

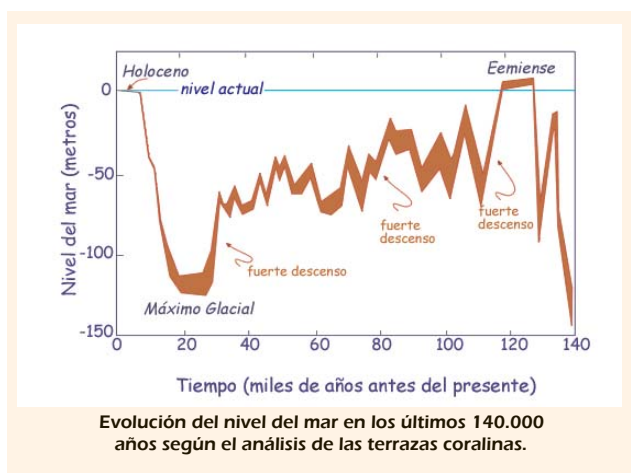
El clima del Atlántico durante la Última Glaciación

Antón Uriarte Cantolla

Fases de la Última Glaciación

La Última Glaciación comienza hacia el 115.000 BP (antes del presente) con una primera transición al frío que en muchas partes ocurre rápidamente. Los estudios isotópicos del oxígeno contenido en las conchas de los foraminíferos marinos indican una merma del volumen de agua en los océanos debida a una acumulación rápida de hielo continental, lo que supuso en esta primera fase una bajada del nivel del mar de unos 50 metros.

En muchos yacimientos polínicos también se señala con



claridad este enfriamiento inicial. Por ejemplo, según las series temporales de polen de algunos sitios europeos, como el de la Grand Pile, al sur de los Vosgos (nordeste de Francia), hacia el 115.000 BP, en solamente un siglo, se pasó de una vegetación templada de carpas y avellanos, típica del interglacial Eemense, a otra mucho más fría de pinos, piceas y abedules (Woillard, 1979). Después, según este registro de polen, durante los primeros treinta milenios de la glaciación, entre el 115.000 BP y el 85.000 BP, el tiempo se enfrió en el norte de Europa, pero no lo suficiente como para acabar con la vegetación arbórea.

Hubo, por lo tanto, una segunda gran acumulación de hielo en los continentes entre el 85.000 BP y el 75.000 BP, con una bajada del nivel del mar que se situó ya unos 70 metros por debajo del actual. Esta segunda fase dura hasta el 30.000 BP y durante su transcurso existen períodos fríos mucho más largos y agudos. En gran parte de Europa las coníferas y abedules fueron sustituidos por una vegetación de tundra, con hierbas y arbustos exclusivamente. Por ejemplo, en Ioannina, en Grecia, el polen arbóreo casi desaparece (Tzedakis, 2002) y los análisis isotópicos de estalactitas en el suroeste de Francia, indican un enfriamiento medio superior a los 10°C (Genty et al., 2003)

Hacia el 30.000 BP comienza a nivel global, pero probablemente no regional, la fase más aguda de la glaciación, que se ha dado en llamar el Último Máximo Glacial. Duró más o

menos hasta el 15.000 BP, que es cuando comienza en el hemisferio norte la desglaciación. El nivel del mar bajó durante estos milenios hasta una cota situada unos 120 metros por debajo del actual.

¿Cómo y por qué comenzó la Última Glaciación?

Volvamos al principio, al 115.000 BP. En aquel milenio acaba el interglacial Eemense, semejante al actual Holoceno, o un poco más cálido incluso, y con un nivel del mar probablemente 3 ó 4 metros más elevado que el actual.

Según la hipótesis hasta ahora más aceptada el fin del Eemense y comienzo de la Última Glaciación se inició cuando las nieves que caían durante el invierno en el norte de Canadá comenzaron a resistir el verano, sin licuarse del todo. En las regiones de Labrador y de la Tierra de Baffin, una pequeña bajada de las temperaturas veraniegas sería suficiente, aún hoy, para que la nieve sobre el suelo persistiese de un año a otro sin derretirse. Pues bien, debido a los ciclos de Milankovitch -especialmente al referido a la excentricidad de la órbita terrestre- entre el 125.000 BP y el 115.000 BP (es decir, durante el transcurso del interglacial Eemense) se produjo en esas latitudes altas del hemisferio norte una transición desde una insolación veraniega fuerte a otra mucho más débil. En poco más de diez milenios hubo una disminución de más de 100 W/m² en la intensidad de radiación solar recibida en 65°N (de 550 W/m² a unos 440 W/m²).



Según la teoría tradicional la Última Glaciación comenzó en los territorios del noroeste de Canadá, cuando la sucesión de veranos frescos debida a causas astronómicas (ciclos de Milankovitch) facilitaba que las nieves caídas durante el invierno persistiesen sin derretirse.

En el 115.000 BP el perihelio de la órbita anual de la Tierra alrededor del Sol, es decir la época del año de máxima proximidad al Sol, ocurría en el invierno del hemisferio norte, igual que acontece en el presente. Y el afelio, el momento de mayor lejanía de la Tierra al Sol, se producía en el verano del hemisferio norte. Por otra parte, la excentricidad de la órbita era

mayor que la actual y la inclinación del eje era menor. Estos factores reunidos producían un menor contraste estacional que el actual en el hemisferio norte, es decir, una insolación invernal más alta y, lo que es más importante, una insolación veraniega más baja. Con esa insolación veraniega tan baja, las nieves invernales de las latitudes altas del hemisferio norte resistían la fusión del verano, y entonces las nevadas que caían en el siguiente otoño, a diferencia de lo que ocurre hoy, encontraban un terreno favorable sobre el que poder cuajar y acumularse.

El color blanco de los extensos territorios nevados producían una superficie muy reflectante: aumentaba el albedo, disminuía la insolación absorbida y se acumulaba más nieve. Además, en los bordes meridionales de aquellas regiones árticas, los bosques de la taiga se degradaban debido al refrescamiento del verano y daban paso a un paisaje de tundra mucho más claro y con mayor albedo. De esta forma se producía una agudización del frío y quedaba anulado el aumento de la insolación invernal. Para algunos paleoclimatólogos el papel jugado por este cambio del color de los paisajes en las altas latitudes fue decisivo en el comienzo de la glaciación (Noblet, 1996).

¿ Y en el Hemisferio Sur ?

Uno de los mayores interrogantes paleoclimáticos es saber por qué el hemisferio norte y el hemisferio sur entraron casi sincrónicamente en la Última Glaciación, ya que la geometría orbital que implicaba la existencia de veranos boreales frescos en el 115 BP, no provocaba lo mismo en el hemisferio austral, en donde la disminución radiativa en el 115 BP recaía en la primavera, y no en el verano. Según la teoría clásica de Milankovitch, la glaciación debió haber comenzado en el hemisferio norte. Ahora bien, los yacimientos paleoclimáticos del hemisferio sur indican que allí también se produjo, casi simultáneamente, hacia el 115 BP, un recrudecimiento del frío, con avances de los glaciares del sur de los Andes, de la Patagonia y de la banquisa de hielo que circunda la Antártida.

El mecanismo de transmisión de la glaciación de un hemisferio a otro no está todavía muy claro. Hay incluso indicios de que en los Mares del Sur el enfriamiento que marcó el final del Eemense comenzó varios milenios antes del 115.000 BP, es decir, antes de que se dieran las condiciones adecuadas para el inicio de la glaciación en el hemisferio norte (Ikehara, 1997). De la comparación de las mediciones en los hielos de Groenlandia y de la Antártida, no se puede deducir tampoco que la glaciación en el norte precediera a la del sur.

Sólo en el futuro, cuando consigamos tener resoluciones temporales inferiores a los 500 años para la época del comienzo de la Última Glaciación, se podrá aclarar el problema de la interconexión de los dos hemisferios. Y entonces sabremos cuáles fueron en su origen los factores más importantes: los oceánicos o las variaciones en la química atmosférica.

El factor oceánico: la circulación termohalina

En el caso de que la glaciación comenzara en las latitudes altas del hemisferio norte, es posible que una disminución en la circulación termohalina oceánica provocara el enfriamiento de la Antártida. Ocurre que en las épocas cálidas interglaciales, como la actual, parte del agua profunda que se forma en

el Atlántico Norte aflora en los Mares del Sur tras recorrer todo el Atlántico por niveles profundos e intermedios. Esta masa de agua aflorante, aunque fría, no lo es tanto como la que se forma en la costa antártica, por lo que modera el intenso frío del aire que rodea, cerca de la costa, al continente austral. Una vez comenzada la glaciación en el hemisferio norte, la circulación termohalina atlántica se debilita y disminuye ese afloramiento, por lo que las capas de agua de los Mares del Sur quedan más estratificadas y se enfrían. Al final, como consecuencia, la Antártida también se enfría.

Otra hipótesis, que pondría el acento en el hemisferio sur es que el incremento de la banquisa invernal que rodea la Antártida, muy sensible a los cambios térmicos del aire, unido al incremento de la salinidad del agua, pudo también provocar una mayor producción de agua profunda (AABW, Antarctic Bottom Water). Esta masa de agua muy fría, que avanza hacia el norte del Atlántico por las profundidades, pudo incrementar la estabilidad vertical del agua al llegar al Atlántico Norte, reducir allí la producción de agua profunda (NADW, North Atlantic Deep Water) y la circulación termohalina y, en consecuencia, incrementar el enfriamiento (Liu, 2005).

El factor químico: los gases invernadero

La disminución del vapor de agua en la atmósfera, debido a la disminución de la capacidad higrométrica del aire causada por el frío, pudo actuar como un importante feedback de enfriamiento. Algunos autores creen ver en los cambios de humedad del Trópico la clave principal de la propagación de los cambios climáticos a escala global. No es fácil determinar la disminución global que se produjo, ya que el vapor de agua no se distribuye homogéneamente en la troposfera. Sin embargo, se ha calculado que en el Trópico, en la capa límite superficial era un 20% menor que en la actualidad y, por observaciones en los hielos de los Andes tropicales, se cree que en la alta montaña era un 50% menor. Esas diferencias de la concentración de vapor de agua serían por sí solas suficientes para explicar una disminución de 3°C o 4°C en la temperatura de esas regiones. La disminución de la humedad atmosférica transportada desde el Trópico hasta las proximidades del Ártico y hasta las regiones que circundan la Antártida pudo también enfriar el ambiente de latitudes altas.

Otro gas invernadero que también disminuyó fue el dióxido de carbono. Según Shackleton, la disminución en unas 80 ppm de la concentración de CO₂ tuvo más importancia a escala global que el feedback producido por el aumento del albedo en las regiones árticas (Shackleton, 2000). Gracias a una mejora en los nutrientes marinos, especialmente del hierro acarreado por los fuertes vientos que erosionaban los continentes, se intensificó la fotosíntesis planctónica, aumentó la captación oceánica de CO₂ y disminuyó su concentración atmosférica. Estudios recientes sobre la productividad biológica en el último ciclo glacial, realizados en numerosos sondeos marinos, indican que este "bombeo biológico" del aire al mar pudo dar cuenta de la mitad de esa disminución atmosférica de 80 ppm del CO₂ (Kohfeld, 2005). La otra mitad pudo ser debida a que disminuyó la ventilación y trasvase de CO₂ del mar al aire, especialmente en los Mares del Sur, debido al incremento de la extensión de la banquisa antártica y de la estratificación de las aguas (Gildor, 2001; Sigman, 2004).

El tercer gas que disminuyó fue el metano. La reducción en las latitudes altas de la extensión de las zonas pantanosas y de las turberas, así como la reducción de la actividad biológica por culpa del frío y de la expansión de los suelos congelados (permafrost), hizo disminuir drásticamente las emisiones de metano, CH₄, potente gas invernadero. La reducción de los bosques y de sus emisiones de compuestos orgánicos volátiles (isoprenos y monoterpenos) también pudieron influir en una menor concentración de metano en la atmósfera, ya que la reducción de estas emisiones pudo provocar una mayor concentración de los radicales OH que destruyen el metano (Valdés, 2005).

Magnitud del frío y del hielo

Desde el 115.000 BP, y durante el transcurso de la glaciación, el aire se fue enfriando progresivamente, aunque no de forma lineal. El punto más frío se alcanzó hace unos 22.000 años, en el llamado Último Máximo Glacial. Entonces la temperatura media global de la superficie del planeta llegó a ser unos 7°C inferior a la del comienzo de la glaciación.

La magnitud del enfriamiento fue muy diferente según la latitud. La bajada térmica fue mucho mayor en las latitudes altas que en las bajas, y fue también mayor en el interior de los continentes que en las costas. Así, en muchas partes del planeta, la temperatura media pudo descender más de 15°C.

En las tierras tropicales la bajada de temperatura media fue menor, de unos 5°C, aunque el cambio hidrológico y paisajístico fue también considerable. En los períodos fríos disminuyeron las precipitaciones y vastas extensiones de selva fueron sustituidas por otras de sabana.

Durante las épocas de más frío de la Última Glaciación, la superficie cubierta por la banquisa de hielo marino era más amplia, tanto la del Ártico, que se expandía por el Atlántico Norte hasta el sur de Islandia, como la que rodea el continente de la Antártida. En el Atlántico Norte, los icebergs provenientes de Laurentia, eran llevados, por una circulación ciclónica diferente a la actual, hacia el este, y bajaban hasta latitudes muy meridionales, a la altura de la Península Ibérica. La frialdad de las aguas, entre 5°C y 10°C más frías que las actuales, ayudaban en su avance meridional, especialmente en invierno. El frío intenso afectaba también al Mediterráneo. En la cueva Cosquer, cercana a Marsella, cuya entrada se encuentra hoy sumergida bajo el agua, los habitantes prehistóricos que vivieron allí hace 20.000 años incluyeron en sus pinturas rupestres pingüinos de una especie (*pinguinus impennis*) que posteriormente, durante el Holoceno, solamente ha habitado lugares árticos como Islandia o Groenlandia.

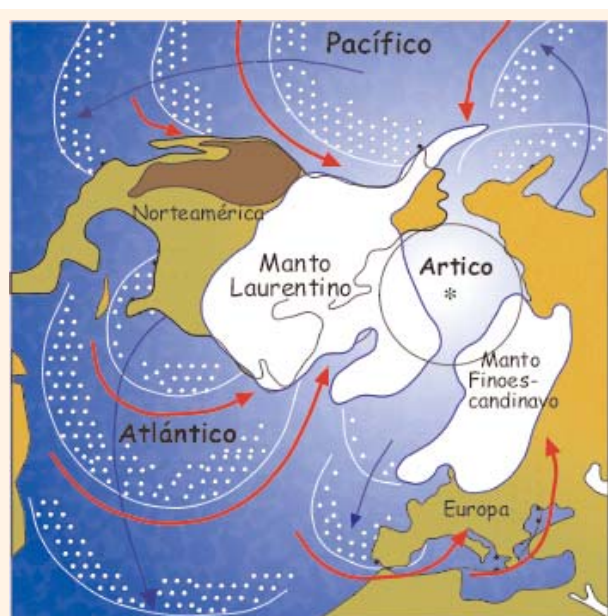
La importancia del manto de hielo Laurentino

En los avances glaciales se creaban dos enormes zonas ocupadas por hielos, una en Norteamérica y otra al norte de Eurasia: el manto Laurentino y el manto Finoescandinavo, respectivamente. El área de acumulación de los hielos avanzaba en las épocas más frías hasta latitudes muy meridionales. Los mantos de hielo septentrionales no sólo fueron cubriendo las latitudes altas sino que se adentraron profundamente también en las latitudes medias.

El principal manto norteamericano, el manto Laurentino

(llamado así por los Montes Laurentinos, en Quebec), ocupaba durante el Último Máximo Glacial una extensión de 16 millones de km², (32 veces la superficie de España) y su volumen era de unos 30 millones de km³, mayor que el del manto de hielo que cubre en la actualidad la Antártida. El manto Laurentino, extendiéndose hacia el sur, llegaba por la costa este de Norteamérica hasta una latitud de 36°N, en donde hoy se localiza Nueva York (ese avance meridional, de haberse producido de forma semejante en Europa, hubiese supuesto que el manto Finoescandinavo llegase hasta el Mediterráneo).

Gracias a los aportes de la humedad proveniente del Atlántico, la acumulación de hielo en el manto Laurentino era más importante en su mitad oriental. La máxima altura del domo se situaba por encima de lo que es hoy la hundida Bahía de Hudson. Allí el espesor del hielo alcanzaba entre los 3.000 y los 4.000 metros. Toda esta región estaba alimentada por la humedad oceánica aportada por la actividad de las potentes borrascas invernales que se forman en la costa atlántica del nordeste de Estados Unidos y del Canadá. Probablemente existía otro domo importante al oeste, sobre Keewatin.



Circulación durante la glaciación. A medida que masas de aire muy frío superficial (en punteado blanco) son expulsadas hacia el sur desde el manto Laurentino y desde la región ártica, se crean flujos de retorno por sus bordes orientales (líneas rojas), que llevan hacia el norte aire cálido y húmedo, el cual suministra abundante nieve a los mantos de hielo (fuente Marcel Leroux, *Dynamic analysis of weather and climate*, ed. Wiley)

En el extremo occidental, el manto Laurentino se juntaba, al llegar al sistema de las Rocosas, con el manto de la Cordillera, que cubría las Cadenas Costeras del Pacífico. Entre estos dos mantos había una vaguada en sentido meridiano, que se deshizo antes y que quizás fue utilizada en su emigración hacia el sur por los primitivos pueblos de América que llegaron desde Asia. En esta región occidental el suministro de humedad era mucho menor. Incluso, en gran parte de Alaska no se llegaron a acumular capas importantes de hielo a nivel del mar. Por otra parte, al estar la superficie del océano unos 120 por debajo del actual nivel, no existía el actual estrecho de Bering, que separa Alaska de Siberia, por lo que era posible el paso de animales y de seres humanos entre Asia y América.

Un problema, todavía no dilucidado, es saber de dónde provenía la humedad suficiente para formar el enorme volumen de hielo acumulado con rapidez en los mantos continentales, especialmente en el Laurentino.

Una primera teoría es que el Atlántico Norte debió mantenerse cálido. Aún así, para la formación del gran manto Laurentino se necesitaban tormentas de nieve mucho mayores y más frecuentes que las que hoy día suelen afectar al Quebec y al nordeste de Estados Unidos. Esas tormentas de nieve, diez veces más intensas que las actuales, debían estar asociadas a frentes muy activos provocados por el contraste entre las masas polares de aire frío que procedían del continente americano y las masas de aire húmedo y templado que se formaban sobre el océano Atlántico (Duplessy, 1993).

En una segunda teoría más reciente prima la idea de que la humedad procedía de latitudes meridionales, incluso tropicales. En efecto, el análisis detallado de los foraminíferos indica que el enfriamiento de las aguas de las latitudes altas fue muy rápido, por lo que, al ocurrir desde el inicio de la glaciación, no pudo ser la fuente de humedad. Sin embargo, las aguas superficiales de las latitudes tropicales se mantuvieron cálidas o, incluso, en un primer momento aumentaron su temperatura. De esta manera aumentó el gradiente térmico meridiano, lo cual repercutió en un mayor transporte de humedad desde el Trópico hacia el Artico (Khodri, 2001).

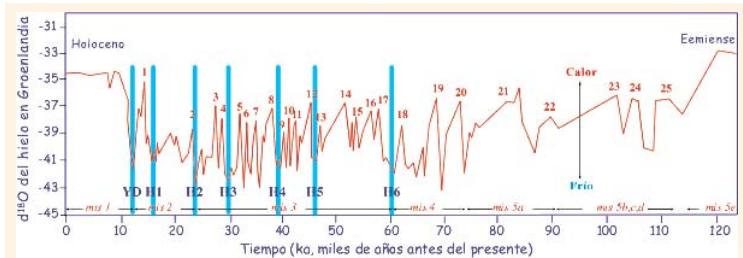
¿Fue estable el clima durante la Glaciación?

A lo largo de la glaciación, el enfriamiento no se produjo de forma uniforme, sino que existieron episodios milenarios de agudización del frío, denominados estadales. Al final de los estadales se producían a veces en el Atlántico Norte grandes derrumbes hacia el mar de flotillas de icebergs procedentes de los mantos continentales, llamados eventos Heinrich. El frío de los estadales era interrumpido luego por períodos de brusco calentamiento, llamados tradicionalmente interestadales, o bien, en terminología más moderna, eventos de calentamiento Dansgaard-Oeschger. En estos interestadales las temperaturas continentales y marinas eran muy superiores a las de los estadales y, a veces, en períodos cortos seculares, casi alcanzaban las de los interglaciales. Algunos investigadores creen que se sucedían, con intermitencias, en ciclos de unos 1.500 años (Rahmstorf, 2003).

Se ha comprobado que estas variaciones afectaban no sólo al Atlántico y a mares adyacentes como el Mediterráneo (Martrat, 2004), sino también a lugares muy alejados de él.

Parece, por ejemplo, que los interestadales atlánticos (señalados en los hielos de Groenlandia) coincidían con una mayor intensidad de los monzones asiáticos (Schulz, 1998). Análisis de la composición isotópica de la calcita de estalactitas de cuevas dispersas por el mundo y alejadas entre sí, como en Israel (Soreq), China (Hulu), y el Océano Indico (Socotra) atestiguan también esta fuerte variabilidad glacial (Genty et al, 2003; Burns et al., 2003).

Esta variabilidad climática durante la Última Glaciación podía estar motivada por rápidos cambios en el tamaño de los grandes mantos de hielo del hemisferio norte, lo que a su vez provocaba variaciones en la circulación atmosférica y oceánica, especialmente en el Atlántico Norte (Dokken, 1999)



Inestabilidad climática durante la Última Glaciación, medida según los isótopos del oxígeno en el hielo en los sondeos GISP II y NGRIP de Groenlandia. Episodios Heinrich (suelta masiva de icebergs en el Atlántico Norte) en barras azules, y eventos cálidos Dansgaard-Oeschger (interestadales) señalados con números. Se indica también la compartimentación temporal en estadios isotópicos marinos (mis). YD es el último período frío: el Younger Dryas

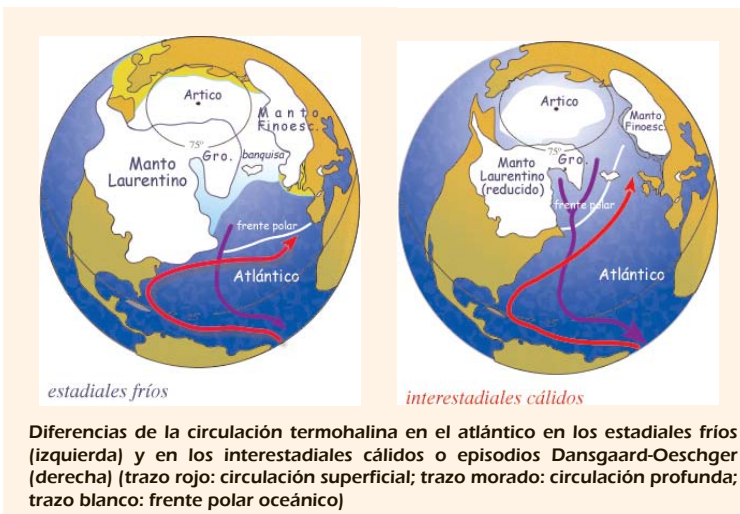
(Schmittner, 2002). Además se producían importantes variaciones del nivel del mar que según estudios coralinos podían ser de hasta 35 metros (Thompson, 2005).

Existen pruebas bastante consistentes de que las temperaturas y las corrientes del Atlántico Norte eran durante la glaciación muy diferentes de las actuales. La Corriente del Golfo se debilitaba y su influencia no llegaba a las latitudes superiores a 45°N. El borde meridional de la masa de agua se extendía en paralelo desde la costa nordeste de Estados Unidos hasta la Península Ibérica. Es decir, a diferencia de lo que ocurre en la actualidad, el norte del Atlántico quedaba fuera de la influencia del agua subtropical. Es muy posible que acumulaciones y fusiones sucesivas de hielo de los mantos produjeran cambios en la salinidad de las aguas, lo que acababa afectando a todo el sistema de corrientes termohalinas (Clark, 2002).

Los desplomes de hielo del manto Laurentino, que al derretirse en el océano desalinizaban las aguas del Atlántico Norte, podían modificar no sólo las corrientes marinas termohalinas sino también provocar modificaciones en el flujo de vientos de las latitudes medias y altas. Según un modelo de McAyeal, el manto Laurentino experimentaba repetidos períodos de crecimiento, llegando a superar el espesor de hielo los 3.000 metros en los tiempos más fríos, seguidos de períodos de rápida descarga tras los cuales la altura del domo se reducía en más de mil metros (Mc Ayeal, 1993). Estas variaciones topográficas hacían que se modificase sensiblemente la trayectoria de los vientos del oeste.

La desglaciación

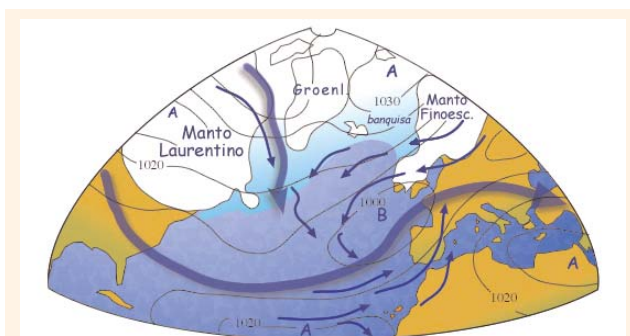
La fusión del hielo en el hemisferio norte se inició entre el 20.000 BP y el 18.000 BP y finalizó por completo hacia el 8.000



Diferencias de la circulación termohalina en el atlántico en los estadales fríos (izquierda) y en los interestadales cálidos o episodios Dansgaard-Oeschger (derecha) (trazo rojo: circulación superficial; trazo morado: circulación profunda; trazo blanco: frente polar oceánico)

BP, cuando se alcanzó un volumen y extensión bastante semejante al actual. Es probable, sin embargo, que parte del hielo de la Antártida Occidental haya seguido fusionándose hasta muy recientemente. El retroceso de las plataformas de hielo costero que se manifiesta en algunos lugares de la Antártida sería una continuación de la desglaciación comenzada hace veinte mil años (Conway, 1999).

El inicio de la última desglaciación todavía guarda muchas incógnitas. Los sondeos en los hielos de los dos extremos de la Tierra indican que lo que ocurría en Groenlandia a veces no estaba en fase con lo que ocurría en la Antártida. Ni siquiera está perfectamente clara la teoría clásica de que la desglaciación comenzó antes en el hemisferio norte que en el hemisferio sur, pues se ha constatado que en el transcurso de varios interstadiales el calentamiento de la Antártida antecedió al de Groenlandia. También parece que en los Andes tropicales, la última desglaciación se produjo varios miles de años antes que en el hemisferio norte (Seltzer, 2002). De todas formas, todavía la teoría preferida es que la desglaciación comenzó en el hemisferio norte y que los cambios ocurridos en el Atlántico Norte antecieron en unas cuantas décadas al calentamiento global (Jouzel, 1999).



Situación frecuente en el Atlántico Norte durante la última desglaciación según modelos paleoclimáticos. Las líneas azules gruesas representan dos ramas de la corriente en chorro (jet stream), dividida debido al obstáculo del gran manto de hielo Laurentino. Las líneas azules delgadas representan vientos en superficie. El anticiclón de Azores se retiraba hacia el sur y la baja presión, que actualmente se sitúa sobre Islandia, se localizaba entonces frente a las costas de la Península Ibérica y de Francia.

El factor disparador, según la teoría clásica, fue de índole astronómica. Durante los veranos, la radiación solar en las latitudes altas del hemisferio norte -que, según los ciclos de Milankovitch, comenzó a aumentar en el 22.000 BP- incrementó la fusión estival de los hielos. Y durante los inviernos, al permanecer todavía frío el Atlántico Norte, empezó a producirse un suministro insuficiente de agua evaporada, con lo que la acumulación de nieve invernal en los mantos continentales Laurentino y Finoescandinavo comenzó a ser menor que la ablación veraniega..

La pérdida de altura del enorme manto Laurentino modificó las corrientes de vientos, especialmente los de las latitudes medias. El flujo que desde el Pacífico entra en Norteamérica, al topar con un obstáculo menor, aumentó su componente zonal oeste-este. También en el norte de Europa, la disminución durante el invierno de los anticiclones de bloqueo que antes provocaba el manto Finoescandinavo contribuyó a una penetración más fácil y profunda en el continente de las masas de aire templadas llegadas del Atlántico. En definitiva, la

mayor zonalidad oeste-este de los westerlies ayudó a que tanto Norteamérica como Eurasia tuviesen unos inviernos menos crudos gracias a una mayor influencia oceánica.

El aumento de las temperaturas y la fusión de los hielos durante la última desglaciación no ocurrió de una forma lineal ni tampoco simultáneamente en todas partes. Por ejemplo, las curvas de evolución de las temperaturas en Groenlandia y en la Antártida, que se conocen gracias al estudio de los hielos, muestran una variación bastante diferente.

En Groenlandia, la temperatura aumentó hacia el 14.700 BP y en unas pocas décadas alcanzó un valor medio casi semejante al actual (Severinghaus, 1999). La cantidad de nieve anual media se duplicó bruscamente de unos 10 cm/año a 20 cm/año según el sondeo en Summit. Inmediatamente después de este brusco calentamiento, que duró solo entre 10 y 50 años, la tendencia en Groenlandia de nuevo se invirtió y durante unos milenios se produjo una lenta regresión al frío, en cuyo momento de frío más intenso, entre hace 12.200 y 11.500 años, las temperaturas llegaron a ser unos 15°C más bajas que las actuales y el espesor de la nieve precipitada cada año se redujo de nuevo a unos 10 cm. Este período frío, denominado Younger Dryas, acabó también bruscamente en el 11.500 BP, cuando de nuevo las temperaturas subieron definitivamente, poniendo fin a la glaciación.

Referencias

- Burns J.** et al. 2003, Indian Ocean climate and an absolute chronology over Dansgaard/Oeschger events 9 to 13. *Science*, 301
- Clark P.** et al., 2002, Sea-level fingerprinting as a direct test for the source of global meltwater pulse IA, *Science*, 295, 2438-2441
- Conway H.** et al. 1999, Past and future grounding-line retreat of the West Antarctic Ice Sheet, *Science*, 286, 280-283
- Dokken T.** & Jansen E. 1999, Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period, *Nature*, 401.
- Duplessy J.C.** & Morel P. 1993, Temporal sobre el Planeta, *Acento*
- Genty D.** et al. 2003, Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data, *Nature*, 421.
- Gildor H.** & Tziperman E., 2001, Physical mechanisms behind biogeochemical glacial-interglacial CO₂ variations, *Geo.Res.Let.* 28, 12.
- Ikehara M.** et al. 1997, Alkenone sea surface temperature in the Southern Ocean for the last two deglaciations, *Geo.Res.Let.*, 24.
- Jouzel J.** 1999, Calibrating the isotopic paleothermometer, *Science*, 286, 910-911
- Khodri M.** et al., 2001, Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation, *Nature*, 410, 570-574
- Kohfeld K.** et al., 2005, Role of marine biology in glacial-interglacial CO₂ cycles, *Science*, 308, 74-78
- Liu Z.** et al, 2005, Atmospheric CO₂ forcing on glacial thermohaline circulation and climate, *Geophysical Research Letters*, 32, L02706
- Martrat B.** et al. 2004, Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years, *Science*, 306, 1762-1765
- Mc Ayeal D.R.** 1993, Binge/purge oscillations of the Laurentide ice-sheet as a cause of the North-Atlantic Heinrich events. *Paleoceanography*, 9, 775-784
- Noblet N.** et al. 1996, Possible role of atmosphere-biosphere inte-

ractions in triggering the last glaciation, *Geo. Res. Let.*, 23, 22, 3191
Rahmstorf S., 2003, Timing of abrupt climate change, *Geo. Res. Let.*, vol 30, no 10, 17

Schmittner A. et al., 2002, Instability of Glacial Climate in a Model of the Ocean- Atmosphere-Cryosphere System *Science*, 295.

Schulz H. et al. 1998, Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years, *Nature*, 393, 54-57

Seltzer G. et al., 2002, Early warming of tropical South America at the last glacial-interglacial transition, *Science*, 296, 1685-1686

Severinghaus J.P. & Brook E.J 1999, Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice, *Science*, 286, 930-934

Shackleton N., 2000, The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity, *Science*, 289, 1897-1902

Sigman D. et al., 2004, Polar ocean stratification in a cold climate, *Nature*, 428, 59-62

Thompson W. & S. Goldstein, 2005, Open-system coral ages reveal persistent suborbital sea-level cycles, *Science*, 308, 401-404

Tzedakis P. et al., 2002, Buffered tree population changes in a quaternary refugium: evolutionary implications, *Science*, 297.

Valdés P. et al., 2005, The ice age methane budget, *Geophysical Research Letters*, 32, L02704

Woillard G. 1979, Abrupt end of the last interglacial in north-east France, *Nature*, 281, 558-562

PRIMER CENTENARIO DEL OBSERVATORIO DE IGUELDO Y MEMORIA DE JUAN LANDÍN

por Manuel Palomares

EN noviembre pasado la prensa de San Sebastián y algunas publicaciones meteorológicas se hicieron eco de la celebración del centenario del observatorio marítimo y meteorológico de Igueldo (ésta era su denominación original). Además de ser uno de los más antiguos de España es probablemente el único que se conserva casi exactamente en el mismo entorno en que fue creado, en una zona rural frente al mar Cantábrico a unos pocos kilómetros de la capital guipuzcoana, por lo que su serie de observaciones meteorológicas desde 1905 es de enorme valor climatológico.

En la celebración colaboraron el Instituto Nacional de Meteorología y la Diputación Foral de Guipúzcoa las dos instituciones que han compartido la responsabilidad sobre la labor del Observatorio durante estos cien años. En el acto principal en la capital donostiarra se recordó su larga historia y los continuados servicios que ha prestado a la sociedad y muy especialmente a los marinos vascos.

Los conferenciantes evocaron en primer lugar la figura de su creador, el sacerdote Juan Miguel Orkolaga Legarra (1863-1914) quien en 1901 solicitó a la Diputación apoyo para crear un observatorio que sirviera "para anunciar las alteraciones atmosféricas y prevenir, de esta suerte, desgracias entre la gente del mar de nuestras costas". Orkolaga fue el entusiasta

director del observatorio hasta su muerte y un busto suyo preside el jardín meteorológico.

También se recordó a Mariano Doporto, quien ingresó en 1921 en el Servicio Meteorológico Español como se denominaba entonces el Instituto Nacional de Meteorología. En 1927 Doporto obtuvo por oposición la plaza de director de Igueldo, pero para ocuparla tuvo que pedir la excedencia como funcionario estatal, ya que como otros observatorios de aquella época Igueldo no dependía administrativamente del Servicio Meteorológico estatal sino de la Diputación. Doporto realizó una importante labor en el observatorio hasta que tuvo que abandonarlo cuando estalló la guerra civil. Exiliado en Irlanda a su término, Doporto continuó las investigaciones atmosféricas que había iniciado en Igueldo y alcanzó renombre internacional, además de ocupar la dirección del Servicio Meteorológico irlandés entre 1948 y 1964.

Pero el momento más emotivo del acto de San Sebastián fue quizá el recuerdo a otro antiguo protagonista de la historia de Igueldo que fue víctima de circunstancias increíblemente desgraciadas. Era Don Juan Landín Allende, subdirector del Observatorio en la época de Doporto y extraordinario profesor de la escuela de náutica de San Sebastián. Landín obtuvo el segundo puesto tras Doporto en la oposición celebrada para cubrir la plaza de director de Igueldo, aunque con la misma puntuación en los ejercicios científicos. Al olvidar mencionar en la instancia su capacidad en idiomas, pues dominaba el francés, la plaza fue adjudicada a Doporto que sólo tenía conocimientos básicos. Sin embargo Landín no reclamó por ello, congenió perfectamente con Doporto y ambos colaboraron estrechamente en la importante labor científica realizada en Igueldo entre 1927 y 1936.

Al igual que la atmósfera, el destino humano depende de variables difíciles de controlar. Juan Landín no tuvo la fortuna de la que gozó su amigo Doporto para rehacer su vida profesional tras la guerra. Refugiado en Francia, estuvo a punto de marchar también a Irlanda desde donde le reclamó Doporto, pero la entrada de los alemanes lo impidió. A su vuelta a España fue encarcelado y torturado con graves secuelas físicas que acortaron sensiblemente su vida. Al quedar en libertad reclamó la dirección del Observatorio que le correspondía por derecho, pero Igueldo había pasado a formar parte del nuevo Servicio Meteorológico Nacional bajo dependencia militar y estaba a cargo de una persona que antes había sido su subordinado. Las nuevas circunstancias descartaban que se accediera a su justa solicitud. Al menos la Diputación Foral le reconoció en un documento como Director del Observatorio de Igueldo ... en "excedencia forzosa", pero nunca le pagó una pensión, ni a él ni tampoco a sus descendientes cuando la democracia reconoció a muchos otros, derechos que habían sido denegados durante decenios (la familia de Doporto, por ejemplo, quien reingresó en el servicio meteorológico republicano al huir de Igueldo, recibió una pensión estatal hace unos años).

Aunque sea una compensación muy pequeña y muy tardía, el recuerdo a Juan Landín llenó por momentos la sala donostiarra donde se celebraba el centenario el pasado noviembre y Maite Landín recogió el emocionado tributo a su padre. Descanse en paz el científico que debió haber sido director durante muchos años del viejo observatorio marítimo y meteorológico de Igueldo.