

MARCO CLIMÁTICO MARIÑO DE GALICIA NA ERA PREINDUSTRIAL: VARIABILIDADE CLIMÁTICA NATURAL A ESCALA MILENARIA E SUBMILENARIA

G. Francés^{1*}, I. Alejo¹, P. Bernárdez², P. Diz¹, R. González Álvarez¹, J. Grimalt³,
A. Mena¹, M. A. Nombela¹, L. Pena⁴, M. Pérez Arlucea¹ e R. Prego²

¹ Departamento de Xeociencias Mariñas e O. T. Facultade de Ciencias do Mar
Universidade de Vigo. 36310 Vigo.

² Instituto de Investigacións Mariñas (CSIC). Eduardo Cabello s/n. 36208 Vigo.

³ Departamento de Química Ambiental. (CSIC). Jordi Girona, 18. 08034 Barcelona.

⁴ GRC Geociències Marines. Dpto. de Estratigrafía, Paleontoloxía e Xeoloxía Mariña
Univ. de Barcelona.

* Correo_e: gfrances@uvigo.es

RESUMO

O clima terrestre experimentou numerosos cambios por causas naturais que afectaron de xeito e intensidade desiguais a distintas zonas do planeta. Como nos últimos decenios a intervención humana está sendo un novo factor de cambio climático, para predicir a evolución do clima nun futuro próximo, é preciso coñecer e cuantificar que parte da variabilidade climática se debe a causas naturais e cal a causas antrópicas. Para iso, cómpre analizar os mecanismos naturais de cambio climático, o ritmo ao que actúan e o efecto que provocan baixo diferentes condicións de partida, que veñen determinadas en gran medida polas características rexionais dunha determinada zona. Desde este enfoque, neste capítulo abórdase a evolución paleoclimática de Galicia a diferentes escalas temporais baseándose en rexistros sedimentarios mariños obtidos na rexión. Nun primeiro lugar, trátase o contexto dos ciclos glacial-interglacial que caracterizou o funcionamento do sistema nos últimos 2,6 millóns de anos. A continuación abórdanse os cambios climáticos abruptos ocorridos durante a última glaciación, as súas posibles causas e como se manifestan no noso contorno. Finalmente, examínanse as fluctuacións climáticas durante o Holoceno e o seu impacto na nosa rexión.

SUMMARY

Throughout geological times the Earth has undergone a lot of natural climate changes, affecting different regions of the planet in different ways. Since human intervention over the last decades has emerged as a new factor of climate change, in order to predict the evolution of the Earth's climate in a near future it is necessary to know and to quantify what part of the climate variability is due to natural reasons and which is caused by human activities. It needs a deep knowledge of natural forcing mechanisms, the pace at which they act and the effect that they provoke under different conditions, which are determined to a great extent by the regional characteristics of a certain zone. From this approach, this chapter is addressed to the climate evolution of Galicia at different time scales based on sedimentary marine records. In a first step, glacial-interglacial cycles prevailing over the last 2.6 million years have been examined in order to depict the general context. Later, abrupt climate changes occurring during the last glaciation have been analyzed, as well their possible causes and their consequences for our region. Finally the chapter addresses the record and impacts of Holocene climate fluctuations in Galicia.

INTRODUCCIÓN

O clima terrestre estivo –e vai seguir estando– sometido a continuos cambios que se verifican a diferentes escalas temporais. Nos últimos decenios o quentamento global que se iniciou ao final da última glaciación (hai 11.500 anos) experimentou unha aceleración sen precedentes que non pode ser atribuída exclusivamente a causas naturais. O rápido incremento poboacional non é alleo a esa aceleración, xa que leva aparelado un crecemento exponencial da demanda de recursos agrícolas, gandeiros, industriais e enerxéticos, estes últimos baseados fundamentalmente no consumo de combustibles fósiles. A cuestión clave estriba en coñecer con exactitude que parte do quentamento global é directamente atribuíble ás actividades humanas e que parte responde á variabilidade natural do sistema. Ademais, cómpre predicir as consecuencias do cambio climático a medio e longo prazo e a intensidade dos seus efectos. Con este fin elabóranse modelos climáticos cuxas predicións só son fiables se eses modelos son capaces de reproducir as condicións pasadas (modelización inversa). Así pois, o entendemento do clima actual e a súa evolución futura pasa necesariamente por coñecer como variou o clima de forma natural, con nula ou escasa intervención humana, no pasado xeolóxico e, particularmente, nos últimos milenios, cando os mecanismos climáticos e as condicións do contorno foron semellantes ás actuais. Este enunciado sinxelo entraña, con todo, unha gran complexidade práctica asociada á multitude de variables implicadas no sistema climático terrestre, ás numerosas interaccións entre sistemas ou subsistemas (hidrosfera, atmosfera, biosfera, litosfera, criosfera) e á complexidade, fragmentación e incertezas cronolóxicas dos arquivos paleoclimáticos.

Coñecemos por arquivos paleoclimáticos aqueles materiais cuxa xénese ou composición vén determinada directa ou indirectamente por variables climáticas e, xa que logo, a súa análise permite coñecer a evolución do clima no pasado con anterioridade a que existisen instrumentos que medisen esas variables. A formación dun arquivo paleoclimático ten lugar en sistemas cun ritmo de funcionamento lento, que permita que a variabilidade climática quede rexistrada, e require de materiais cunha densidade ou viscosidade suficientes como para preservar a memoria dos fenómenos climáticos acontecidos no pasado. É dicir, a atmosfera non rexistra os cambios do clima, xa que o tempo de residencia dos gases e a súa densidade fan que o seu estado cambie nun breve prazo de tempo. As condicións atmosféricas (temperatura, presión, humidade, vento, etc.) cambian en cuestión de horas e o seu conxunto define o tempo meteorolóxico nunha determinada rexión. Con todo, o clima, entendido como o conxunto de valores medios das condicións meteorolóxicas dunha rexión nun prazo de tempo suficientemente longo, expresa as tendencias ao longo de varios anos ou decenas de anos e, para que a variabilidade interanual quede rexistrada, son necesarios sistemas en que o tempo de residencia dos seus elementos sexa superior ao ritmo co que se modifica o clima. Por exemplo, o tempo de residencia da auga oceánica é de miles de anos e a súa densidade é tres ordes de magnitude superior á do aire, polo que a resposta do océano aos forzamentos climáticos é moito máis lenta e, por iso, os sedimentos que se depositan nos fondos oceánicos son capaces de memorizar ou rexistrar as variables que interviñeron na súa formación.

Existen diversos tipos de arquivos paleoclimáticos que nos dan información de diversos ambientes e cunha resolución temporal tamén diversa, desde anual ata de miles ou centos de miles de anos. Entre os arquivos paleoclimáticos que proporcionan datos sobre a evolución climática nos continentes, figuran os aneis de crecemento das árbores, os espeleotemas (bandas de crecemento anual de estalactitas, estalagmitas e outros depósitos da auga subterránea en covas), os sedimentos lacustres e parálicos, os depósitos de loess e as testemuñas de xeo. Sen dúbida, estes últimos son os que máis e mellores datos achegaron sobre a evolución climática do planeta nos últimos centos de miles de anos, xa que a composición do xeo nos glaciares, así como as burbullas de aire e o po atmosférico que nel quedan atrapadas, ofrecen unha información moi precisa das condicións atmosféricas a escala case anual. Outros arquivos paleoclimáticos son mariños; entre eles cabe destacar os aneis de crecemento anual dos corais e outros organismos con coiraza e, sobre todo,



os sedimentos oceánicos. Dado que a dinámica oceánica está fortemente controlada polo clima e que o océano é un elemento fundamental do sistema climático, os sedimentos que se depositan nel rexistran as modificacións climáticas que ocorreron durante a súa formación. Xunto coas testemuñas de xeo, as testemuñas oceánicas e, máis particularmente, as de sedimentos peláxicos proporcionan unha información moi valiosa sobre a evolución climática do planeta, posto que a xénese deste tipo de sedimentos depende fundamentalmente de factores globais. Os sedimentos peláxicos teñen a desvantaxe fronte aos rexistros de xeo de que a súa baixa taxa de sedimentación impide unha resolución temporal tan precisa como nestes últimos, pero mostran a vantaxe de que permiten remontarse a épocas máis antigas (millóns de anos). Outros sedimentos mariños que se depositan a maior velocidade posibilitan interpretacións paleoclimáticas moi resolutivas temporalmente, pero, por regra xeral, os procesos que os xeraron non só dependen de factores globais, senón que están controlados por factores locais non necesariamente relacionados cos mecanismos climáticos.

O coñecemento do clima no pasado a partir dos arquivos paleoclimáticos lévase a cabo mediante a análise dos marcadores ou indicadores paleoclimáticos (“proxies”). Un marcador paleoclimático é unha propiedade do rexistro que, por estar directa ou indirectamente controlada por factores climáticos, a súa análise permite trazar a evolución deses factores ao longo do tempo. Existen numerosos marcadores paleoclimáticos de moi diversa natureza e nos últimos anos fóronse desenvolvendo e perfeccionando outros novos. Moitos son xeoquímicos, baseados na análise da composición elemental ou isotópica dos rexistros; outros son micropaleontolóxicos e parten do estudo da composición específica das asociacións de determinados grupos fósiles (foraminíferos, diatomeas, coccolitofóridos, etc.) e outros moitos son bioxeoquímicos e fundaméntanse na análise de moléculas orgánicas preservadas no rexistro ou da composición elemental ou isotópica de fósiles. Moi poucos marcadores paleoclimáticos proporcionan información cuantitativa dunha única variable climática, e o valor da maioría deles responde a máis dun factor, polo que proporcionan unha estimación cualitativa ou semicuantitativa da evolución do clima ou de aspectos relacionados con el. Por este motivo, a interpretación paleoclimática comunmente baséase no manexo simultáneo de diferentes marcadores independentes entre si.

Outra dificultade asociada ao coñecemento do clima no pasado deriva de precisión e da resolución das técnicas de datación dos rexistros paleoclimáticos. Como é obvio, é necesario situar os eventos climáticos no tempo e, ben sexa pola falta de resolución temporal de moitos rexistros paleoclimáticos ou ben pola imprecisión das técnicas de datación, en moitas ocasións é moi complicado discernir se os eventos climáticos identificados en distintas partes dunha rexión ou do planeta son sincrónicos e responden aos mesmos factores climáticos ou, pola contra, ocorreron en momentos diferentes e son a manifestación de cambios climáticos tamén diferentes.

Malia as dificultades inherentes á paleoclimatoloxía, esta disciplina experimentou un desenvolvemento espectacular nas últimas décadas. Coñecemos con bastante exactitude a evolución do clima terrestre nos últimos millóns de anos e moitos dos mecanismos implicados nos cambios climáticos naturais. No entanto, para abordar o reto de coñecer como evolucionará o clima nos próximos decenios, é necesario avanzar máis no coñecemento dos paleoclimas, obter máis datos dunha mesma rexión, depurar a cronoloxía dos rexistros e, en definitiva, afondar no entendemento dos cambios climáticos de alta frecuencia e na cuantificación de variables climáticas que permitan desenvolver modelos predictivos máis precisos. Con estas perspectivas, neste capítulo abórdase a evolución paleoclimática de Galicia presentando os principais datos obtidos en rexistros sedimentarios mariños da rexión que cobren os últimos 50.000 anos. Tendo en conta a dimensión global do clima, a interpretación destes datos rexionais hai que afrontala desde unha perspectiva planetaria, polo que nas seguintes páxinas trataremos tamén os mecanismos naturais de cambio climático a escala milenaria e submilenaria e, finalmente, as flutuacións climáticas durante o Holoceno. Cabe apuntar que, aínda que os rexistros paleoclimáticos mariños estudados en Galicia están achegando un coñecemento cada vez maior sobre a evo-

lución do clima na rexión, son aínda escasos e están limitados a certas localidades concentradas na fachada atlántica. Ademais, é preciso paliar na medida do posible as incertezas temporais inherentes aos rexistros sedimentarios e completar o coñecemento de certas idades sobre as que se carece de datos ou son de escasa resolución. Por conseguinte, cómpre obter novos rexistros representativos de todo o contexto rexional co fin de coñecer con maior precisión espacial e temporal a evolución climática de Galicia e afondar nos factores, tanto globais como rexionais e locais, implicados nela.

O CLIMA GLOBAL DURANTE OS ÚLTIMOS 2,6 MA

O Plioceno é o período máis recente durante o cal a temperatura media global foi superior á actual. Máis concretamente, durante o quentamento do Plioceno medio (3,3-3,15 Ma), os niveis elevados de CO₂ e un eficaz transporte calorífico no océano, causado pola progresiva intensificación da corrente do Golfo, favoreceron un clima cálido e un nivel do mar entre 20 e 40 m por enriba do presente. O reforzamento da corrente do Golfo, responsable de lles achegar calor ás altas latitudes do Atlántico Norte, está intimamente relacionado co levantamento do istmo de Panamá e o peche dun estreito que comunicaba os océanos Atlántico e Pacífico en latitudes ecuatoriais (figura 1). Ese peche comezou durante o Mioceno medio, intensificouse durante o Plioceno inferior (4,6 Ma) e culminou hai aproximadamente 3,5 Ma. Tamén foi durante o Plioceno inferior cando se produciu un levantamento xeneralizado de numerosas rexións do planeta (Os Andes, Serra Nevada, Atlas, Pireneos, Alpes, Himalaia, Macizo Tibetano, etc.). Foi nese período cando o planeta adquiriu unha configuración xeográfica moi semellante á dos nosos días, cunha flora e unha fauna tamén moi semellantes, e cando se produciu a diversificación dos homínidos e apareceu o xénero *Homo*. Ademais, como consecuencia dos fenómenos tectónicos aos que se aludiu anteriormente, o clima global experimentou cambios decisivos asociados á intensificación do réxime monzónico e á glaciación que, por primeira vez en centos de millóns de anos, afectou ao Hemisferio Norte.

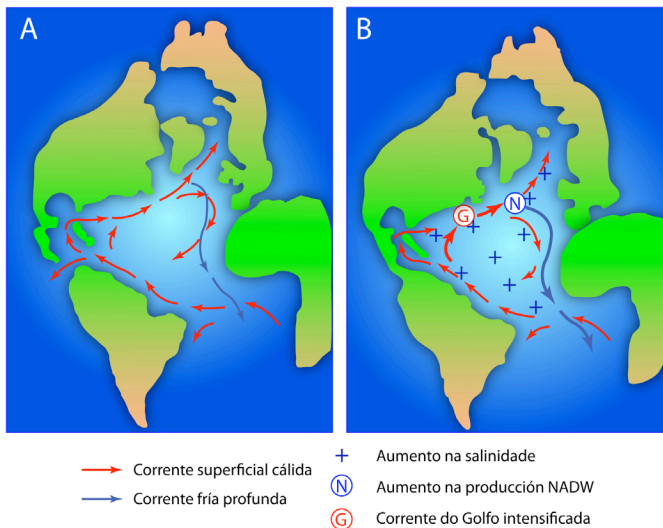


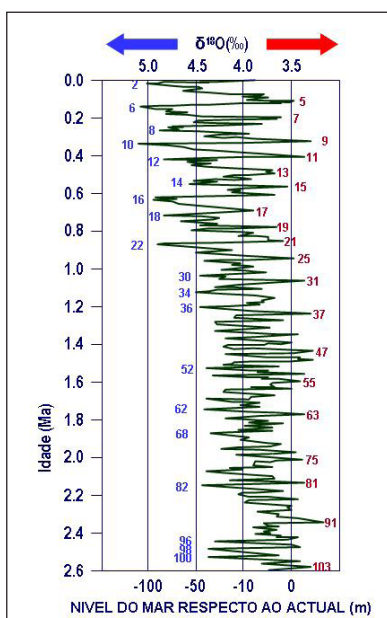
Figura 1. A existencia dun estreito que comunicaba os océanos Atlántico e Pacífico nunha latitude ecuatorial hai máis de 3,5 Ma causaba que a circulación no Atlántico Norte estivese debilitada (A). O levantamento do istmo de Panamá provocou unha intensificación da corrente do Golfo, unha maior achega de augas cálidas e salgadas ás altas latitudes do Atlántico e o inicio de formación das augas profundas noratlánticas, NADW (B).

Esta primeira glaciación setentrional aconteceu hai 2,6 Ma e marca un fito na evolución climática do planeta. Por unha banda, representa o paso dunha Terra climáticamente asimétrica a unha Terra con mantos de xeo tanto na Antártida como nas altas latitudes do Hemisferio Norte, co que iso

implica para a circulación oceánica global, a produtividade biolóxica mariña, a evolución humana, etc. Por outra banda, inaugura a ciclicidade glacial-interglacial que caracterizou o clima terrestre dos últimos 2,6 Ma e que se prolonga ata os nosos días.

O inicio desta primeira glaciación no Hemisferio Norte está relacionado con: a) a tendencia xeneralizada ao arrefriamento durante o Cenozoico superior fai que as precipitacións en altas latitudes sexan predominantemente de neve; b) o incremento da circulación termohalina e o reforzamento da corrente do Golfo, que achega humidade e salinidade ás altas latitudes do Atlántico, relacionado co levantamento do istmo de Panamá e o peche da comunicación ecuatorial entre o Pacífico e o Atlántico (Haug e Tiedemann, 1998); c) unha baixa inclinación do eixe de rotación terrestre entre 3,1 e 2,5 Ma que favorecía veráns menos cálidos durante os cales a neve acumulada nos invernos non se fundía na súa totalidade. Ademais, outros factores ligados ao levantamento do Himalaia e do macizo do Tíbet puideron contribuír ao cambio climático máis decisivo dos últimos millóns de anos. Entre eles, a reorganización de circulación atmosférica ligada á intensificación dos monzóns, o descenso dos niveis de dióxido de carbono causados por unha maior meteorización dos relevos continentais, por unha produtividade biolóxica incrementada a causa da maior achega de nutrientes ao océano e por un enterramento máis efectivo do carbono orgánico como consecuencia do incremento de contribucións sedimentarias.

En definitiva, a concorrencia de diversos factores derivados dos procesos tectónicos que tiveron lugar durante o Plioceno cunha configuración orbital favorable desembocou nunha glaciación sen precedentes no Hemisferio Norte e no inicio dun novo modelo de funcionamento climático terrestre, pautado pola alternancia de fases glaciais e interglaciais (figura 2).



enerxía solar que recibe a Terra e o seu repartimento latitudinal son o resultado da interacción das tres variables orbitais descritas por Milankovich en 1941. De forma moi breve, a teoría de Milankovich postula que a insolación terrestre depende das modificacións cíclicas da excentricidade da órbita (100.000 e 400.000 anos), da oblicuidade (41.000 anos) e da precesión dos equinoccios (21.000-23.000 anos). Estes forzamentos externos foron profusamente estudados nas dúas últimas décadas e, malia quedaren algúns aspectos por aclarar, actualmente non existe dúbida de que son os responsables dos ciclos climáticos que se sucederon ao longo dos últimos 2,6 Ma.

Existe unha gran cantidade de información acerca da Teoría Astronómica de cambio climático (véxase, por exemplo, Lage e Salsón, 2006), polo que neste capítulo non nos deteremos máis nela, máxime se se ten en conta que, de acordo cos cálculos, non se prevé a posibilidade dunha glaciación futura por causas orbitais, polo menos nos próximos 30.000 a 50.000 anos, o que faría do interglacial actual, o Holoceno, un período excepcionalmente longo (Berger e Loutre, 2002). Con todo, na última década, a constatación da existencia de cambios climáticos suborbitais ou de alta frecuencia, que se consideran abruptos, favoreceu que o estudo dos mecanismos naturais de cambio climático se concentrase neles, xa que o ritmo moito máis rápido ao que se produciron fai considerar a posibilidade de futuros cambios climáticos nun prazo relativamente breve.

CAMBIOS CLIMÁTICOS ABRUPTOS

A análise detallada das testemuñas de xeo de Grenlandia e, posteriormente, do rexistro sedimentario oceánico puxo de manifesto a existencia de cambios climáticos drásticos que tiveron lugar nuns poucos anos ou decenas de anos (Bond e cols., 1993). Debido á súa elevada intensidade e á súa baixa duración, estes eventos reciben o nome de cambios climáticos abruptos (figura 3). Estes son particularmente evidentes durante o último período glacial (11.500-70.000 anos), e a súa orixe é independente das variacións na insolación e, xa que logo, non está relacionada cos factores orbitais aos que se aludiu antes. A persistencia, aínda que de forma atenuada, de cambios abruptos durante o Holoceno é unha cuestión actualmente debatida, pero decisiva para predicir a evolución climática do planeta nos próximos decenios.

Un cambio climático abrupto implica unha flutuación intensa a unha velocidade rápida comparada coa velocidade á que se verifica a súa causa (Rahmstorf, 2001). Por exemplo, o tránsito dun período glacial a outro interglacial prodúcese nuns poucos miles de anos, mentres que os cambios na insolación provocados polos ciclos orbitais teñen períodos de ducias a miles de anos. Xa que logo, un cambio abrupto supón unha resposta non lineal ao forzamento e a existencia dun limiar que, unha vez pasado, xera unha flutuación brusca do sistema climático. Neste sentido, o quentamento global recente non pode ser considerado como un cambio abrupto porque evoluciona de forma paralela ao incremento do dióxido de carbono atmosférico. Precisamente, o reto ao que nos enfrontamos é discernir se o quentamento global provocará unha resposta non lineal (fusión masiva do xeo continental, cambio rápido na circulación oceánica, etc.) que dea lugar a un novo escenario climático e que leve aparelladas consecuencias catastróficas para a humanidade.

Tanto as testemuñas de xeo como de sedimentos oceánicos, rexistran durante a última glaciación flutuacións cálidas abruptas que se suceden cunha frecuencia submilenaria e que foron denominadas eventos de Dansgaard-Oeschger (D-O). Estes eventos maniféstanse como quentamentos de ata 8 °C que acontecen en 30-40 anos e coñécense co nome de interestadiais (por analogía a interglaciais). A cada interestadial sucédelle unha fase de arrefriamento progresivo que se prolonga uns centos a miles de anos ata alcanzar unha temperatura tipicamente glacial (estadial). A sucesión de eventos D-O axústase, aínda que non de forma exacta, a unha ciclicidade de 1.500 anos, o que suxire a existencia dun mecanismo común a todos eles (Alley e cols., 2001).



Outros cambios climáticos abruptos que ocorreron durante a última glaciación son os eventos de Heinrich (HE), moi relacionados coas fases frías dos ciclos D-O (figura 3). Durante estes eventos liberáronse ao Atlántico Norte enormes cantidades de icebergs desde os mantos glaciares que cubriron Norteamérica (ata un 10% do xeo acumulado en Lauréntida), principalmente a través do estreito de Hudson. Ademais dunha diminución do volume de xeo no Hemisferio Norte e dunha subida no nivel do mar (1-5 m), a fusión dos icebergs causou que o Atlántico Norte fose invadido por augas doces e moi frías e que no seu fondo se depositase a carga sólida que transportaban (*ice rafted detritus*, IRD) formando as denominadas capas de Heinrich. O efecto dos eventos de Heinrich non é unicamente rexional, senón que tivo consecuencias no clima global. A chegada de auga doce e fría de fusión ás altas latitudes do Atlántico (0,1 Sv) reduciu, ou mesmo paralizou, a formación da auga profunda noratlántica (NADW), provocando un cambio na circulación termohalina. De feito, as testemuñas de xeo e oceánicas da Antártida poñen de manifesto a existencia de episodios de quentamento coincidindo cos eventos de Heinrich (EPICA Community Members, 2006). Isto suxire unha diminución no transporte calorífico meridional e un comportamento oposto de ambos os hemisferios (teoría do balancín bipolar de Broecker, 1998, *bipolar see-saw*).

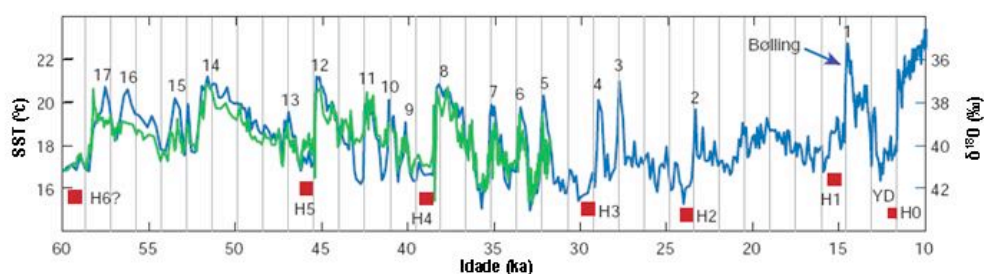
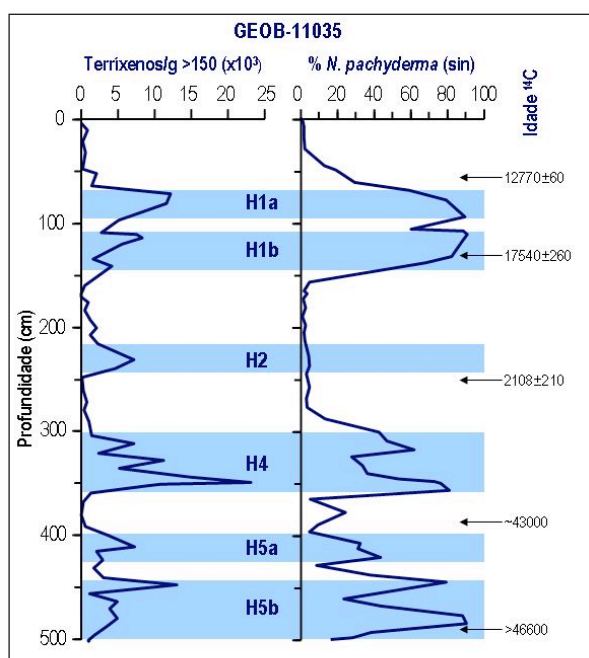


Figura 3. Temperatura da auga superficial no Atlántico subtropical (verde) e rexistro isotópico do oxígeno na testemuña de xeo GISP2, un indicador da temperatura atmosférica en Groenlandia (azul). Os eventos cálidos dos ciclos de Dansgaard-Oeschger aparecen numerados e os eventos de Heinrich (H0-H6) están indicados mediante cadrados vermellos (Rahmstorf, 2002).



No rexistro sedimentario do Atlántico Norte existen numerosas evidencias de cambios climáticos abruptos, sobre todo dos eventos de Heinrich ata a latitude do cabo de San Vicente. No contorno de Galicia detectámoslos nunha sondaxe obtida no noiro continental, a 63 km da costa occidental e a unha profundidade de 2.045 m (figura 4).

Figura 4. Nunha sondaxe situada a 63 km das costas occidentais de Galicia, a chegada de augas moi frías (aproximadamente 6 °C) durante os eventos de Heinrich maniféstase polo depósito no fondo mariño de grans terrixenos liberados pola fusión dos icebergs (esquerda) e pola dominancia no zooplancto dunha especie característica de augas polares (dereita).

ecosistemas peláxicos mariños

Nesa sondaxe rexístranse dous claros marcadores dos eventos de Heinrich (figura 4): a cantidade de grans terríxenos depositados no fondo e a abundancia dunha especie planctónica característica de augas polares. No contexto sedimentario onde foi extraída a sondaxe domina a sedimentación de partículas finas, e a aparición de grans de maior tamaño só se pode deber á chegada de correntes desde zonas menos profundas ou á chegada ás nosas latitudes de icebergs que, ao fundirse, deixaron caer ao fondo a carga sólida que transportaban. A coincidencia entre os valores altos de grans terríxenos e as maiores abundancias da especie polar conducen a que a segunda posibilidade sexa a máis factible. *Neogloboquadrina pachyderma* é un foraminífero planctónico que habita augas frías e que mostra a peculiaridade de que o sentido de enrolamento dos seus cachos cambia dependendo da temperatura da auga. En augas relativamente máis cálidas (mornas-frías), as cunchas adoptan un enrolamento dextrorso, mentres que en augas máis frías se enrolan en sentido sinistrorso. Na actualidade as formas sinistrorsas deste protozoo están restrinxidas ás zonas polares. Xa que logo, a aparición desta especie polar na marxe continental de Galicia con abundancias superiores ao 80% só pode indicar a chegada de augas superficiais moi frías, aproximadamente 10 °C máis frías que as actuais, derivadas da fusión do xeo. De acordo cos datos desta sondaxe, a rexión nos últimos 50.000 anos recibiu a chegada de icebergs polo menos en catro ocasións, hai aproximadamente 15.000, 21.000, 35.000 e 45.000 anos. Aínda que as ondadadas de icebergs fosen máis puntuais, a influencia das augas de fusión (6 °C aproximadamente) foi máis duradeira e, ademais do arrefriamento do océano e do continente, orixinou modificacións importantes nos patróns de produtividade biolóxica que caracterizan a rexión na actualidade.

Non existe certeza acerca do mecanismo que causa os cambios climáticos abruptos, aínda que existen diferentes hipóteses que invocan diversos forzamentos que poden desencadear unha resposta non lineal do sistema climático terrestre unha vez que se pasa un determinado valor crítico. Algúns destes forzamentos son externos (cambios graduais na insolación) e outros son internos (dinámica dos mantos de xeo, circulación termohalina, desestabilización de hidratos de gas, etc.). Os datos que proporcionan as testemuñas oceánicas apuntan a que a circulación termohalina, sobre todo no Atlántico, representa un papel relevante (Clark e cols., 2002; Jansen e cols., 2007).

Os eventos de Dansgaard-Oeschger e os de Heinrich están intimamente relacionados (Alley, 1998). Cada Evento de Heinrich representa a culminación dun ciclo de maior período que agrupa varios ciclos D-O e que se coñece co nome de ciclos de Bond. Cada evento de Heinrich é seguido por unha serie de eventos D-O progresivamente máis fríos que favorecen o crecemento gradual dos mantos de xeo no Hemisferio Norte ata o seu colapso durante un estadal particularmente frío que coincide cun novo evento de Heinrich, aproximadamente 6.000 anos despois que o anterior (figura 5).

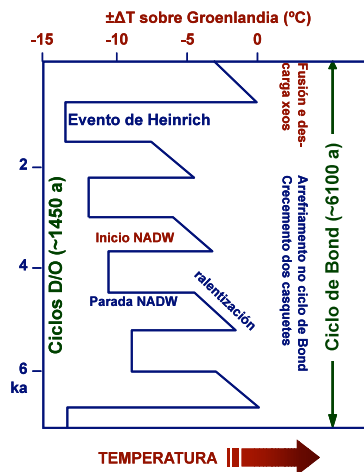


Figura 5. Os eventos de Heinrich succédense seguindo os ciclos de Bond cando ten lugar un arrefriamento (estadal) particularmente intenso dos ciclos de Dansgaard-Oeschger.

Tanto os datos do rexistro sedimentario como os resultados dos modelos poñen de manifesto a existencia de tres modalidades de circulación no Atlántico (figura 6; Rahmstorf, 2001, 2002):

1. Formación de augas profundas (NADW) en altas latitudes do Atlántico. Esta situación ten lugar durante os períodos interglaciais, os interestadiais e, por suposto, na actualidade. A advección de augas cálidas e salgadas a través da corrente do Golfo incrementa as temperaturas atmosféricas e a salinidade das augas superficiais no Atlántico Norte. As augas relativamente salgadas arrefríanse nestas latitudes e afúndense como consecuencia da súa densidade. A convección e a advección retroalimentanse e o sistema mantense estable mentres non se pasen certos valores críticos que conduzan a un escenario diferente.
2. Afundimento de augas superficiais ao sur dos limiares topográficos existentes entre Groenlandia, Islandia e Escocia. É a situación que se produce durante os estadiais, cando a convección en latitudes máis baixas causaríase o retardo da NADW (ou unha NADW debilitada) e unha maior influencia das augas de fondo antárticas (AABW). Esta sería a forma estable do sistema no contexto dunha glaciación (Ganopolski e Rahmstorf, 2001). O tránsito cara aos interestadiais estaría causado por incursións de augas cálidas ao Atlántico máis setentrional e un retorno momentáneo á situación anterior, pero como esa modalidade non é estable en condicións glaciais, o afundimento de augas debilítase, a temperatura descende gradualmente e o sistema retorna ás condicións estadiais.
3. Parálise na formación de augas profundas e intermedias no Atlántico Norte. Estas condicións ocorreron durante os eventos de Heinrich e durante os máximos glaciais. Este escenario require que as augas setentrionais non adquiren a densidade suficiente para afundirse, o cal é posible grazas á chegada de augas doces de fusión pola liberación masiva de icebergs. A ausencia de NADW durante os eventos de Heinrich favorece que os fondos do Atlántico Norte estean bañados pola AABW. Como este escenario tampouco sería estable baixo condicións glaciais, o sistema retornaría bruscamente cara a condicións interestadiais relativamente cálidas.

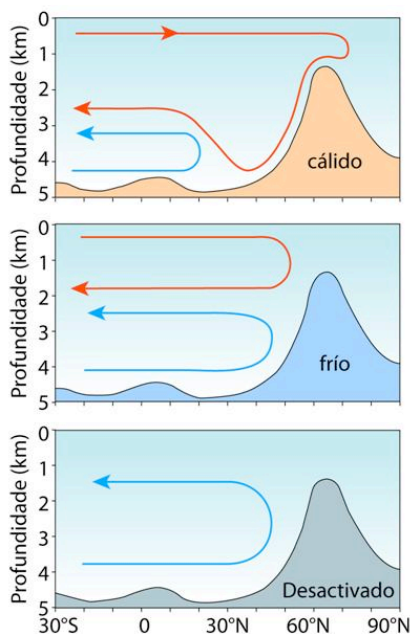


Figura 6. Modelos de circulación no Atlántico Norte durante tres condicións climáticas. Arriba: na actualidade e durante os interglaciais e interestadiais prodúcese a formación de augas profundas. Centro: durante os estadiais a formación de augas profundas está debilitada. Abaixo: durante os máximos glaciais e os eventos de Heinrich non hai formación de augas profundas.

Os escenarios descritos son compatibles cun funcionamento climático pendular entre ambos os hemisferios, ou co que se coñece como o balancín bipolar (Broecker, 1998). Na actualidade, durante as fases cálidas dos ciclos D-O, as correntes superficiais e subsuperficiais cálidas viaxan cara ao norte do Atlántico para compensar o movemento da NADW cara ao sur. Iso implica unha ganancia de calor no Hemisferio Norte a expensas do Hemisferio Sur, que cede calor, efecto que Seidov e Maslin (2001) denominan pirataría da calor. Por conseguinte, as fases de arrefecemento no Hemisferio Norte correspóndense con episodios fríos no sur. Pola contra, cando cesa a formación da NADW e teñen lugar os eventos de Heinrich, o transporte interhemisférico de calor redúcese, provocando un arrefecemento do Hemisferio Sur e un arrefriamento do norte. Tendo en conta que o volume de auga no Atlántico Norte é moito menor que no sur, a cantidade de calor que se transfire ao primeiro ten un efecto amplificado, cousa que non ocorre no Hemisferio Sur, xa que a mesma cantidade de calor se reparte nun volume de auga moito maior. Por outra banda, é esperable unha lixeira asincronía entre ambos os hemisferios debido ao ritmo de funcionamento e á inercia da circulación termohalina, que require uns centos a miles de anos para transferir os efectos dun polo a outro.

Unha alternativa ao balancín bipolar é a hipótese do oscilador salino (Broecker e cols., 1990), que invoca fases de acumulación e exportación de sal no Atlántico Norte para explicar os diferentes modelos de circulación analizados anteriormente. Cunha circulación activa durante as fases cálidas, o afundimento da NADW rebaixaría a salinidade do Atlántico Norte e o sistema só se mantería mediante a chegada de augas salgadas que compensasen a perda. Se isto non ocorre, a densidade da auga superficial descendería gradualmente e a convección iríase retardando (estadiais). A iso contribúe a fusión parcial do xeo provocada pola liberación de calor á atmosfera. Unha taxa de formación de NADW máis baixa vai asociada a unha menor perda de sal e a unha menor liberación de calor que permiten o crecemento dos mantos de xeo. Baixo estas circunstancias, a densidade da auga superficial aumentaría progresivamente ata alcanzar niveis que activan de novo o afundimento. Este funcionamento viría regulado polo transporte de auga doce a través da atmosfera entre o Atlántico e o Pacífico.

Outras hipóteses consideran que a causa dos cambios climáticos abruptos non está relacionada coa circulación termohalina, senón que, pola contra, as fluctuacións que esta experimentou son a consecuencia doutros mecanismos, como os cambios na actividade solar (véxase Bond e cols., 2001). Aínda que algunhas investigacións apuntan a que os ciclos solares a escala milenaria puideron influír no clima do Holoceno, a maior parte dos datos con que contamos actualmente sosteñen que os cambios climáticos abruptos que se produciron durante a última glaciación e ao final desta están relacionados con fluctuacións na circulación termohalina do Atlántico.

A cuestión estriba en coñecer cal é a variable que, superado un valor limiar, desencadea os cambios climáticos abruptos e fai que o sistema volva á súa forma de estabilidade. As dúas únicas formas de alterar a circulación termohalina no Atlántico son o aumento da temperatura e a diminución da salinidade superficiais. Neste momento o candidato máis firme é a adición de auga doce, que dilúe a salinidade e provoca o retardo e ata a parada da formación de NADW (figura 7). As súas fontes poden ser a descarga dos ríos que verten ao Ártico e ao Atlántico Norte, un cambio na traxectoria dos cintos de tormentas que aumenten a pluviosidade en altas latitudes, a liberación e fusión de icebergs e cambios no balance dos mantos de xeo.

Nese sentido, a dinámica interna dos mantos de xeo foi invocada como o mecanismo que subxace aos ciclos de Dansgaard-Oeschger e de Bond. O modelo de sobrecarga-colapso (binge-purge, MacAyeal, 1993) propón que o fluxo de calor interna terrestre baixo os mantos de xeo causa a fusión parcial da base do glaciar, sobre todo cara aos seus bordos, onde o grosor de xeo é menor. A auga de fusión, especialmente sobre un substrato non consolidado, favorece o escorregamento do xeo e a súa liberación cara ao océano, cun consecuente retroceso do glaciar cara ao interior do continente. Posteriormente, o xeo iríase acumulando de xeito progresivo ata que alcanza un grosor capaz de provocar un novo colapso.



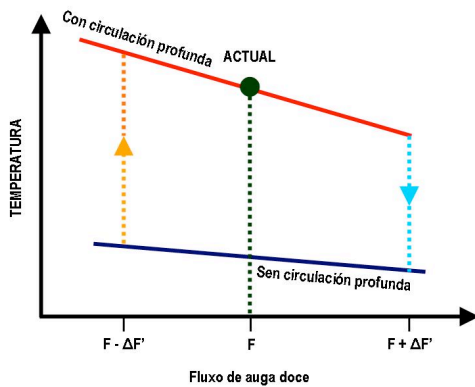


Figura 7. A cantidade de auga doce que chega ás altas latitudes do Atlántico determina que a formación de augas profundas sexa activa, como ocorre na actualidade (liña vermella), ou que se produza a paralización da circulación profunda (liña azul) cando se excede un determinado valor límite, que descoñecemos, do fluxo de auga doce. Os dous modelos de funcionamento implican diferentes situacións climáticas que na figura veñen expresadas pola temperatura.

O modelo de MacAyeal explica o carácter abrupto dos eventos de Heinrich e o ritmo non regular ao que se producen, pero non xustifica o funcionamento sincrónico de Lauréntida e Fenoescandinavia. Outras hipóteses (Clarke e cols., 1999) invocan unha interacción entre os mantos de xeo, a irregularidade do substrato e o nivel do mar. O xeo flúe máis lentamente ao atopar unha elevación no substrato rochoso, pero o propio peso do xeo provoca un afundimento isostático retardado uns miles de anos. O afundimento do punto de ancoraxe favorecería a desestabilización da masa de xeo e a liberación masiva de icebergs. Por outra banda, tendo en conta a flotabilidade do xeo, un nivel do mar en ascenso como consecuencia da fusión de xeos elevaría a masa de xeo por encima dos seus puntos de ancoraxe, feito que xustifica a resposta sincrónica de diferentes glaciares.

Unha síntese dos mecanismos que poden causar cambios climáticos abruptos explicados anteriormente aparece na figura 8.

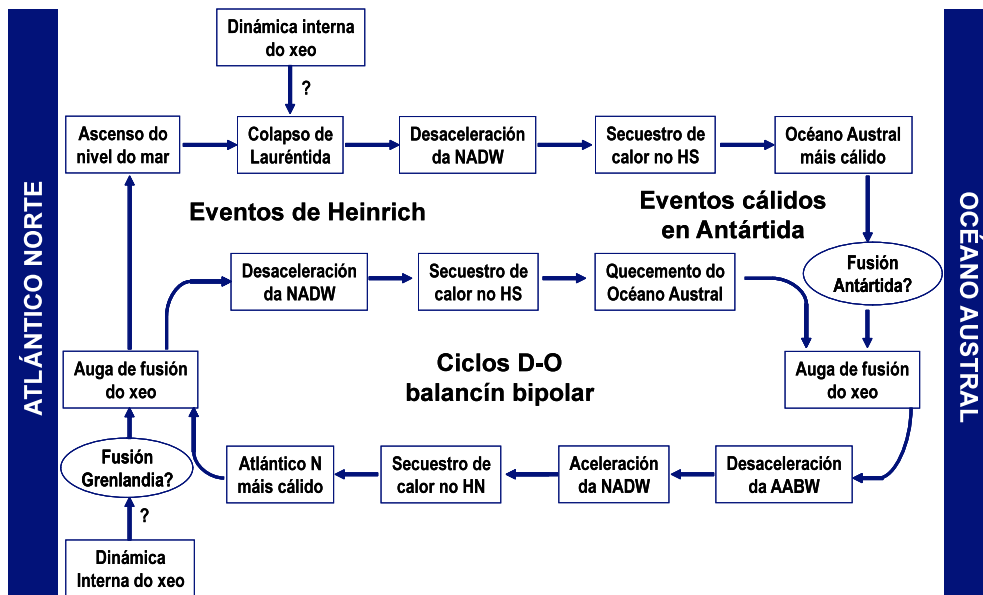


Figura 8. Esquema do funcionamento oscilatorio da circulación termohalina no Atlántico Norte que explica os ciclos de Dansgaard-Oeschger e os Eventos de Heinrich (HN: Hemisferio Norte, HS: Hemisferio Sur; modificación de Maslin e cols., 2001).

Independentemente dos mecanismos que os provocou, a existencia de cambios climáticos abruptos no pasado recente conducen a formular se nun futuro máis ou menos próximo pode ocorrer de novo, xa sexa por causas naturais ou antrópicas. Os mecanismos propostos para explicar os cambios climáticos abruptos poñen de manifesto que o sistema climático pode reaccionar de forma brusca cando se excede un punto crítico. As derivacións da fusión do xeo no Ártico, do colapso dos mantos de xeo da Antártida occidental, da aceleración do efecto invernadoiro pola fusión do permafrost ou pola desestabilización dos hidratos de gas, da redución masiva das selvas subtropicais ou de cambios non lineais na circulación atmosférica e oceánica son actualmente impredecibles. Todos estes efectos foron sinalados como posibles consecuencias do quentamento global. Ben é certo que aínda nos atopamos lonxe de coñecer se ese quentamento global vai provocar a superación dun limiar que conduza a unha situación catastrófica para a humanidade, pero non podemos ignorar o risco (Jansen e cols., 2007).

A DEGLACIACIÓN E O HOLOCENO

As terminacións glaciais, de acordo co que mostran as testemuñas de xeo, vense como transicións bruscas nas que nuns poucos miles de anos (10 ka) a temperatura e o nivel do mar global ascenden rápidamente (15 °C e 100-150 m, respectivamente) e se funden uns $54 \times 10^6 \text{ km}^3$ de xeo continental. A evolución das temperaturas atmosféricas é practicamente paralela ao incremento de gases invernadoiro, cuxa concentración vén determinada inicialmente polos ciclos orbitais. Pero as tendencias a longo prazo interfírense coa variabilidade milenaria e con outras variables climáticas, e o proceso da deglaciación, lonxe de ser uniforme, manifesta unha pauta con avances e retrocesos climáticos (figura 9).

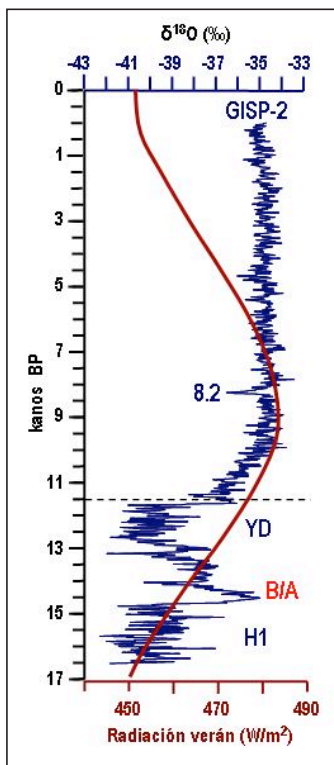


Figura 9. Rexistro paleoclimático da deglaciación e o Holoceno na sondaxe de xeo de Grenlandia GISP-2 (azul) e variación da radiación solar durante ese mesmo período (vermello). YD: Younger Dryas; B/A: Bolling/Allerod; H1: Evento de Heinrich 1.

A tendencia ao quentamento, tanto en Groenlandia como na Antártida, comezou hai 23.000 anos, en fase co incremento da insolación no Hemisferio Norte, antes do último máximo glacial, ocorrido hai 21.000 anos (Labeyrie, 2003). A partir de 19.000 anos as temperaturas incrementáronse en ambos os hemisferios e o nivel do mar, situado uns 120 m por baixo do actual, empezou a ascender lentamente. No Hemisferio Norte o quentamento foi bruscamente interrompido polo evento de Heinrich-1, ocorrido hai uns 17-15 ka, o que supuxo o retorno a condicións plenamente glaciais (figura 9). Finalizado este episodio frío, as temperaturas incrementáronse rapidamente como consecuencia do reinicio da formación da NADW e a intrusión de augas cálidas a altas latitudes do Atlántico. Este quentamento, que culminou aos 14.700 anos, denomínase Bolling/Allerod e correspóndese co interstadial 1 dos ciclos de Dansgaard-Oeschger. A transferencia de calor cara ao norte debeu inducir unha perda neta de calor no sur, de acordo co funcionamento bipolar do sistema, e provocar un arrefriamento nese hemisferio. Efectivamente, no Hemisferio Sur, que seguira coa súa tendencia ao quentamento, rexístrase hai 14.700 anos unha intensa emisión de auga de fusión de xeo (*Meltwater Pulse 1A*) que provocou un rapidísimo ascenso do nivel do mar global. No prazo de 200-400 anos o nivel do mar subiu 20 m, situándose a uns 80 m por baixo do actual. Inmediatamente logo da liberación de xeos o hemisferio austral experimentou un notable arrefriamento que comezou hai 14.500 anos e que durou uns 2.000 anos. Este arrefriamento austral coñécese co nome de inversión fría antártica (*antarctic cold reversal*) e é o único episodio que interrompe o progresivo quentamento experimentado pola Antártida desde a deglaciación ata os nosos días.

Pola contra, o Hemisferio Norte seguirá unha evolución ben distinta. A desestabilización dos mantos de xeo de Norteamérica causou que as altas latitudes do Atlántico Norte fosen invadidas por augas frías e doces de fusión, tal e como aconteceu durante os eventos de Heinrich. A consecuencia foi un intenso retardo (mesmo unha parada) da formación de NADW, a finalización repentina do Bolling-Allerod e un intenso retroceso climático que se coñece co nome de Younger Dryas. Este é, pois, o evento de Heinrich máis recente; prolongouse entre 12.700 e 11.500 anos e representa o último pulso glacial. O seu final é moi abrupto. Os datos das testemuñas de xeo de Groenlandia suxiren un ascenso de 7 °C en catro ou cinco décadas, mesmo nun tempo menor (figura 9).

A terminación do Younger Dryas marca o inicio do período interglacial no que vivimos, o Holoceno (estadio isotópico 1, MIS-1), período que comeza cun forte ascenso das temperaturas e do nivel do mar. Durante o Younger Dryas o nivel do mar situouse entre 40 e 60 m por baixo do actual, que se alcanzou hai aproximadamente 6.000 anos. Comparando o clima dos últimos 11.000 anos coas intensas flutuacións que ocorreron durante o último ciclo glacial, o Holoceno resulta moi estable. Con todo, unha observación máis detallada pon de manifesto que se produciron variacións climáticas notables que determinaron en gran medida o florecemento e a decadencia de moitas civilizacións.

A análise de alta resolución de testemuñas oceánicas do Atlántico Norte e subtropical puxo de manifesto durante a última década a existencia durante o Holoceno de períodos fríos que mostran unha recorrencia de 1.500 ± 500 anos. No Atlántico Norte, por exemplo, rexístranse polo aumento de grans achegados polos icebergs e por unha diminución da intensidade das correntes de fondo. De acordo con estes datos, o clima terrestre seguiría oscilando durante os períodos interglaciais coa mesma periodicidade con que o fixo durante os glaciais (Bond e cols., 1997, 2001; deMenocal e cols., 2000; Keigwin e Boyle, 2000). A menor amplitude das flutuacións climáticas holocenas pódese deber a que o volume de xeo, moito máis reducido, representa un papel menos relevante no sistema climático. Pola contra, outros estudos (Martrat e cols., 2004) mostran intensos arrefriamentos durante os interglaciais pasados e conclúen que as fusións masivas de xeos non son a causa deses arrefriamentos, feito que os leva a suxerir un arrefriamento extremo no futuro, máxime tendo en conta que a insolación no Hemisferio Norte irá decrecendo e que a órbita terrestre se atopa nun período de excentricidade mínima. Outras hipóteses aluden aos cambios na actividade

solar ou a modificacións na circulación oceánica profunda como causa das fluctuacións climáticas observadas durante o Holoceno. Neste momento non é posible saber se esas fluctuacións responden a causas externas ou internas (Jansen e cols., 2007) e o debate actual céntrase precisamente nas súas orixes, na súa frecuencia e nos mecanismos que propagan as perturbacións no sistema océano-atmosfera.

O primeiro e máis acusado evento frío do Holoceno é o evento frío de 8,2 ka (8.2 Cold Event), que interrompeu durante 200-400 anos o rápido quentamento que se viña producindo desde o final do Younger Dryas e que se prolongará ata hai 5.500 anos (Óptimo Climático Holoceno). A súa causa hai que buscala na irrupción dun gran volume de auga de fusión no Mar de Labrador que entorpeceu a penetración da corrente do Golfo ás altas latitudes do Atlántico. Estímase que o impacto deste evento foi un descenso térmico de 5-6 °C nas zonas tépedas e duns 3 °C nas subtropicais, así como unha maior aridez, particularmente severa en África oriental (Maslin e cols., 2001). Exceptuando este evento frío, durante o óptimo climático Holoceno (9.000-5.500 anos) alcanzáronse temperaturas globais 0,5-2 °C superiores ás rexistradas a mediados do século XX, podendo chegar a ser nalgunhas localidades 4-9 °C máis altas.

Cara ao Holoceno medio, hai aproximadamente 5.500-5.300 anos, produciuse unha nova crise climática que se pon de manifesto por un avance dos glaciares e por cambios no réxime de precipitacións e na flora. Os rexistros oceánicos do noroeste de África revelan modificacións importantes nesa idade (deMenocal e cols., 2000). A rexión subtropical deste continente estivo vexetada grazas ao clima húmido de que gozaba desde os 14.800 anos ata os 5.500 anos (Período Húmido Africano), momento no cal pasou a condicións moito máis áridas en menos de 300 anos. A rexión mediterránea tamén se fixo máis fría e árida. Iso coincide coa decadencia do olmo en Europa e do abeto en Norteamérica e cun descenso de 100 m da liña de árbores nos Alpes. Outro episodio frío e árido tivo lugar hai aproximadamente 4.400 anos. Este está moito menos documentado nos rexistros paleoclimáticos, pero mostra unha sospeitosa coincidencia temporal co colapso de numerosas civilizacións urbanas en Exipto, Mesopotamia, Anatolia, Grecia, Israel, val do Indo, Afganistán e China (Maslin e cols., 2001).

O evento frío máis recente foi a Pequena Idade do Xeo (*Little Ice Age*), que se estendeu desde os inicios do século XIV ata mediados do século XIX e puxo fin ao Período Cálido Medieval que a precedeu (*Medieval Warm Period*, 900-1400 AD). En detalle, a Pequena Idade do Xeo mostra dúas fases frías; a primeira comeza en 1300 AD e culmina ao redor de 1650 AD, e a segunda esténdese entre 1770 e 1850 AD. Durante estas rexistráronse temperaturas 0,5-1 °C máis baixas que no período precedente. As súas causas son debatidas, e entre elas cítanse desde aspectos relacionados coa actividade humana ata mecanismos internos ou externos do sistema; entre os internos aludíuse ao incremento da actividade volcánica e a modificacións na circulación profunda, e entre os externos, a unha menor actividade solar. De feito, o inicio da Pequena Idade do Xeo coincide co mínimo de Spörer (1420-1570 AD) e o seu punto álxido co mínimo de Maunder (1645-1715 AD). Ao redor de 1850 AD, o clima terrestre comeza a quentarse dun xeito moi rápido seguindo unha tendencia paralela á concentración de dióxido de carbono (e outros gases invernadoiro) na atmosfera, que alcanza nos nosos días valores sen precedentes nos últimos 3 Ma. Os valores actuais exceden en 80 ppm os medidos nos últimos períodos interglaciais e débense en gran medida á actividade humana. Por este motivo, acuñouse o termo Antropoceno para designar o período climático en que vivimos.

Os rexistros paleoclimáticos mariños do Holoceno en Galicia reflicten, en xeral, unha evolución semellante á descrita anteriormente e permiten establecer con bastante precisión os principais cambios que experimentou a rexión antes de que a intervención humana representase unha variable determinante no clima. Non dispoñemos polo momento dun bo rexistro da deglaciación porque as sondaxes extraídas por baixo do bordo da plataforma continental caracterízanse por unha taxa de



sedimentación relativamente baixa que non permite unha resolución temporal suficiente. Taxas de sedimentación máis altas e, polo tanto, rexistros máis resolutivos danse na plataforma continental e no interior das rías. O inconveniente destas zonas é que estiveron emerxidas ou sometidas a procesos moi enerxéticos cando o nivel do mar estaba máis baixo que o actual. Por este motivo e polas técnicas de perforación utilizadas, a inmensa maioría dos rexistros permiten unicamente trazar a evolución dos últimos 4.000-5.000 anos. No entanto, na zona externa da ría de Muros dispoñemos dunha sondaxe que rexistra os últimos 8.500 anos aproximadamente e que, xunto con outros máis recentes da ría de Vigo e da plataforma continental adxacente, fan posible a reconstrución paleoclimática e paleoceanográfica da maior parte do Holoceno. Gran parte dos aspectos que se reflicten a continuación foron obxecto de análises detalladas que se recollen en diversas publicacións (Diz e cols., 2001, 2002; Pena e cols., 2003, 2007; Álvarez e cols., 2005; González-Álvarez e cols., 2005; Lebreiro e cols., 2006; Bernárdez e cols., 2008 a, b).

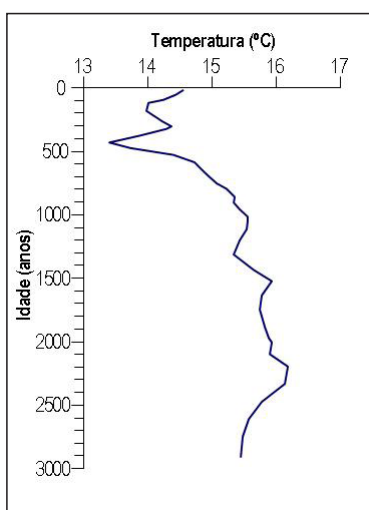


Figura 10. Temperatura da auga superficial na ría de Vigo nos últimos 3.000 anos obtida mediante alquenonas (modificado de Diz e cols., 2002).

En termos xerais, a temperatura da auga superficial durante o Holoceno foi aproximadamente 2-3 °C máis alta que durante a última glaciación, exceptuando os eventos de Heinrich, cando a auga puido chegar a ser uns 10 °C máis fría que nos últimos milenios. Máis concretamente, na ría de Vigo a temperatura da auga superficial apenas experimentou fluctuacións superiores a 1 °C respecto ao valor medio dos últimos 3.000 anos (Diz e cols., 2002; figura 10). Na ría de Muros a variación ao redor da media dos últimos 8.500 anos foi ata menor e raramente excede os 0,5 °C (figura 11a). As paleotemperaturas, xunto con outros indicadores da temperatura e salinidade da auga ($\delta^{18}\text{O}$), da paleoprodutividade, das achegas continentais, etc., permítenos establecer unha sucesión de etapas con características climáticas e hidrográficas diferentes ao longo dos últimos milenios (figura 11).

Os únicos datos con que contamos do Holoceno inferior proceden da ría de Muros. Alí o primeiro evento climático que se rexistra é un arrefriamento relativamente intenso (0,8-1,5 °C) que ocorreu ao redor de 8.200 anos e que coincide co evento frío que lle afectou a todo o Atlántico Norte. A baixa profundidade da ría como consecuencia de que o nivel do mar aínda non alcanzase as súas cotas actuais facilitou que o seu fondo estivese ben ventilado e que a produtividade fose relativamente baixa (figura 11d e f).

O ascenso progresivo do nivel do mar causado polo quentamento global culminou a unha idade próxima a 6.500 anos, cando as rías adquiriron unha profundidade e unha hidrodinámica seme-

ecosistemas peláxicos mariños

llantes ás actuais. A influencia de augas claramente mariñas favoreceu que a produtividade biolóxica fose cada vez maior e que os fondos se fosen enriquecendo en materia orgánica. O clima cálido que prevaleceu durante o Holoceno inferior foi tamén relativamente chuvioso, como poñen de manifesto as fluctuacións da salinidade e o incremento de materiais de orixe continental que se rexistran sobre todo entre 6.500 e 6.000 anos (figura 11 b e c). As precipitacións máis intensas sobre as concas de drenaxe dos ríos que desembocan nas rías causaron unha maior achega de auga doce e de elementos terrixenos.

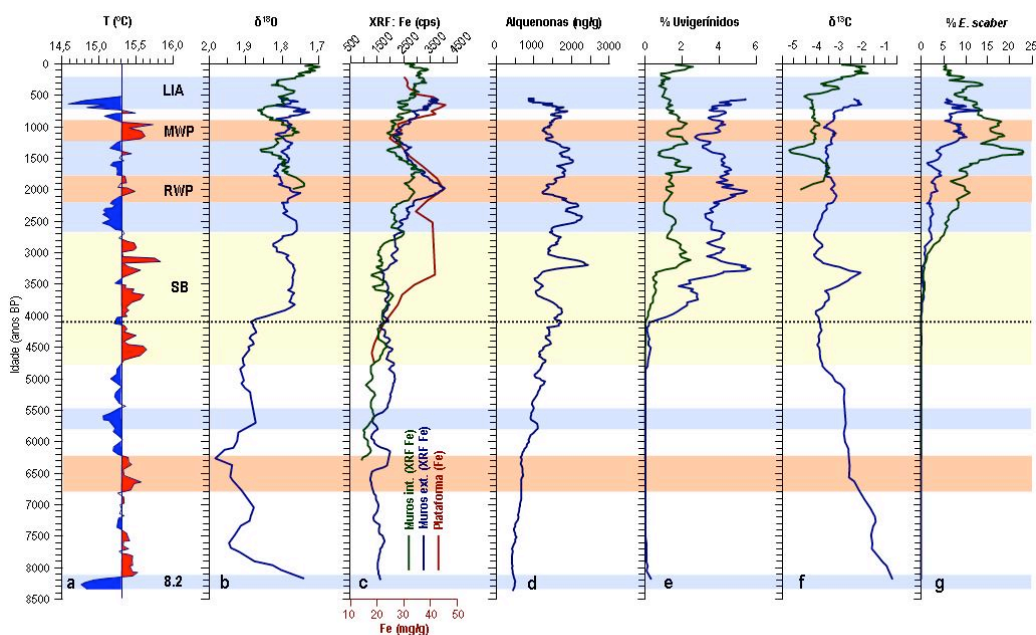


Figura 11. Marcadores paleoclimáticos e paleoceanográficos na ría de Muros (azul: zona externa; verde: zona interna) e na plataforma continental (vermello). a: Temperatura da auga superficial; b: a relación isotópica do oxíxeno é inversamente proporcional á temperatura e directamente proporcional á salinidade; c: o contido en ferro dos sedimentos é un indicador da influencia continental; d: o contido en alquenonas nos sedimentos é un indicador da produtividade primaria; e: os uvigerínidos son un grupo de foraminíferos bentónicos adaptados a vivir en fondos ricos en materia orgánica e pobres en oxíxeno; f: a relación isotópica do carbono depende da oxixenación do fondo e do contido en materia orgánica; g: *Eggerelloides scaber* é un foraminífero bentónico característico nas zonas internas das rías cuxa abundancia está relacionada coa cantidade de materia orgánica refractaria que chega ao medio.

O final do período chuvioso que acabamos de aludir marca un lixeiro cambio na natureza das augas mariñas que entran na ría de Muros. Como se pode observar na figura 11a, a temperatura media da auga superficial nesa ría sitúase ao redor de 15,3 °C, pero presenta fluctuacións de pequena amplitude entre augas lixeiramente máis frías e lixeiramente máis cálidas. Estas pequenas variacións térmicas reflicten cambios na natureza das augas mariñas que entran na ría. Temperaturas da auga superficial inferiores á media marcan unha maior influencia de augas noratlánticas cunha compoñente de orixe subpolar, mentres que as temperaturas superiores á media denotan augas de orixe subtropical. A fronte entre ambos os tipos de augas na actualidade sitúase á latitude de Fisterra, e pequenas variacións na súa posición determinan que a ría de Muros, a máis próxima á fronte, reciba a influencia de augas predominantemente subpolares ou subtropicais. En termos xerais, unha posición máis meridional da fronte de Fisterra coincide con períodos relativamente máis fríos e máis



áridos, mentres que unha posición máis setentrional coincide con fases máis cálidas e relativamente máis chuviosas. Desde esta perspectiva, ao redor de 5.800-5.500 anos produciuse un lixeiro arrefriamento e unha diminución das precipitacións que marcan o fin do Óptimo Holoceno na rexión e que se manterá ata hai aproximadamente 4.800 anos. A partir dese momento, a produtividade biolóxica irase incrementando paulatinamente e os fondos da ría iranase enriquecendo en materia orgánica e empobrecendo en oxíxeno (figura 11d e f). Neste lapso produciuse un cambio no réxime climático de toda Europa que representa o tránsito do período Atlántico ao Subboreal, seguindo a terminoloxía que ás veces se emprega para dividir climáticamente o Holoceno. Os nosos rexistros indican que en Galicia as plenas condicións do período Subboreal empezaron a rexistrarse ao redor de 4.800 anos. Este período (aproximadamente 5.000-2.500 anos) caracterizouse por unha intensa inestabilidade climática na rexión, durante o que se produciron cambios importantes.

Sen dúbida, o máis acusado é o que aconteceu hai 4.100 anos. A sinatura isotópica das augas de fondo na ría de Muros (figura 11b) pon claramente de manifesto ese cambio. En ausencia de variacións térmicas importantes, o brusco cambio nos valores isotópicos do oxíxeno rexistrado a 4.100 anos, así como a entrada de novas especies da microfauna bentónica (figura 11e, g) revelan o tránsito entre unha época en que as augas oceánicas que penetraban na ría estaban dominadas pola compoñente subtropical, relativamente máis salina, a outra época que se mantivo ata a actualidade durante a cal as augas de fondo manifestan unha maior influencia da rama subpolar, relativamente menos salinas e con maior contido en nutrientes, aínda que o influxo subtropical se mantivo con intensidade variable. Este cambio na hidrografía da ría de Muros abre paso a un período de aproximadamente un milenio (3.700-2.700 anos) caracterizado pola inestabilidade climática no que toda a rexión se viu sometida a fortes tormentas. Tanto os rexistros das rías de Muros e Vigo como os da plataforma continental presentan evidencias de diversa índole que apoian esta afirmación (González-Álvarez e cols., 2005; Martins e cols., 2007). Probablemente durante este período Galicia estivo gobernada por ventos de compoñente sur e suroeste, que favoreceron os temporais, as precipitacións, a achega de material terrízo desde o continente, unha intensa mestura na columna de auga e unha produtividade biolóxica sostida fundamentalmente polos nutrientes fornecidos desde as áreas costeiras e emerxidas. Eses cambios deben estar relacionados cunha reorganización xeral do sistema climático, que provocou, polo menos puntualmente, a migración da fronte de Fisterra ata posicións incluso máis meridionais das que se localiza na actualidade.

O final do Subboreal vén marcado por un arrefriamento que comezou hai uns 2.700 anos e que se prolongou aproximadamente 500 anos, para dar paso inmediatamente despois a unha fase relativamente cálida e chuviosa que coincide co denominado Período Cálido Romano, centrado ao redor de 2.000 anos. Durante este período, as augas das rías foron algo máis cálidas (figuras 10 e 11a), e tanto as rías como a plataforma continental adxacente recibiron a chegada de abundante material procedente do continente (figura 11c) debido ao aumento de precipitacións e ao consecuente incremento da descarga fluvial, pero tamén á deforestación antrópica que se produciu durante esa época. Basta recordar a intensa actividade mineira en época romana, por exemplo nas Médulas, que causou importantes movementos de terras na conca do río Sil.

Entre 1.800 e 1.200 anos o clima en Galicia foi algo máis frío e árido que no Cálido Romano, pero rápidamente derivou cara a un novo quentamento centrado no inicio do último milenio, coincidindo co Período Cálido Medieval. Esta época foi tamén máis chuviosa e, como consecuencia da maior achega fluvial, as rías e a plataforma continental rexistraron unha maior influencia continental e un incremento da produtividade biolóxica (Diz e cols., 2002; González-Álvarez e cols., 2005; Bernárdez e cols., 2007, 2008). O final deste período cálido e chuvioso comeza a rexistrarse hai aproximadamente 800 anos, cando a temperatura das augas superficiais tende a ser progresivamente máis fría. O arrefriamento agudizouse ao redor de 600 anos, evento que marca o inicio da Pequena Idade do Xeo, a etapa máis fría que experimentou Europa en xeral e Galicia en particular

nos últimos milenios. Na ría de Muros estimamos que as augas foron case 1 °C máis frías que na fase precedente (figura 11a), e na ría de Vigo, cunha maior influencia das augas de orixe subtropical debido á súa posición máis meridional, o impacto do arrefriamento foi aínda maior, superando ata 1,5 °C (figura 10). É nesta última ría onde se observa que a Pequena Idade do Xeo comporta dúas pulsacións máis frías, a primeira delas máis intensa, que coinciden con dous momentos de menor actividade solar, os denominados mínimos de Spörer e de Maunder.

O último arrefriamento ao que acabamos de aludir finalizou hai uns 150 anos, cando o clima experimentou un quentamento que continúa nos nosos días e que en gran medida está asociado ás actividades humanas. Os nosos rexistros carecen da resolución necesaria para estimar co suficiente detalle a evolución máis recente, que se trata de forma máis exhaustiva noutros capítulos desta obra.

En definitiva, a rexión estivo sometida a un clima cálido durante os últimos milenios, seguindo a tónica xeral do Holoceno visto no seu conxunto. Non obstante, durante este período Galicia experimentou pulsacións máis frías e, en xeral, máis áridas, ao redor de 8.200, 5.800, 4.100, 2.500, 1.500 e 500 anos. A recorrencia destas fases frías aparentemente non mostra unha clara regularidade, pero a súa coincidencia temporal cos arrefriamentos rexistrados tanto en altas latitudes do Atlántico Norte como no Atlántico subtropical induce a pensar nun mecanismo climático común a todos eles, posiblemente da mesma natureza que os que actuaron durante a última glaciación e que xeraron cambios climáticos abruptos. Esta cuestión aínda require dun coñecemento máis profundo do funcionamento do sistema climático e nela estriba o reto para o futuro próximo, xa que é crucial para predicir a evolución do clima nos próximos decenios.

CONCLUSIÓNS

Durante a última glaciación, Galicia, de forma análoga a outras rexións do Atlántico Norte, experimentou fases especialmente frías nas cales os icebergs desprendidos dos grandes glaciares que cubrían Lauréntida e Fenoescandinavia chegaron ata as súas costas. Isto aconteceu polo menos durante catro ocasións, hai aproximadamente 15.000, 21.000, 35.000 e 45.000 anos, momentos nos cales as augas mariñas superficiais foron uns 10 °C máis frías que as actuais. Aínda que as ondadadas de icebergs foran máis puntuais, a influencia das augas de fusión de xeos foi máis duradeira e provocou que a superficie oceánica estivese uns 6 °C máis fría que hoxe en día, e contribuíu ao arrefriamento do continente.

O final da glaciación provocou un quentamento e un ascenso do nivel do mar moi rápidos, de tal forma que as Rías Baixas, ata entón emerxidas, foron invadidas polo mar hai aproximadamente 8.500 anos. O clima cálido característico do Holoceno experimentou fluctuacións entre períodos relativamente cálidos e máis chuviosos que alternaron con fases máis frías e menos chuviosas que a actual. A variación de temperatura da auga oceánica superficial entre un momento cálido e outro relativamente frío puido chegar a ser de ata 1,5 °C nalgunhas zonas da rexión. Os episodios fríos dos últimos milenios tiveron lugar ao redor de 8.200, 5.800, 4.100, 2.500, 1.500 e 500 anos aproximadamente e, deles, o primeiro e o último foron os máis intensos en Galicia. Pola contra, os episodios cálidos ocorreron durante o Óptimo Holoceno (6.000-6.500 anos), a época romana (hai uns 2.000 anos) e durante o Cálido Medieval (1.000-1.200 AD).

A variabilidade climática é unha característica natural do noso planeta, que durante os últimos tres millóns de anos alternou períodos cálidos, incluso máis que os actuais, e períodos moi fríos a diferentes escalas temporais. A existencia de eventos climáticos abruptos suscita a cuestión de se nun futuro máis ou menos próximo pode ter lugar un cambio abrupto, máxime tendo en conta que nos últimos 150 anos algúns elementos que interveñen no sistema climático se modificaron a un ritmo



sen precedentes. Os cambios abruptos máis recentes ocorreron durante a última glaciación, pero existen evidencias de que nos últimos períodos interglaciais, análogos do actual, tamén se produciron. Os modelos climáticos que manexa o IPCC predín que a probabilidade dun cambio abrupto neste século é baixa; con todo, as incertezas respecto das causas e mecanismos que os provocan, a imperfección dos modelos e o ritmo ao que as actividades humanas están modificando algúns elementos do sistema climático, moi superior ao das causas naturais, tampouco permiten descartar a posibilidade dun cambio abrupto nos próximos decenios ou ignorar os seus riscos.

AGRADECEMENTOS

Este traballo foi levado a cabo no marco dos proxectos CLIGAL (Xunta de Galicia) e GRACCIE (Consolider-Ingenio, MEC), baseándose en datos obtidos con financiamento dos proxectos: HOLSMEEER (EU, EVK2-CT-2000-00060), PGIDIT05PXIB 31201PR (Xunta de Galicia), INTERESANTE (CICYT, CTM2007-62546-C03-01/MAR) e MMA 046/2007.

BIBLIOGRAFÍA

- Alley R. B. (1998). Icing the North Atlantic. *Nature*, **392**, 335-337.
- Alley R. B., Anandakrishnan S. and Jung, P. (2001). Stochastic resonance in the North Atlantic. *Paleoceanography*, **16**, 190-198.
- Álvarez M. C., Flores J. A., Sierro F. J., Diz P., Francés G., Pelejero C. and Grimalt J. (2005). Millennial surface water dynamics in the Ría de Vigo during the last 3000 years as revealed by coccoliths and molecular biomarkers. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **218**, 1- 13.
- Berger, A. and Loutre, M. F. (2002). An Exceptionally Long Interglacial Ahead?. *Science*, **297**, 1287-1288.
- Bernárdez P., González-Álvarez R., Francés G., Prego R., Bárcena M. A. and Romero O. E. (2008). Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian peninsula—Evidence from a marine record. *Journal of Marine Systems*, **72**, 366-382.
- Bernárdez P., González-Álvarez R., Francés G., Prego R., Bárcena M. A. and Romero O. E. (2008). Paleoproductivity changes and upwelling variability in the Galicia Mud Patch during the last 5000 years: geochemical and microfloral evidence. *The Holocene*, **18**, 1207-1218.
- Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Labeyrie L., Jouzel J. and Bonani G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**, 143-147.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M. N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I. and Bonani, G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, **294**, 2130-2136.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. and Bonani G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, **278**, 1257-1266.
- Broecker W. S. (1998). Paleocean circulation during the last deglaciation: a bipolar seesaw? *Paleo-*

- oceanography*, **13**, 119-121.
- Broecker W. S., Bond G., Klas M., Bonani G. and Wolfli W. (1990). A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography*, **5**, 469-477.
- Clark P. U., Pisias N. G., Stocker T. F. and Weaver A. J. (2002). The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, **415**, 863-869.
- Clarke G. K. C., Marshall S. J., Hillaire-Marcel C., Bilodeau G. and Veiga Pires C. (1999). A glaciological perspective on Heinrich Events. In: *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*. P. U. Clark, R. S. Webb and L. D. Keigwin (Eds.). AGU Geophysical Monograph Series. Washington DC, pp. 243-262.
- DeMenocal P., Ortiz J., Guilderson T. P. and Sarnthein, M. (2000). Coherent high- and low-climate variability during the Holocene warm period. *Science*, **288**, 2198-2202.
- Diz P., Francés G., Alejo I. y Vilas F. (2001). Asociaciones de foraminíferos bentónicos en la Ría de Vigo. Interpretación paleoecológica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **14**, 19-33.
- Diz P., Francés G., Pelejero C., Grimalt J. O. and Vilas F. (2002). The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. *The Holocene*, **12**, 456-468.
- EPICA Community Members (2006). One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, **444**, 195-198.
- Ganopolski A. and Rahmstorf S. (2001). Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, **409**, 153-158.
- González-Álvarez R., Bernárdez P., Pena L.D. Francés G., Prego R., Diz P. and Vilas F. (2005). Paleoclimatic evolution of the Galician continental shelf (NW of Spain) during the last 3000 years: from a storm regime to present conditions. *Journal of Marine Systems*, **54**, 245- 260.
- Haug, G. H. and Tiedemann R. (1998). Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, **393**, 673-676.
- Jansen E., Overpeck J., Briffa K. R., Duplessy J. C., Joos F., Masson-Delmotte V., Olago D., Otto-Bliesner B., Peltier W. R., Rahmstorf S., Ramesh, R., Raynaud D., Rind D., Solomina O., Villalba R. and Zhang D. (2007). Paleoclimate. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds.), Cambridge university Press.
- Keigwin L. D. and Boyle E. (2000). Detecting Holocene changes in thermohaline circulation. *PNAS*, **97**, 1343-1346.
- Labeyrie L., Cole J., Alverson K. and Stocker T. (2003). The history of climate dynamics in the Late Quaternary. In: *Paleoclimate, Global Change and the Future*. K.D. Alverson, R.D. Bradley and T.F. Pedersen (Eds.), Springer. Berlin, pp. 33-61.
- Lage A. e Salsón S. (2006). Variabilidade interanual do clima. In: *A Variabilidade Natural do Clima en Galicia*, L. Naranjo e V. Pérez Muñuzuri (Coords.), 95-124. Consellería de Medio Ambiente e Desenvolvemento Sostible. Santiago de Compostela.
- Lebreiro S. M., Francés G., Abrantes F. F. G., Diz P., Bartels-Jónsdóttir H. B., Stroynowski Z. N., Gil



- I. M., Pena L. D., Rodrigues T., Jones P. P., Nombela M. A., Alejo I., Briffa K. R., Harris I. and Grimalt J. O. (2006). Climate change and coastal hydrographic response along the Atlantic Iberian margin (Tagus Prodelta and Muros Ría) during the last two millennia. *The Holocene*, **16**, 1003-1015.
- MacAyeal D. R. (1993). Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography*, **8**, 775-784.
- Martins V., Dubert J., Jouanneau J. M., Weber O., Ferreira E., Patinha C., Dias J. M. A. and Rocha F. (2007). A multiproxy approach of the Holocene evolution of shelf-slope circulation on the NW Iberian Continental Shelf. *Marine Geology*, **239**, 1-18.
- Martrat B., Grimalt J. O., López-Martínez C., Cacho I., Sierro F. J., Flores J. A., Zahn R., Canals M., Curtis J. H. and Hodell D. (2004). Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, **306**, 1762-1765.
- Maslin M., Stickley C. and Ettwein V. (2001). Holocene climate variability. In: *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Vol. 1, J. Steele, S. Thorpe and K. Turekian (Eds.), Academic Press. London, pp. 1210-1217.
- Pena L., Francés G., Diz P., Liqueste C., González-Álvarez R., Bernárdez P., Nombela M.A., Alejo I. and Vilas F. (2003). Forzamiento solar en el régimen de lluvias durante los últimos 3000 años en el noroeste de la Península Ibérica. *Thalassas*, **19**, 119-120.
- Pena L. D., Francés G., Diz P., Nombela M. A. and Alejo I. (2007). Climate fluctuations during the Holocene in NW Iberia: high and low latitude linkages. *Climate of the Past Discussions*, **3**, 1283-1309.
- Rahmstorf S. (2001). Abrupt climate change. In: *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Vol. 1, J. Steele, S. Thorpe and K. Turekian (Eds.), Academic Press. London, pp. 1-6.
- Rahmstorf S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, **419**, 207-214.
- Seidov D. and Maslin M. (2001). Atlantic Ocean heat piracy and the bipolar climate see-saw during Heinrich and Dansgaard-Oeschger events. *Journal of Quaternary Science*, **16**, 321-328

