneas o el rellenado sedimentario de la cubeta lacustre. Del mismo modo, en una cueva puede ser fundamental la cantidad de precipitación externa para aumentar el carbonato formado en el interior mientras que en otra cueva esa cantidad de carbonato puede estar totalmente ligada a la ventilación y, por tanto, a la cantidad de CO₂ en la cavidad. En el medio marino, los datos (diarios, semanales o mensuales) de trampas de sedimentos, los cultivos en laboratorio de organismos bajo condiciones variables de temperatura, nutrientes, luz, etc., o las muestras de sedimentos del fondo marino actual proporcionan gran variedad de información detallada sobre los parámetros ambientales marinos del presente.

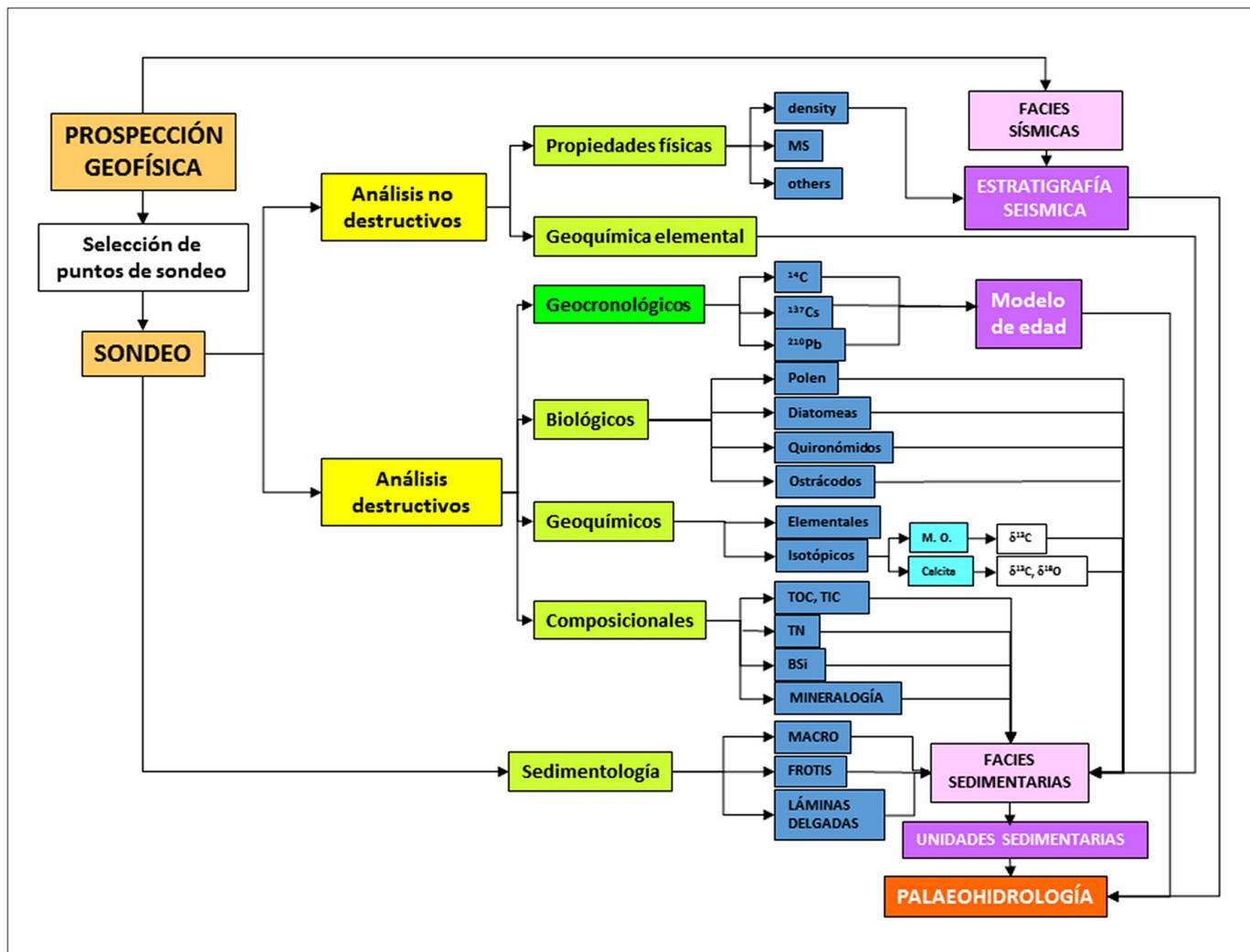
Resolver esas relaciones entre *proxies* y parámetros ambientales o climáticos es necesario para llevar a cabo una reconstrucción paleoclimática. Además, esa relación va a permitir en algunos casos una **calibración** de los indicadores analizados y, por tanto, su interpretación en términos cuantitativos. Por ejemplo, en registros oceánicos es frecuente calcular la temperatura superficial marina utilizando el índice de insaturación de alquenonas U^k₃₇, que relaciona de manera lineal el número de insaturaciones (dobles enlaces) de estas moléculas lipídicas susceptibles de quedar preservadas en el sedimento y la temperatura de las masas de agua en las que vivieron las algas cocolitoforales que las segregaron. Para calibrar este índice se realizaron cultivos de laboratorio a diferentes temperaturas de la especie de cocolitóforo *Emiliania huxleyi*, su principal biosintetizador (ver Quijano y Castro, 2015 para una explicación más detallada y

otros ejemplos de biomarcadores utilizados en paleoclimatología).

Posteriormente o en paralelo al trabajo de campo, la metodología de estudio de los registros paleoclimáticos requiere de un trabajo analítico en laboratorio. En la Fig. 2 se presenta un diagrama de flujo de los análisis, que habitualmente se realizan en un registro lacustre para ilustrar la complementariedad de técnicas y análisis en la metodología *multiproxy*. En dicho diagrama podemos ver reflejada la separación entre análisis de propiedades “en continuo” y “en muestra discreta” así como la división entre indicadores de carácter más “geológico” y otros más “biológicos”. La principal información obtenida de los *proxies* geológicos recae en identificar y caracterizar los procesos sedimentarios que controlan la entrada, transporte y depósito de las partículas sedimentarias, datos esenciales para entender el relleno sedimentario de un sistema lacustre. Los indicadores más utilizados son: (1) las distribuciones granulométricas de las partículas; (2) la composición mineralógica; (3) la composición geoquímica elemental; (4) la concentración de carbono orgánico e inorgánico y (5) la composición isotópica de los carbonatos lacustres o de la materia orgánica acumulada. El análisis combinado de estos *proxies* proporciona información respecto a, por ejemplo, la entrada y composición de minerales alóctonos *versus* la precipitación de otros minerales autigénicos en el lago o datos sobre el balance hidrológico y la temperatura (Morellón *et al.*, 2009). Entre los indicadores de carácter biológico más usados en las reconstrucciones paleoclimáticas a partir de registros lacustres (Fig. 2) destacan: (1) el polen, como una representación del tipo y extensión de la cubierta vegetal y (2) las asociaciones de diatomeas, ostrácodos y/o quironómidos, como organismos lacustres que proporcionan información sobre las condiciones limnológicas (pH, nivel del lago, nutrientes, mezcla en la columna de agua) y ambientales (temperatura y precipitación) (ej. Smol *et al.*, 2001).

Desde hace un par de décadas se ha extendido el uso de técnicas de análisis en continuo y no destructivo, muy utilizadas sobretudo en el estudio de testigos de sondeos, que permiten la obtención de datos con muy alta resolución (Frigola *et al.*, 2015). Así, destacamos la medida de propiedades físicas del sedimento (densidad, susceptibilidad magnética, color, etc.) mediante un GEOTEK MSCL, o el análisis semi-cuantitativo de la composición en elementos mayores y traza mediante un Core-Scanner de Fluorescencia de Rayos-X (de las casas Avaatech o ITRAX). Ambos equipos están disponibles en varios laboratorios españoles y su uso ha mejorado sin duda el estudio de cambios climáticos rápidos del pasado reciente (ej. Moreno *et al.*, 2012). Otra técnica de alta resolución aplicada en este caso al estudio de espeleotemas es la ablación láser acoplada a la espectrometría de masas que permite obtener la concentración de elementos como el Mg o el Sr a escala micrométrica pudiendo resolver así las variaciones de carácter estacional (Stoll *et al.*, 2012).

Por otro lado, aunque sin duda con menor resolución, la aplicación de nuevos *proxies* en el estudio de registros continentales está también revolucio-



nando nuestro conocimiento del clima del pasado. Por ejemplo, en los últimos años ha tenido un gran desarrollo la aplicación de nuevos indicadores dentro de la geoquímica orgánica (ej. composición isotópica de compuestos específicos como la celulosa o la relación entre diferentes lípidos presentes en las hojas), los cuales informan sobre variaciones en la productividad lacustre y en el ciclo del carbono y que han empezado a aplicarse en registros españoles (ej. Jambriña-Enríquez *et al.*, 2016). Del mismo modo, en los registros de espeleotemas, el análisis de las inclusiones fluidas presentes en el carbonato permite conocer la composición isotópica del agua a partir de la que se formó dicho carbonato, facilitando así su interpretación en términos de temperatura. Sin embargo, hasta la fecha, dichas técnicas requieren de un protocolo complejo y están implementadas en pocos laboratorios por lo que su uso no está todavía muy extendido

A pesar de la diversidad metodológica que encontramos, aparece un aspecto común a las técnicas usadas en el análisis paleoclimático de registros hoy en día: el requisito cada vez más patente de proporcionar resultados cuantitativos. Es hoy evidente que si queremos contribuir con datos paleoclimáticos a mejorar nuestro conocimiento del sistema climático, incluyendo la implementación de modelos climáticos más robustos, necesitamos

obtener datos numéricos de cómo ha variado el clima en el pasado. Si nuestra reconstrucción es solo cualitativa no será tan útil para comparar con otros registros ni otros periodos de tiempo. Una recopilación reciente de archivos paleoclimáticos terrestres en Europa puso de manifiesto la escasez de datos cuantitativos y, por tanto, la necesidad de mayores esfuerzos en la calibración de *proxies* (Moreno *et al.*, 2014). Algunos indicadores, generalmente de carácter “biológico” como la abundancia de quironómidos, diatomeas, foraminíferos planctónicos o tipos de polen y fitolitos, están normalmente “calibrados” gracias a funciones de transferencia que relacionan su abundancia y diversidad con unas condiciones ambientales (pH, temperatura, precipitación, etc.) determinadas (ej. Muñoz Sobrino *et al.*, 2013). Sin embargo, otros *proxies* más “geológicos”, como puede ser el nivel del lago o la composición isotópica de un espeleotema dependen más de la monitorización de los ambientes actuales siendo prácticamente imposible el desarrollo de una calibración a escala regional.

El control cronológico, o el conocimiento del momento exacto en la escala temporal de cuándo suceden todos estos procesos, es crítico para poder comparar los datos de los diferentes registros paleoclimáticos y explorar el tiempo, la duración y la sincronía de las respuestas ante los principales

Fig. 2. Metodología multi-proxy, comúnmente aplicada al estudio de secuencias lacustres y marinas para obtener una información paleoambiental (tomada de Morellón, 2009).

eventos o transiciones climáticas. Hasta hace unos años, la datación de algunas secuencias continentales se realizaba por comparación con las curvas de referencia (ej. los sondeos de hielo de Groenlandia o las curvas SPECMAP o LR04). Este procedimiento aún es el más utilizado en la datación de registros marinos anteriores a los últimos 70.000 años. Sin embargo, la necesidad de evaluar qué procesos y mecanismos han estado involucrados en la transferencia espacial de la señal climática y si han ocurrido de un modo gradual o rápido requiere de dataciones absolutas y cronologías independientes de la mayor fiabilidad y resolución que sea posible. La importancia de saber situar en el tiempo los procesos geológicos, ha hecho que las técnicas de datación estén en continuo desarrollo y que cada vez estos datos sean más fiables y precisos.

Hay numerosas clasificaciones en las que no podemos entrar en detalle y cuyo resumen se muestra en la tabla II, modificada de un completo documento de Walker (2005), que se puede descargar de internet. Entre las principales técnicas, algunas se basan en el periodo de desintegración radioactiva de alguno de sus elementos (métodos radiométricos, como el radiocarbono, las series del uranio, o el par isotópico potasio/argón), mientras que otras se basan en incrementos anuales de un determinado proceso, como el crecimiento anual de los anillos de los árboles. Cada una de ellas tendrá aplicación en un determinado intervalo de tiempo, y deberemos conocer una serie de parámetros y fundamentos para aplicarlas y obtener las edades de la forma más precisa posible para nuestros materiales.

El más famoso y útil de todos los métodos es el del ^{14}C , que nos sirve para datar fragmentos orgánicos de hasta aproximadamente 50.000 años de edad. En la naturaleza existen 3 isótopos de C: ^{12}C , ^{13}C y ^{14}C , con abundancias del 99, 1 y 1×10^{-12} % respectivamente. El ^{14}C se forma continuamente en la atmósfera por la acción de los rayos cósmicos sobre otro isótopo, el ^{14}N . Todos los seres vivos de la

biosfera incorporan el ^{14}C que se produce de esta forma hasta que mueren, por lo que si se conocen las vidas medias de estos procesos, los mecanismos de transformación y las relaciones entre todos estos isótopos, midiendo la cantidad de ^{14}C que hay en la muestra, se puede llegar a saber el tiempo que ha transcurrido entre el momento en que ese proceso de intercambios paró, por muerte o enterramiento, y el presente. Por convenio, el presente para el ^{14}C es el año 1950. En la actualidad las medidas de las relaciones entre estos isótopos se realizan con bastante precisión en varios laboratorios del mundo mediante una técnica llamada espectrometría de masas con aceleradores (AMS), aunque existen otros métodos más sencillos que miden las partículas beta que se emiten en estas desintegraciones. Una vez obtenidas las edades de ^{14}C , se deben realizar unas pequeñas correcciones matemáticas con el fin de calcular lo que se llama edad calibrada (Cal BP) que será el dato ajustado a la edad real. Este método tiene muchas ventajas y es ampliamente usado en muchos campos, ya que puede usarse para una gran variedad de muestras siempre que estas tengan la suficiente cantidad de carbono, tales como semillas, madera, papel, restos carbonosos, hojas de plantas, dientes, conchas.

Otros métodos radiométricos como el K-Ar, Ar-Ar o series de U-Th se basan en las series y periodos de desintegración de esos elementos. En los dos primeros casos se basa en la desintegración del K al Ar, y es apropiada, entre otras cosas, para datar rocas volcánicas de edades superiores a unos 100.000 años. En el caso de las series de U-Th, son muy usadas en aquellos procesos que implican la precipitación de carbonato cálcico (espeleotemas o corales, entre otros), y se determina por espectrometría de masas la cantidad de padres (^{234}U) e hijos (^{230}Th) que se producen cuando a partir del padre se emite una partícula alfa. Este proceso forma parte de una larga y compleja cadena de desintegraciones que empiezan en ^{238}U y terminan en el ^{206}Pb y es uno de los métodos más populares cuando se trabaja con

Tabla II. Principales métodos de datación en el Cuaternario y sus rangos de aplicación temporal (modificada de Walker, 2005).

	10	100	1000	10.000	100.000	1 millón	10 millones
Métodos radiométricos							
Radiocarbono		—————	—————	—————	—————		
K-Ar / Ar-Ar			—————	—————	—————	—————	
Pb 210 y Cs 137	—————	—————					
U-Th							
Luminiscencia	—————	—————	—————	—————	—————		
Nucleidos cosmogénicos			—————	—————	—————		
Incrementos anuales							
Dendrocronología	—————	—————	—————	—————			
Varvas	—————	—————	—————	—————	—————		
Liquenometría	—————	—————					
Espeleotemas	—————	—————					
Esclerocronología			—————	—————			
Métodos relativos							
hidratación obsidiana			—————	—————	—————		
Racemización aminoácidos	—————	—————	—————	—————	—————	—————	
Métodos de correlación							
Isótopos oxígeno			—————	—————	—————		
Tefrocronología	—————	—————	—————	—————	—————	—————	
Paleomagnetismo	—————	—————	—————	—————	—————	—————	

sedimentos o partículas carbonatadas, dientes o huesos. Las edades que se pueden obtener oscilan entre 1000 y 300.000 años.

Hay muchas series isotópicas que nos dan información acerca de la edad de los materiales terrestres, pero en concreto en el pasado reciente son enormemente útiles aquellos isótopos introducidos en la atmósfera como consecuencia de las pruebas y accidentes nucleares y que se han distribuido por todo el planeta (^{134}Cs , ^{137}Cs , ^{239}Pu , ^{241}Am). Sabiendo el momento en el que se produjo la introducción de estos elementos en la atmósfera, cómo funciona su serie de desintegración y la cantidad de estos isótopos en los sedimentos, se pueden calcular los años que han pasado desde que se depositaron e incluso datar! En la misma línea se usa el método del ^{210}Pb , que se produce en la atmósfera a partir del ^{222}Rn y que se va acumulando en los sedimentos. Otros isótopos “especiales”, pero muy interesantes, son los nucleidos cosmogénicos (^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{41}Ca , ^{129}I), que son aquellos que se producen por la interacción de los rayos cósmicos con el núcleo de un átomo que se encuentra en las superficies de las rocas. Como vemos, hay isótopos de todos los tipos y para todos los gustos y edades, la única condición es conocer los fundamentos del sistema y medirlos de la forma más correcta posible para obtener unos buenos datos de edad.

Muy conocido y apasionante es el método de datar estudiando los anillos de los árboles (dendrocronología). Este método es muy útil para ordenar en el tiempo acontecimientos principalmente climáticos. De forma sencilla se basa en estudiar el número de láminas de la corteza de un árbol (claras y oscuras) y que corresponden normalmente a etapas de crecimiento rápido (verano) y lento (invierno). El proceso para calcular la edad y los años que registra cada árbol tampoco es directo y siempre tenemos que comparar las láminas de nuestro árbol, con las de otros árboles en el mismo contexto, para ver si para el mismo espacio de tiempo reflejan sucesos similares. Si podemos llegar a establecer la edad de cada uno de los anillos, nos proporcionará datos sumamente importantes para las reconstrucciones paleo climatólogicas, dado que su espesor, junto a otros parámetros medidos en el anillo, van a depender de variables ambientales como etapas húmedas o áridas o variaciones de temperatura a una resolución anual. Igualmente, la cronología basada en el contaje de laminaciones rítmicas que se forman anualmente en lagos (varvas) nos puede dar una gran cantidad de información climática a escala anual o estacional, para edades incluso en el límite inferior del ^{14}C . Al igual que la dendrocronología, las varvas tienen una gran precisión temporal que con una correcta interpretación nos permitirá estudiar muy bien los patrones climáticos de la zona. La líquenometría (Tabla II) también nos puede ayudar a establecer edades en un intervalo de tiempo concreto. Está basada en el principio de que hay una relación directa entre el tamaño del líquen y su edad. Aunque no todas las especies de líquenes son adecuadas para estos estudios nos pueden ayudar a saber cuántos años llevan determinadas superficies expuestas.

LAS RECONSTRUCCIONES CLIMÁTICAS DEL PASADO EN IBERIA A TRAVÉS DE REGISTROS SEDIMENTARIOS

La región del sur de Europa y, particularmente la región Mediterránea por su posición latitudinal en un área de transición entre latitudes templadas y subtropicales, es muy sensible a los cambios climáticos, particularmente a las fluctuaciones hidrológicas y oceánicas. De hecho, aparece en el último informe del IPCC como un área muy vulnerable a los cambios climáticos que se esperan en el futuro próximo. Por lo tanto, resulta fundamental entender y anticipar esos cambios de cara a implementar estrategias de adaptación y mitigación.

El estudio de los cambios climáticos del Cuaternario nos proporciona análogos al cambio climático actual que nos permiten explorar en profundidad los mecanismos que los causaron y las respuestas de los ecosistemas terrestres. Como ejemplos, trataremos los cambios climáticos rápidos durante el último ciclo glacial a través de registros de espeleotemas y la reconstrucción paleohidrológica de los últimos 2000 años mediante el estudio *multi-proxy* realizado a partir de registros lacustres, y recurriremos a los registros marinos para observar cambios a escala orbital.

Cambios climáticos a escala orbital: los últimos 500.000 años

Si algo caracteriza al Cuaternario es precisamente la alternancia cíclica de periodos fríos y cálidos causada por el crecimiento y colapso de los casquetes polares con una periodicidad asociada a los ciclos astronómicos de radiación solar predichos por el astrónomo serbio Milutin Milankovitch en 1920. Estos ciclos astronómicos –cuya periodicidad oscila entre los 20.000 y los 400.000 años– están causados por la distinta incidencia de los rayos solares sobre la superficie del planeta a lo largo del tiempo, debida a cambios en la excentricidad de la órbita de la Tierra, en la oblicuidad del eje de rotación terrestre, y en la precesión de los equinoccios (ver artículo de Chivelet *et al.*, 2015 para una explicación mucho más exhaustiva). De estas tres componentes, la excentricidad causa pequeños cambios en la insolación global anual, mientras que la oblicuidad y la precesión alteran la distribución e intensidad de la insolación con la estación del año y la latitud. Sus efectos sobre el clima dan lugar a la alteración de la cantidad de radiación solar recibida en cada estación y en cada latitud, modificando las corrientes oceánicas y su intensidad, las temperaturas, el transporte de calor y la acumulación de nieve en los polos, entre otros procesos y elementos. El impacto de estos cambios en la circulación oceánica y en el volumen de hielo global –y por tanto en los sedimentos marinos– queda patente en las variaciones de los registros de isótopos de oxígeno extraídos de las conchas carbonatadas de foraminíferos (fundamentos y ejemplos en Chivelet y Muñoz-García, 2015). Por ejemplo, un análisis espectral de la curva SPECMAP para los últimos 500.000 años revela que los ciclos detectados en el registro isotópico del fondo del Pacífico ecuatorial corresponden a las frecuencias de 100.000, 41.000 y 23.000 años –predichas por Mi-

lankovitch- quedando demostrado que las variaciones en la insolación solar son la causa principal de los grandes cambios climáticos del Cuaternario (Fig. 3). Sin embargo, en las curvas paleoclimáticas reales (y en las curvas-modelo SPECMAP o LR04) son mucho más evidentes los ciclos de 100.000 años que los de 41.000 y 23.000 años, mientras que en los modelos astronómicos teóricos dominan los dos últimos. Esta paradoja se produce desde hace aproximadamente 800.000 años; los registros anteriores están dominados por la ciclicidad de 41.000 años.

Las oscilaciones en los valores isotópicos mostradas por los registros, que representan cambios en el volumen de hielo polar, permitieron definir los Estadios Isotópicos Marinos (*Marine Isotopic Stages* – MIS), una escala temporal calibrada utilizada ampliamente en Paleoclimatología en la que el presente periodo interglaciar equivale al MIS 1 (presente -14.000 años), el último periodo glacial es el MIS 2 (14.000 – 29.000 años), y así sucesivamente hacia atrás en el tiempo (Fig. 3). Las edades más actuales de los límites entre MIS pueden ser consultadas en la web <http://lorraine-lisiecki.com/stack.html>, donde también se puede descargar la curva-modelo isotópica LR04 (Lisiecki y Raymo, 2005), la más utilizada hoy en día para registros sedimentarios a escala orbital.

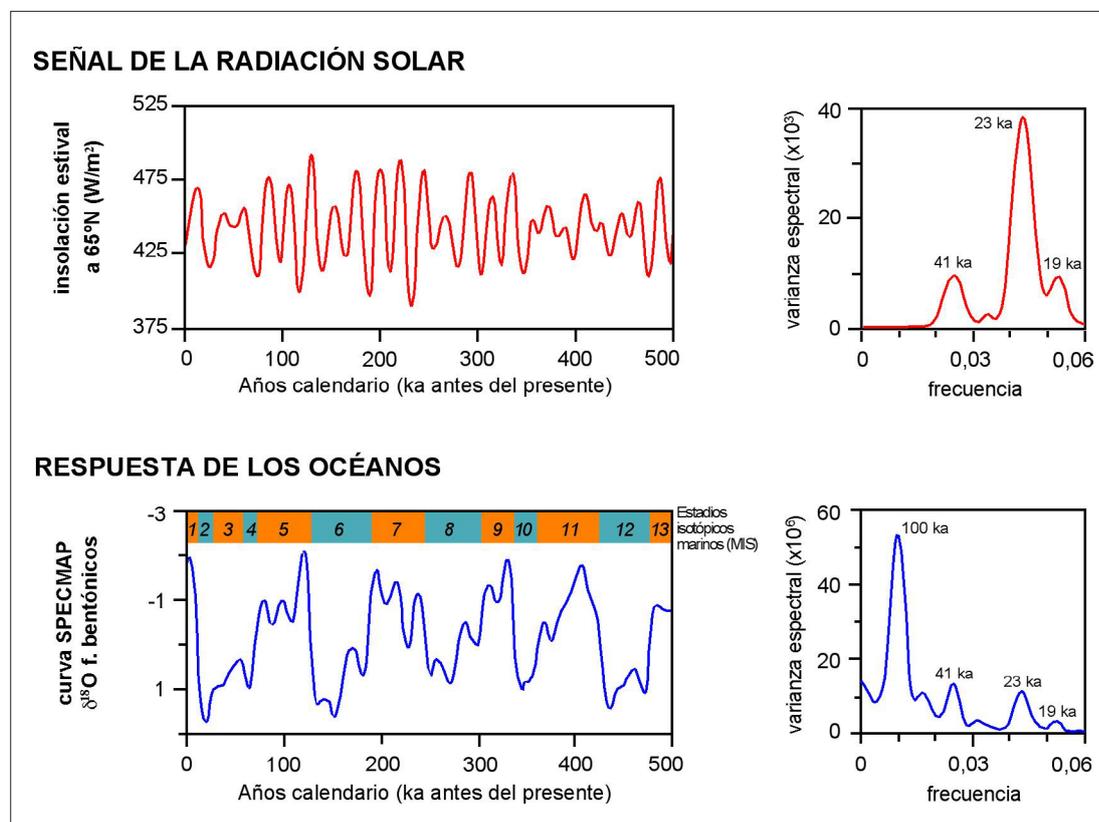
No solamente son los isótopos de oxígeno los que reflejan la ciclicidad orbital, sino que muchas otras *proxies* obtenidas a partir de registros oceánicos a esta escala muestran una respuesta similar. En particular, y debido a su localización tan especial entre altas y bajas latitudes, los sedimentos obtenidos en el margen de la Península Ibérica han sido objeto de gran cantidad de estudios *multiproxy*, como los de Martrat *et al.* (2004, 2007) (isótopos

de oxígeno y de carbono, temperaturas basadas en alquenonas, concentraciones de biomarcadores orgánicos continentales y marinos), Rodríguez *et al.* (2011) (isótopos de oxígeno y carbono, recuento de fragmentos de roca transportados por icebergs, carbono orgánico, concentración de alquenonas y temperaturas, biomarcadores orgánicos continentales) y Hodell *et al.* (2013) (fluorescencia de rayos X, reflectancia, contenido en carbonato, isótopos de oxígeno y carbono). En todos estos registros se observa claramente cómo la ciclicidad orbital (a la que se le superponen eventos de ciclicidad milenaria) ha controlado el clima de la Península Ibérica durante el Cuaternario.

El final del último ciclo glaciar desde las cuevas de la costa Cantábrica

El último ciclo glaciar se caracterizó, gracias al estudio de los sondeos de hielo obtenidos en los casquetes polares, por la rápida sucesión de eventos climáticos cortos caracterizados por un enfriamiento abrupto y un calentamiento gradual que se denominaron ciclos de Dansgaard/Oeschger – D/O – en honor a sus descubridores (Dansgaard *et al.*, 1984) (Fig. 4). Más adelante, gracias a los trabajos de G. Bond y colaboradores (Bond *et al.*, 1993), se consiguió correlacionar los registros climáticos de los testigos sedimentarios del Atlántico Norte y de los testigos de hielo de Groenlandia, logro debido en parte a la definición de los llamados Ciclos de Bond. Estos autores mostraron que varios ciclos de Dansgaard-Oeschger podían ser agrupados en ciclos de rango superior que mostraban un enfriamiento progresivo que culminaba en un Evento de Heinrich (eventos de descarga masiva de icebergs al Atlántico Norte). A partir de esos trabajos, hubo un

Fig. 3. Perfiles de la insolación estival a 65°N y de la curva de isótopos SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984) durante los últimos 500.000 años. A la derecha, los análisis espectrales de ambas curvas. Se puede observar que, aunque las periodicidades son las mismas, las amplitudes son muy diferentes ya que el sistema climático terrestre está dominado actualmente por la excentricidad, apenas presente en la insolación teórica. Los análisis espectrales han sido realizados mediante el programa Analyseries 2.0 (Paillard *et al.*, 1996). En la curva isotópica se ha marcado la correspondencia con los estadios isotópicos marinos (MIS 1 a 13). Años en ka ($\times 1000$ años).



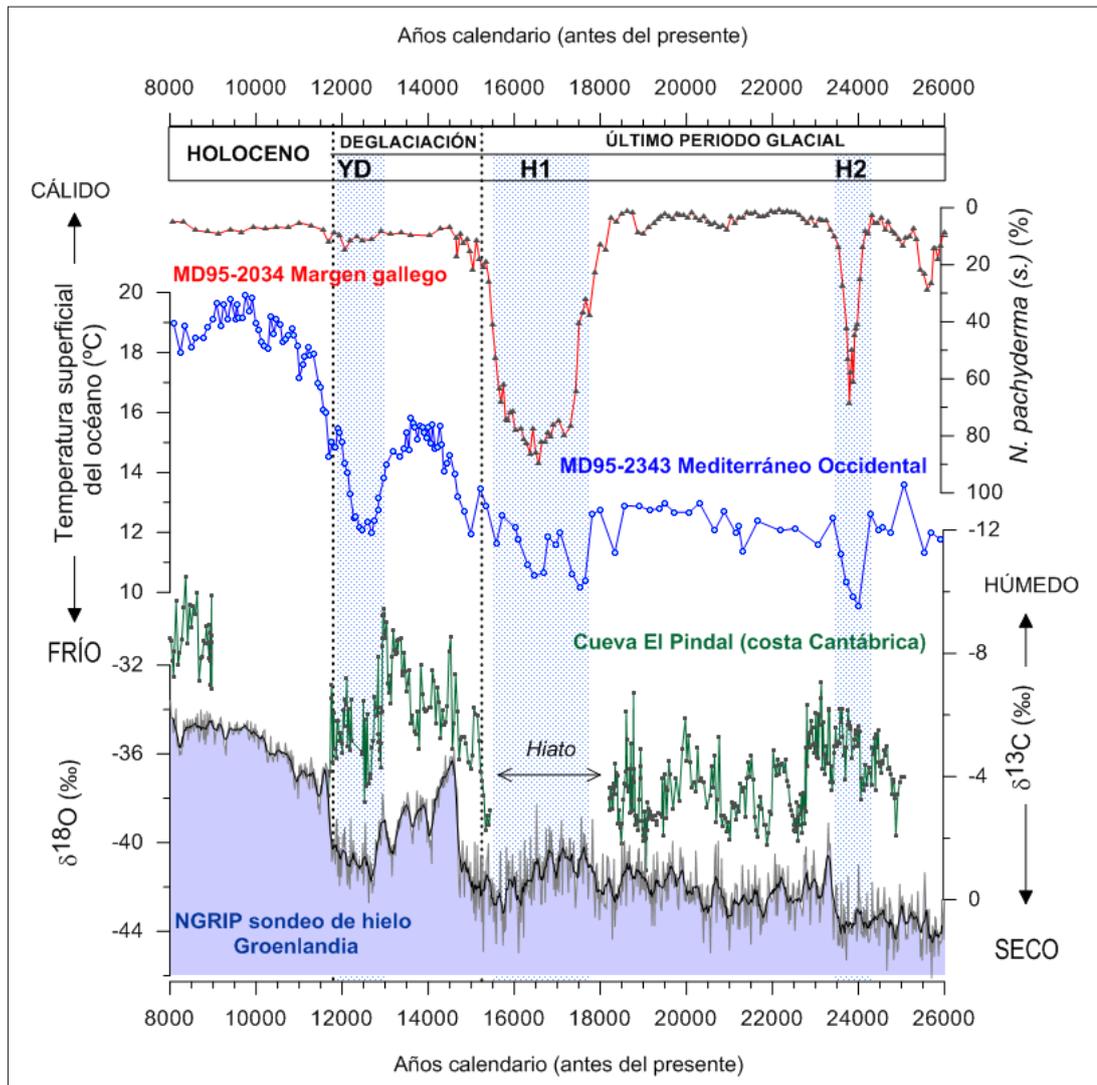


Fig. 4. Principales cambios climáticos registrados en secuencias continentales y marinas del final del último periodo glacial y la deglaciación. De arriba a abajo se muestra el porcentaje de la abundancia de *Neogloboquadrina pachyderma* (s.) (de Abreu et al., 2003), indicador de condiciones frías, en un sondeo del margen gallego-portugués; la temperatura (°C) reconstruida a partir de la concentración de alquenonas en un sondeo del Mar de Alborán (Cacho et al., 1999); los isótopos $\delta^{13}\text{C}$ analizados en la estalagmita CAN de la cueva de El Pindal (costa cantábrica) mostrando cambios en la humedad (Moreno et al., 2010a) y el registro isotópico $\delta^{18}\text{O}$ del sondeo de hielo NGRIP en Groenlandia (Rasmussen et al., 2006).

gran esfuerzo de la comunidad paleoclimática para identificar en otras zonas del planeta una respuesta a esas ciclicidades que, aún hoy, no están del todo explicadas. El trabajo de A. Volker en 2002 (Voelker, 2002) puso de manifiesto que los D/O eran unas ciclicidades climáticas de alcance global con repercusiones en ecosistemas marinos y terrestres y por primera vez se vio la importancia de los cambios climáticos abruptos del pasado como posibles análogos del calentamiento global actual.

Un ejemplo de esta variabilidad climática milenaria en zonas alejadas de la influencia directa de los mantos glaciares se halla en el mar Mediterráneo. El análisis de testigos marinos (Cacho et al., 1999; Moreno et al., 2005; Sánchez-Goñi et al., 2008, entre otros) y lacustres (González-Sampérez et al., 2006; Moreno et al., 2010b) de alta resolución ha permitido comprobar que la rapidez en la transferencia del cambio climático entre los sistemas oceánico y atmosférico que se postuló para el Atlántico Norte se extiende al menos hasta la región mediterránea (Fig. 4). Sin embargo, las evidencias de estos ciclos en registros continentales de la Península Ibérica son todavía muy poco numerosas y existen muchas dificultades para generar cronologías robustas en sedimentos lacustres de esta época debido a la escasez de restos orgánicos en un ambiente glacial. Los es-

peleotemas, por su posibilidad de datarse mediante las series de desintegración de U-Th, permiten identificar y caracterizar la respuesta terrestre ante los cambios climáticos abruptos del final del periodo glacial y la deglaciación y establecer la posible sincronía respecto a los sondeos de hielo de Groenlandia o los registros marinos. Sin embargo, como los espeleotemas suelen crecer en periodos cálidos y/o húmedos, hay muy pocos registros disponibles del último ciclo glacial. Así, en un trabajo publicado por H. Stoll tras analizar 21 estalagmitas de cuevas de la costa cantábrica, tan solo en 2 de ellas se encontraron crecimientos que coincidieron con las fases cálidas de algunos ciclos de D/O (hace 41.000, 36.500 y 28.600 años) (Stoll et al., 2013). Sin embargo, cuando las condiciones climáticas fueron un poco más benignas, tenemos evidencias de estas ciclicidades en una estalagmita de la cueva de El Pindal (Asturias) cubriendo el final del último ciclo glacial y la deglaciación hasta la entrada al Holoceno, el actual interglacial (Moreno et al., 2010a) (Fig. 4).

La estalagmita estudiada en la cueva de El Pindal sirve como una importante conexión entre la variabilidad climática de escala milenaria, bien caracterizada en Groenlandia y el Atlántico Norte, y los cambios climáticos correlativos observados en los sedimentos marinos del Mediterráneo Occi-

dental. Además, se detecta que esta localización, el norte de la Península Ibérica, es muy sensible a los cambios climáticos causados por alteraciones en la circulación termohalina. De hecho, la estalagmita interrumpe su crecimiento durante 3000 años, coincidiendo con la ralentización e incluso parada de dicha circulación que conllevó un clima muy seco y frío en el sur de Europa entre hace 18.200 años y 15.400 años. Durante otros eventos fríos como el Evento de Heinrich 2 hace 24.000 años, los isótopos de carbono nos indican unas condiciones muy secas en la costa cantábrica, mientras que durante las fases cálidas de los D/O (como hace 23.000 años), se detecta un aumento de la humedad (Fig. 4). La rapidez con la que puede cambiar el clima de nuestro planeta está plenamente demostrada con los registros paleoclimáticos donde, por ejemplo, se han puesto en evidencia cambios de temperatura o humedad suficientes para pasar de un paisaje de bosque a una estepa en pocas décadas. Estos datos científicos son relevantes para una mejor comprensión del fenómeno del calentamiento global actual y para implementar estrategias de mitigación por parte de nuestra sociedad.

Fig. 5. Recopilación de reconstrucciones climáticas globales para los últimos 2000 años, incluyendo el número de manchas solares y las fases de mínimos (Vaquero et al., 2002), la irradiancia solar según (Bard et al., 2000) y las anomalías de temperatura para el hemisferio norte (Jones and Mann, 2004). Registros de la Península Ibérica (de oeste a este): temperaturas superficiales marinas medidas en el prodelta del Tajo (Rodríguez et al., 2009); nivel del lago reconstruido para el Lago de Estanya en el Prepirineo (Morellón et al., 2012); número de paleoinundaciones observado en la laguna de Taravilla en el Sistema Ibérico (Moreno et al., 2008); la relación Rb/Al registrada en el Lago de Zoñar en la cuenca del Guadalquivir (Martín-Puertas et al., 2008); número de eventos detríticos por año registrados en el Lago Montcortés en el Prepirineo (Corella et al., 2011) y fracción gruesa medida en un sondeo marino al norte de Menorca (Cisneros et al., 2016).

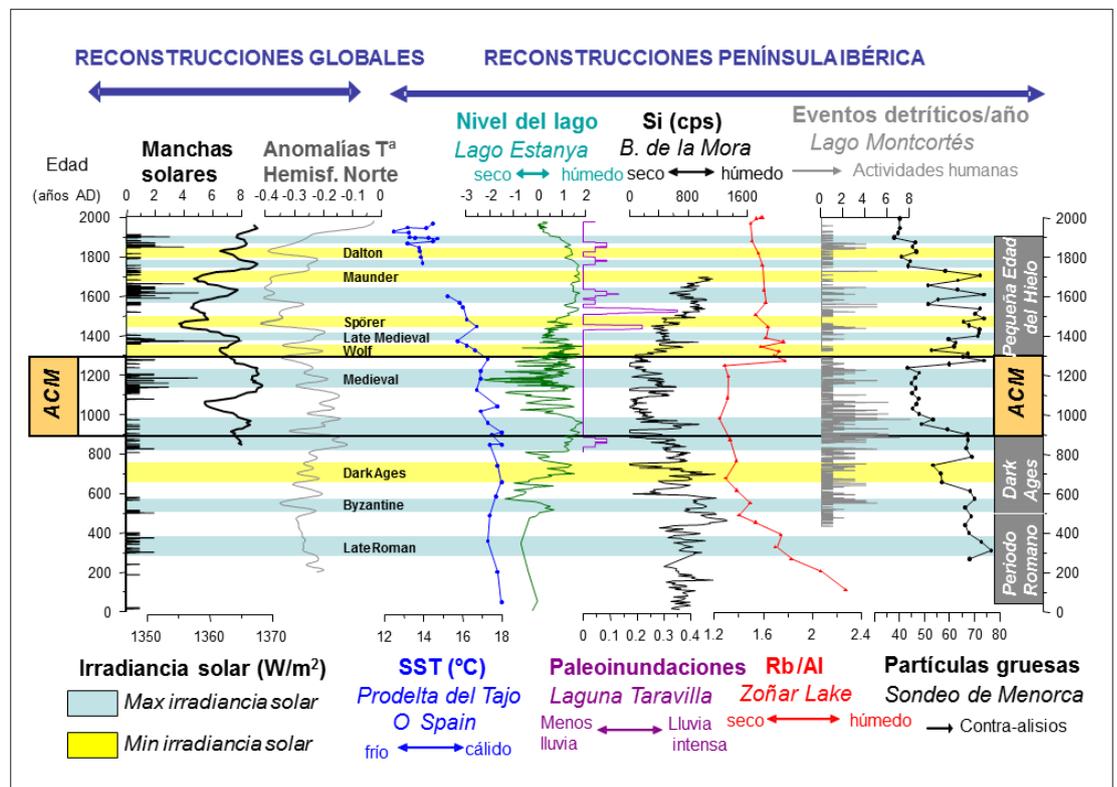
Variaciones paleohidrológicas de los últimos 2000 años: la Anomalía Climática Medieval vs la Pequeña Edad del Hielo

Los últimos 2000 años de nuestra era son especialmente interesantes desde el punto de vista paleoambiental porque recogen los últimos grandes cambios climáticos que tuvieron lugar de manera "natural". De hecho, la Anomalía Climática Medieval (900-1300 AD, ACM) sería el último evento cálido sin causas antropogénicas detrás. Para poder comparar este evento y el calentamiento global actual, se necesita estudiar registros de temperatura y de preci-

pitación con buena resolución y cronología robusta (una interesante recopilación reciente se muestra en Sánchez-López et al., 2016). Los sedimentos de algunos lagos de pequeño tamaño capaces de fluctuar su nivel ante pequeñas oscilaciones climáticas, son una fuente potencial de esa información. De la misma manera, sedimentos costeros y marinos proporcionan evidencias de cambios en las temperaturas superficiales marinas, aporte de sedimentos fluviales y patrones de los vientos relacionados con el clima (ej. Cisneros et al., 2016).

En la Península Ibérica, la mayoría de los lagos estudiados con metodología *multi-proxy* que cubren estos periodos (ej. Estanya, Taravilla, Zoñar, Arreo, Montcortés) registran niveles de agua más bajos y condiciones más áridas durante la ACM, comparados con los siguientes siglos que corresponden a la PEH. Los indicadores que nos hablan de ese periodo cálido son: aguas más concentradas, predominio de vegetación Mediterránea esclerófila y heliofitas frente a menos árboles de hoja caduca, y cambios en la cantidad y tipo de plantas acuáticas registradas, que indican variaciones en el nivel de agua de los lagos. En concreto, en la laguna de Taravilla situada en el Alto Tajo se observa una clara diferencia entre la ACM y la PEH en cuanto al número de capas detríticas que nos indican la presencia de paleoinundaciones (Moreno et al., 2008). Estas capas se han identificado utilizando su descripción sedimentológica (tamaño de grano, color, etc.) y su composición geoquímica (cantidad de materia orgánica de origen terrestre, contenido en elementos detríticos arrastrados de la cuenca, etc.) y se interpretan como eventos de avenidas en la cuenca asociados, probablemente, con lluvias intensas.

En la Fig. 5 se muestran algunos de estos registros comparados con reconstrucciones de carácter



global, como por ejemplo, el número de manchas solares como indicador de la actividad solar. Así, a pesar de las diferencias locales y de algunas incertidumbres cronológicas, la ACM aparece como un periodo seco caracterizado por niveles más bajos en los lagos estudiados en el este, y probablemente en el sur, de la Península Ibérica. Recientemente, se ha puesto de manifiesto que un modo positivo de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, en inglés), fenómeno climático que controla gran parte de la variabilidad en la precipitación de invierno que recibe la Península Ibérica, dominaría durante la ACM (Trouet *et al.*, 2009). Esto implicaría condiciones más secas y cálidas en la región Mediterránea. La Península Ibérica sirve como “laboratorio” para explorar los patrones de larga escala del índice de la NAO, ya que por su latitud, se encuentra en el límite meridional de los frentes atlánticos, asociados a los vientos contraalísios de latitudes medias.

ESTRATEGIAS DE ESTUDIO Y NUEVOS RETOS

En los últimos años, los estudios paleoclimáticos han puesto en evidencia que el sistema climático puede reorganizarse en periodos que alcanzan tan sólo unas pocas generaciones humanas (ej. Brauer *et al.*, 2008). Por lo tanto, identificar y caracterizar la señal climática registrada durante Cambios Climáticos Rápidos en el pasado reciente en condiciones análogas a las actuales, resulta esencial para que la sociedad disponga de las mejores herramientas para hacer frente en el futuro a las consecuencias que tendrán los cambios en el clima. Cada vez se analizan con mayor detalle determinados periodos de la historia de nuestro planeta, pudiendo a veces llegar a la resolución cronológica anual o incluso estacional.

El interés en los cambios climáticos rápidos ha condicionado que los principales avances en esta línea de investigación hayan ido dirigidos a conseguir una mayor resolución en el estudio de los registros continentales. Así, se han explorado nuevas técnicas de análisis en continuo, como por ejemplo, diferentes equipos para obtener de un modo no destructivo la composición geoquímica de los sedimentos mediante fluorescencia de rayos X o las propiedades físicas (densidad, susceptibilidad magnética, etc.).

La integración de archivos geológicos diferentes no es la única herramienta necesaria para comprender el funcionamiento del sistema climático en el pasado y sus potenciales respuestas a variaciones climáticas futuras. Se precisa, además, aplicar metodologías robustas que incluyan indicadores lo suficientemente sensibles a pequeñas variaciones en precipitación y temperatura, que sean eficientes y resolutivas en la discriminación de oscilaciones anuales o incluso estacionales.

Por último, es reseñable destacar que la habilidad de la comunidad científica para predecir la velocidad y magnitud de los cambios climáticos futuros está limitada por los modelos numéricos, que han de ser validados con datos cuantitativos de cómo el clima pasado ha variado a lo largo del tiempo, y qué mecanismos han producido esos cambios. Por esa

razón, es hoy evidente que las reconstrucciones de los cambios climáticos del pasado han de basarse en indicadores cuantitativos capaces de alimentar a los modelos predictivos y que puedan ser además calibrados frente a la situación actual, mediante una monitorización adecuada.

BIBLIOGRAFÍA

- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., Jouzel, J. (2000). Solar irradiance during the last 1200 yr based on cosmogenic nuclides. *Tellus* 52B, 985–992.
- Barreiro-Lostres, F., Moreno, A., González-Sampériz, P., Giralt, S., Nadal-Romero, E., Valero-Garcés, B. (2016). Erosion in Mediterranean mountain landscapes during the last millennium: a quantitative approach based on lake sediment sequences (Iberian Range, Spain). *CATENA*. doi:10.1016/j.catena.2016.05.024
- Bond, G., Broecker, W.S., Johnsen, S.J., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147.
- Brauer, A., Haug, G.H., Dulski, P., Sigman, D.M., Nengendank, J.F.W. (2008). An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period. *Nature geosciences* 1, 520–523.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N.J. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea temperatures. *Paleoceanography* 14, 698–705.
- Cisneros, M., Cacho, I., Frigola, J., Canals, M., Masqué, P., Martrat, B., Casado, M., Grimalt, J.O., Pena, L.D., Margaritelli, G., Lirer, F. (2016). Sea surface temperature variability in the central-western Mediterranean Sea during the last 2700 years: a multi-proxy and multi-record approach. *Clim. Past* 12, 849–869. doi:10.5194/cp-12-849-2016
- Corella, J.P., Benito, G., Rodríguez-Lloveras, X., Brauer, A., Valero-Garcés, B.L. (2014). Annually-resolved lake record of extreme hydro-meteorological events since AD 1347 in NE Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews* 93, 77–90. doi:10.1016/j.quascirev.2014.03.020
- Corella, J.P., Moreno, A., Morellón, M., Rull, V., Giralt, S., Rico, M.T., Pérez-Sanz, A., Valero-Garcés, B.L. (2011). Climate and human impact on a meromictic lake during the last 6,000 years (Montcortès Lake, Central Pyrenees, Spain). *Journal of Paleolimnology* 46, 351–367. doi:10.1007/s10933-010-9443-3
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Oeschger, H. (1984). North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores, in: Hansen, J.E., Takahashi, T. (Eds.), *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Maurice Ewing. American Geophysical Union, Washington, pp. 288–298.
- de Abreu, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Hall, M.A., Chapman, M.R. (2003). Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology* 196, 1–20.
- Frigola, J., Canals, M., Mata, P. (2015). Techniques for the non-destructive and continuous analysis of sediment cores. Application in the Iberian continental margin. *margin* 126, 609–634.
- García-Herrera, R., Gimeno, L., Ribera, P., Hernández, E. (2005). New records of Atlantic hurricanes from Spanish documentary sources. *J. Geophys. Res.*, 110, D03109. doi:10.1029/2004JD005272.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-

- Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66, 38–52. doi:10.1016/j.yqres.2006.02.004.
- Haug, G., Günther, D., Peterson, L.C., Sigman, D.M., Hughen, K.A., Aeschlimann, B. (2003). Climate and the collapse of Maya civilization. *Science* 299, 1731–1735. doi:10.1126/science.1080444
- Hodell, D., Crowhurst, S., Skinner, L., Tzedakis, P.C., Margari, V., Channell, J.E.T., Kamenov, G., Maclachlan, S., Rothwell, G. (2013). Response of Iberian Margin sediments to orbital and suborbital forcing over the past 420 ka, *Paleoceanography* 28, 185–199. doi:10.1002/palo.20017.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. En: *Milankovitch and Climate, I* (A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla y B. Saltzman, eds.), D. Reidel, Massachusetts, 269–305.
- Jambrina-Enríquez, M., Sachse, D., Valero-Garcés, B.L. (2016). A deglaciation and Holocene biomarker-based reconstruction of climate and environmental variability in NW Iberian Peninsula: the Sanabria Lake sequence. *Journal of Paleolimnology* 56, 49–66. doi:10.1007/s10933-016-9890-6
- Jones, P.D., Mann, M.E. (2004). Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics* 42.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography* 20, PA1003. doi:10.1029/2004PA001071.
- Manning, K., Timpson, A. (2014). The demographic response to Holocene climate change in the Sahara. *Quaternary Science Reviews* 101, 28–35. doi:10.1016/j.quascirev.2014.07.003
- Martín Chivelet, J., Muñoz-García, M.B. (2015). Estratigrafía de isótopos de oxígeno y la reconstrucción de los cambios climáticos del pasado. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 23 (2), 160–169.
- Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., Domingo, L., López-Gómez, J. (2015). Cicloestratigrafía, Cambio Climático y la Escala de Tiempo Astronómico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 23 (2), 136–147.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Mata, P., González-Sampérez, P., Bao, R., Moreno, A., Stefanova, V. (2008). Arid and Humid Phases in Southern Spain during the last 4000 Years: The Zoñar Lake Record, Córdoba. *The Holocene* 40, 195–215.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., López-Martínez, C., Cacho, I., Siero, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H., Hodell, D.A. (2004). Abrupt temperature changes in the western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science* 306 (5702), 1762–1765.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., de Abreu, L., Hutterli, M.A., Stocker, T.F. (2007). Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin. *Science* 317, 502–207.
- Morellón, M. (2009). Paleohydrology and abrupt climate changes in northeastern Iberian Peninsula during the last 20,000 years: the lacustrine record of Estanya (Huesca) (Paper compendium). University of Zaragoza.
- Morellón, M., Pérez-Sanz, A., Corella, J.P., Büntgen, U., Catalán, J., González-Sampérez, P., González-Trueba, J.J., López-Sáez, J.A., Moreno, A., Pla-Rabes, S., Saz-Sánchez, M.Á., Scussolini, P., Serrano, E., Steinhilber, F., Stefanova, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B. (2012). A multi-proxy perspective on millennium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Clim. Past* 8, 683–700. doi:10.5194/cp-8-683-2012
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampérez, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M., Corella, J.P. (2009). Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28, 2582–2599.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sánchez-Goñi, M.F., Shackleton, N.J., Siero, F.J. (2005). Links between marine and atmospheric processes oscillating at millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews* 24, 1623–1636.
- Moreno, A., González-Sampérez, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Fletcher, W.J. (2012). Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 36, 139–153. doi:10.1016/j.quascirev.2010.06.031
- Moreno, A., Stoll, H.M., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E., Edwards, L.R. (2010a). A speleothem record of rapid climatic shifts during last glacial period from Northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change* 71, 218–231. doi:10.1016/j.gloplacha.2009.10.002.
- Moreno, A., Svensson, A., Brooks, S.J., Connor, S., Engels, S., Fletcher, W., Genty, D., Heiri, O., Labuhn, I., Perşoiu, A., Peyron, O., Sadori, L., Valero-Garcés, B., Wulf, S., Zanchetta, G. (2014). A compilation of Western European terrestrial records 60–8 ka BP: towards an understanding of latitudinal climatic gradients. *Quaternary Science Reviews, Dating, Synthesis, and Interpretation of Palaeoclimatic Records and Model-data Integration: Advances of the INTIMATE project (INTEGRATION of Ice core, Marine and Terrestrial records, COST Action ES0907)* 106, 167–185. doi:10.1016/j.quascirev.2014.06.030
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampérez, P., Rico, M. (2008). Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology* 40, 943–961.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez Sánchez, M., Domínguez, M.J., Mata, P., Navas, A., González-Sampérez, P., Stoll, H., Fariás, P., Morellón, M., Corella, P., Rico, M. (2010b). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science* 25, 1076–1091.
- Muñoz, A., Bartolomé, M., Muñoz, A., Sancho, C., Moreno, A., Hellstrom, J.C., Osácar, M.C., Cacho, I. (2015). Solar influence and hydrological variability during the Holocene from a speleothem annual record (Molinosa Cave, NE Spain). *Terra Nova* 27, 300–311. doi:10.1111/ter.12160
- Muñoz Sobrino, C., Heiri, O., Hazekamp, M., van der Velden, D., Kirilova, E.P., García-Moreiras, I., Lotter, A.F. (2013). New data on the Lateglacial period of SW Europe: a high resolution multiproxy record from Laguna de la Roya (NW Iberia). *Quaternary Science Reviews* 80, 58–77. doi:10.1016/j.quascirev.2013.08.016.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P. (1996). Macintosh Program performs time-series analysis. *EOS* 79 (39). doi:10.1029/96EO00259.
- Pérez-Folgado, M. (2014). Cambios climáticos abruptos, o las consecuencias de traspasar umbrales, *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 22.3, 207–216.
- Quijano, M.L., Castro, J.M. (2014). Estratigrafía molecular: los biomarcadores como indicadores de cambios climáticos y ambientales en la historia del Sistema Tierra. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 23.2, 180–193.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen,

- D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111. doi:10.1029/2005JD006079
- Rodrigues, T., Grimalt, J.O., Abrantes, F.G., Flores, J.A., Lebreiro, S.M. (2009). Holocene interdependences of changes in sea surface temperature, productivity, and fluvial inputs in the Iberian continental shelf (Tagus mud patch). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10.
- Rodrigues, T., Voelker, A.H.L., Grimalt, J.O., Abrantes, F., Naughton, F. (2011). Iberian Margin sea surface temperature during MIS 15 to 9 (580–300 ka): Glacial suborbital variability versus interglacial stability, Paleocceanography 26, PA1204, doi:10.1029/2010PA001927.
- Sánchez-Goñi, M.F., Landais, A., Fletcher, W.J., Naughton, F., Desprat, S., Duprat, J. (2008). Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews* 27, 1136–1151.
- Sánchez-López, G., Hernández, A., Pla-Rabes, S., Trigo, R.M., Toro, M., Granados, I., Sáez, A., Masqué, P., Pueyo, J.J., Rubio-Inglés, M.J., Giral, S. (2016). Climate reconstruction for the last two millennia in central Iberia: The role of East Atlantic (EA), North Atlantic Oscillation (NAO) and their interplay over the Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews* 149, 135–150. doi:10.1016/j.quascirev.2016.07.021
- Sancho, C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Lozano, M.V., Peña-Monné, J.L., Hellstrom, J., Ortiz, J.E., Osácar, M.C., Auqué, L., Torres, T. (2015). Climatic implications of the Quaternary fluvial tufa record in the NE Iberian Peninsula over the last 500 ka. *Quaternary Research* 84, 398–414. doi:10.1016/j.yqres.2015.08.003
- Smol, J.P., Birks, H.J., Last, W. (Eds.) (2001). Tracking environmental change using lake sediments. Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators, *Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Stokstad, E. (2001). Myriad ways to reconstruct past climate. *Science* 292, 658–659. doi: 0.1126/science.292.5517.658
- Stoll, H.M., Moreno, A., Mendez-Vicente, A., Gonzalez-Lemos, S., Jimenez-Sanchez, M., Dominguez-Cuesta, M.J., Edwards, R.L., Cheng, H., Wang, X. (2013). Paleoclimate and growth rates of speleothems in the northwestern Iberian Peninsula over the last two glacial cycles. *Quaternary Research* 80, 284–290. doi:10.1016/j.yqres.2013.05.002
- Stoll, H.M., Müller, W., Prieto, M. (2012). I-STAL, a model for interpretation of Mg/Ca, Sr/Ca and Ba/Ca variations in speleothems and its forward and inverse application on seasonal to millennial scales: I-STAL SPELEOTHEM TRACE ELEMENT MODEL. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13, n/a-n/a. doi:10.1029/2012GC004183
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C. (2009). Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* 324, 78–80.
- Vaquero, J.M., Gallego, M.C., García, J.A. (2002). A 250-year cycle in naked-eye observations of sunspots. *Geophysical Research Letters* 29, doi:10.1029/2002GL014782.
- Voelker, A. (2002). Global distribution of centennial-scale records for marine isotope stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews* 21, 1185–1212.
- Walker, M. (2005) *Quaternary dating methods* John Wiley and Sons.- 286 pp. (http://ww2.valdosta.edu/~dmthieme/Geomorph/Walker_2005_QuaternaryDatingMethods.pdf) ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 5 de octubre de 2016 y aceptado definitivamente para su publicación el 2 de noviembre de 2016