

Semana 5: Los Últimos 100 Ma

La semana pasada, habíamos conversado acerca de la estabilidad del promedio global de temperatura a largo plazo, específicamente, a través de cientos de millones de años. Discutimos los factores que quizás regulan la temperatura, como el ciclo hidrológico y el ciclo del carbono. A su vez, discutimos acerca de las fluctuaciones de la temperatura promedio, especialmente el registro de las edades de hielo, y factores generalmente asociados con la tectónica de placas, que pueden controlar estas fluctuaciones, probablemente a través del ciclo del carbono.

Hoy nos enfocaremos en el paleoclima de los últimos 100 Ma (Fig 1.1 Kump climate figure), o del Cretácico y Terciario. Los registros geológicos son mucho más completos para esta etapa, y exploraré estos paleoclimas un poco más en detalle. Por ejemplo, hablaré sobre los patrones en el cambio de la temperatura que se refieren, no solo a su promedio global, sino también a los cambios abruptos en la temperatura. Con estos detalles podemos aprender más sobre el comportamiento del sistema climático, y cuales serían los factores que provocan los cambios climáticos.

Empezaré con el invernadero del Cretácico, un periodo frecuentemente utilizado como modelo del mundo invernadero del futuro. Después de este periodo, la temperatura disminuyó hasta las edades de hielo actuales. Hablaré acerca de este deterioro del clima, y sobre algunas teorías que explican porque el clima se enfrió después de los periodos cálidos.

Después hablaré brevemente sobre el ciclo del carbono en el corto plazo, porque me parece que algunos de ustedes no han estudiado este tema.

I. El Invernadero-El Cretácico medio y Eoceno Temprano

A. Paleogeografía

En el Cretácico, la paleogeografía era distinta a la de hoy (Fig. 1.2 Paleogeography). Recuerden que Pangea empezó a fragmentarse en el Jurásico, en torno a los 175 millones de años, y esta fragmentación continúa hasta el presente. 100 millones de años atrás, la tasa de expansión de los continentes era rápida con un nivel del mar elevado, unos 100 a 200 m más que el actual. En ese entonces existían océanos someros que cubrían grandes extensiones de los continentes. El Atlántico estaba recién apareciendo, y no existían las grandes cadenas montañosas de hoy, como los Andes y los Himalaya. Además, la Cordillera de Norteamérica, las Rocallosas, eran mucho más angostas que hoy. Sudamérica estaba un poco más al sur que hoy, y estaba completamente aislada.

B. Paleoclima

En general, el paleoclima del Cretácico era cálido y húmedo, un invernadero. Hay tres observaciones muy importantes acerca de este paleoclima.

1. La temperatura promedio era elevada

El periodo entre 90 y 100 Ma posiblemente fue el periodo más cálido en la historia de la Tierra. Los científicos estiman que el promedio de la temperatura global fue de 6 - 9° C más que la de hoy.

¿Cómo sabemos esto? En el fondo del mar, existe una lluvia constante de foraminíferos muertos, y sus conchas forman parte de los sedimentos del suelo oceánico. Si se saca un testigo de estos sedimentos, y se mide la proporción de oxígeno 18 y oxígeno 16 en los foraminíferos, se puede estimar la paleotemperatura de formación de la concha. El método funciona así: cuando el carbonato de calcio (CaCO_3) cristaliza de manera lenta en el agua para formar la concha del foraminífero, el Oxígeno 18 está más concentrado en el carbonato de calcio en comparación con la que esta en el agua. Este proceso es dependiente de la temperatura del agua. El efecto de concentración de Oxígeno 18 en el carbonato de calcio disminuye a medida que sube las temperaturas. Por lo tanto, en aguas frías los valores ^{18}O en carbonato de calcio son más altos, o pesados, que en aguas cálidas.

Pero esta relación entre temperatura y ^{18}O no es perfecta, porque influye la evaporación. En los periodos glaciales, las aguas ligeras isotópicamente (enriquecidas en Oxígeno 16) son evaporadas de los océanos y guardadas en las capas de hielo. Entonces, cuando existen glaciares, los océanos son enriquecidos en Oxígeno 18. Así, cuando se ve un cambio a través del tiempo de la composición isotópica de los foraminíferos, se necesita determinar si el cambio es a causa de un cambio en la temperatura del océano, o a un cambio del volumen en las capas de hielo. Anita hablará más sobre este método, que probablemente sea el método más importante para reconstruir las paleoclimas de los últimos 100 Ma.

A su vez, se puede usar la distribución, composición, y morfología de los ensamblajes de plantas e animales. Eugenia y Fernanda presentarán algunos de estos indicadores, y también existe un informe en la Web sobre la morfología de hojas.

2. Hubo una gradiente reducida de temperatura entre el ecuador y los polos

Basado en datos de isótopos de oxígeno y de los métodos biológicos, el calentamiento fue mucho más fuerte en los polos que en el ecuador (**Fig 1.3 gradient**). Las temperaturas en el ecuador eran similares a las de hoy, al menos entre los errores del método ($\pm 2^\circ\text{C}$). La zona tropical fue más ancha; con arrecifes de coral y otros organismos cuyos hábitat actuales son los trópicos, que crecían entre 5 a 15° de latitud más cerca de los polos que en el presente.

Los polos fueron mucho más cálidos que hoy, alrededor de 20 a 60 grados más cálidos. Los polos tenían los PATs entre $6 - 10^\circ\text{C}$ y los promedios mensuales del mes más frío eran por encima de los 0°C . Entonces parece que no hubo hielo. En los polos, había cocodrilos, que no pueden soportar climas muy fríos, y floras diversas que crecían en latitudes muy altas. Estas selvas eran muy extrañas, porque había calor, pero durante la mitad del año no había luz. No hay vegetación análoga moderna de estas floras porque los árboles no crecen tan cerca al polo; la línea de los árboles se encuentra en su punto más al norte a latitudes hasta 72° . Esta vegetación estaba dominada por árboles caducos con hojas anchas, y coníferas caducas como *Metasequoia*. Los árboles tuvieron hojas grandes, probablemente porque con la altitud solar baja, las hojas grandes pueden captar más luz.

3. Los interiores de los continentes eran cálidos

Basado en floras fósiles, parece que no había escarchas duras en los interiores de los continentes de Norteamérica, Asia, y Australia. Entonces se dice que el clima Cretácico fue “equable” o casi invariable, sin extremos de estacionalidad.

C. Datos vs. Modelos

Estas observaciones acerca del mundo invernadero del Cretácico son muy interesantes, porque en este periodo es un modelo posible del futuro, pero no hay ningún modelo climático que puede reproducir la combinación de la baja gradiente latitudinal e interiores continentales cálidos. Algunos llaman el problema de los “equable climates”, o los climas casi invariables. La gran pregunta es ¿El problema es con los datos paleoclimáticos, o con los modelos?

Como he dicho antes, sospecho más sobre los modelos, pero hay posibilidades de que existan problemas con los datos. Lo más importante puede ser que hubo alguna alteración de los foraminíferos después de su depositación (*diagénesis*). Si las conchas recrystalizaron, reflejan la temperatura del fondo marino y no la superficie. Esto no es un gran problema en los polos, ya que se usan foraminíferos bentónicos, y no existe mucha diferencia en la temperatura del agua. Pero para estimar la paleotemperatura de la superficie en los trópicos, se usan foraminíferos planctónicos de la superficie, y hay una gran diferencia en la temperatura de la superficie y el fondo. Crowley y Zachos han estimado que las temperaturas de los trópicos pueden estar sobrestimados en 1.5°C o subestimados en 3°C . Si son demasiado fríos, estamos subestimando la gradiente latitudinal. Yo sospecho que esto no es un gran problema, porque Crowley y Zachos han mostrado que una gradiente muy baja es una característica de muchos periodos cálidos, y es un poco difícil creer que siempre existe este problema.

A su vez, puede ser que estamos subestimando el volumen del hielo, entonces los cálculos de temperatura están en error. Esto es posible, por que hay evidencia de fluctuaciones muy rápidas en el nivel del mar, y generalmente se necesita hielo para crear fluctuaciones tan rápidas. Pero es un poco difícil reconciliar glaciares con las pruebas del calor de los polos y las interiores de los continentes.

También hay posibilidades que los problemas están en los modelos. Por ejemplo, los modelos no simulan la circulación oceánica de manera sofisticada, o como he discutido antes, pueden ser problemas con los bucles de retroalimentación de los modelos. Por ejemplo, es probable que no simulan bien la formación de nubes.

D. ¿Por qué la Tierra estaba caliente?

Ahora, hablaré un poco sobre lo que hemos aprendido acerca de los modelos y los factores que quizás causaron el invernadero. Hay cinco factores principales propuestos para explicar el calor: paleogeografía, albedo, gases invernaderos, transporte oceánico, y transporte atmosférico (draw climate system).

1. Paleogeografía

Los modelos climáticos sugieren que la paleogeografía Cretácica, que contaba con un nivel del mar alto, un océano Atlántico chico, y continentes más australes, solo explican una pequeña parte de la alta temperatura media reinante en aquella época.

Sin embargo, el uso de una paleogeografía realista en los modelos paleoclimáticos nos puede ayudar con el problema de los interiores del continentes cálidos. Sloan descubrió que si incluía los grandes lagos y océanos epicontinentales en sus modelos, estos moderaban las temperaturas de los interiores, especialmente las temperaturas de invierno. Recuerden que el agua tiene más capacidad de almacenar calor que la tierra (el Lago Titicaca por ejemplo). Pero aún no podemos reconstruir las temperaturas cálidas de los interiores.

2. Albedo

Una explicación por el calor impresionante presente en los polos es el albedo. La vegetación tiende a calentar el clima, debido a su albedo bajo. Por ejemplo, cuando se pone vegetación en las latitudes altas en los modelos climáticos, estos producen calentamiento de la temperatura global en alrededor de 2 °C. La vegetación calienta la tierra, que a su vez calienta el océano adyacente.

Con vegetación en los polos en vez de hielo y un mar elevado, el albedo es mucho más bajo. Entonces los polos absorben más calor, y los polos se calientan. A su vez, la altura de los polos es mucho menor sin las capas de hielo, que recuerden, ahora alcanzan los 4000 m de altura. Entonces la vegetación puede ayudarnos a explicar los polos cálidos, y quizás también los interiores cálidos. Pero no pueden explicar todo el calor presente en los polos.

Puede ser la cobertura de nubes fue diferente. Por ejemplo, las nubes más altas en los polos tendrían a calentar los polos.

3. Gases invernaderos - CO₂

Siempre sospechamos del CO₂ cuando el clima global es más cálido. El modelo del ciclo de carbono de BLAG estima que la cantidad de CO₂ en el Cretácico fue muy elevado, porque había mucho volcanismo y un nivel del mar elevado. Pero, como lo habíamos discutido, las pruebas geológicas para las paleocantidades de CO₂ son insuficientes. Un hecho interesante es que las angiospermas aparecieron en el Cretácico medio, y las angiospermas fotosintetizan con mayor eficiencia con cantidades de CO₂ de hasta 5 veces más que la actual. Entonces, probablemente, la cantidad de CO₂ fue más alta.

Pero noten que el CO₂ es un gas invernadero bien mezclado en la atmósfera. Entonces, un incremento de CO₂ calienta el mundo entero de manera equitativa, y no en latitudes determinadas.

Los modelos climáticos pueden explicar las temperaturas de los polos con la falta de hielo y una cantidad de CO₂ entre 4 a 8 veces más que la actual. Sin embargo los modelos predicen que también se produce un calentamiento significativo en el ecuador. Y no vemos este calentamiento en los datos. Entonces se necesita otros procesos para calentar los polos – quizás con vapor de agua que varía por latitud.

4. Circulación Oceánica

Para explicar el calor de los polos, los modelos climáticos frecuentemente invocan un mayor incremento en el flujo de energía desde el ecuador hacia los polos que el flujo actual. Actualmente, el océano produce la mitad del transporte de calor a los polos, y muchos modelos especifican un incremento en el transporte de calor del océano. Sin embargo, noten que ocurre algo importante sobre la circulación oceánica – la circulación redistribuye calor. Por ejemplo, si disminuye la producción de agua profunda del Atlántico Norte, esta pérdida de calor se encuentra balanceado por un incremento de calor en el océano Antártico. Así, los cambios en el transporte de calor no pueden cambiar la temperatura global sin producir cambios en otros variables, específicamente el albedo o el efecto de invernadero. Por ejemplo, si un cambio en la circulación oceánica reduce el tamaño de los glaciares, esto puede alterar la temperatura global.

Sin embargo existe una paradoja cuando se produce un incremento del transporte de calor en un mundo invernadero; en las ecuaciones de los modelos climáticos, el transporte de calor generalmente es proporcional a la gradiente latitudinal. Por lo tanto, si existe una gradiente baja hay menos transporte. Pero si hubo menos transporte de calor, entonces porque fueron más cálidos los polos?

Una explicación es que la circulación del océano Cretácico fue muy diferente a la actual. Si recuerdan la charla de Víctor Marín, la circulación oceánica moderna esta regulada por la formación de agua profunda en la Antártica y en el Atlántico Norte (Ruddiman 6-5). Así, las aguas profundas actualmente son frías. Sin embargo, las agua cálidas también pueden formar aguas profundas si estas son muy salinas; por ejemplo, hoy existe descenso de aguas salinas y cálidas formadas en el Mediterráneo. Entonces puede ser que en el Cretácico medio el agua de los subtropicos que bajaba del brazo descendiente de Hadley fue más densa que el agua de los polos, siendo que no eran muy frías y eran cálidas y muy salinas, como el agua del Mediterráneo actual. Esto generaría una circulación oceánica muy diferente.

Esta teoría es muy interesante, pero tiene sus problemas. Primero, no hay pruebas en el registro geológico que señalen una circulación distinta. Otro problema que enfrenta esta teoría es que para transportar el calor suficiente, probablemente se necesita un flujo de ¡Alrededor de 80 Mediterráneos! A su vez, recuerden que la circulación oceánica solo puede ayudarnos a explicar el calor de los polos, pero no puede explicar el calor de los interiores continentales.

5. Circulación atmosférica

Otros paleoclimatólogos sugieren que hubo un incremento en el transporte de calor en la atmósfera. Lo bueno sobre un incremento en la circulación atmosférica es que ayuda a explicar el calor de los polos y de los interiores de continentes. Pero existe la misma paradoja: los modelos climáticos muestran que cuando la gradiente latitudinal es baja, la circulación atmosférica es más débil. Hay menos precipitación en los trópicos y más precipitación en los subtropicos. Entonces la célula de Hadley es más débil, porque la liberación de calor latente ayuda a mantener esta circulación, y también las ondas de Rossby son más débiles.

Otros han sugerido que quizás la célula Hadley extendía más hacia los polos. Esta célula es muy eficiente en transportar calor. Pero según los modelos, un cambio en la gradiente latitudinal no cambia el tamaño de la célula, pero un incremento en la temperatura global puede hacerlo (gráfico). El problema con esta teoría es que el registro de evaporitas no muestra un cambio en las latitudes secas. Las evaporitas son rocas formadas por la evaporación de agua (y están presentes en los salares), y por lo tanto son indicadores de aridez.

Gradient	Global Mean T
Hadley cell intensity	Hadley cell extent
Eddy transport	Cloud cover

Rainfall distribution	Total rainfall
-----------------------	----------------

E. Conclusiones

En resumen, no existe un sólo factor que puede explicar el calor de Cretácico, y necesitamos una combinación de factores. En mi opinión, no podemos modelar el clima del Cretácico por que aun hay muchos problemas con los modelos climáticos. Hay algunos problemas con los datos, pero yo sospecho que hay más problemas con los modelos climáticos. Por ejemplo, puede ser que no entendemos bien los bucles de retroalimentación de vapor de agua y nubes.

Esta falta de comprensión de periodos de invernadero tiene implicaciones para el debate sobre el calentamiento global. Si no podemos simular el clima de Cretácico ¿Son realistas nuestras estimaciones del calentamiento global? Por eso resulta tan importante tratar de entender el clima del Cretácico.

III. El deterioro climático del Cenozoico

A. Temperatura

(Trópicos vs. Polos) Ahora, hablaré sobre el paleoclima del Terciario, o los últimos 65 millones de años. Después del calor presente en el Cretácico, hubo un descenso en la temperatura hasta el presente, culminando en las edades de hielo. Se puede observar que este descenso en los registros isotópicos de oxígeno y en la flora y fauna.

Esta es una curva de temperatura del mar superficial de latitudes polares para el Terciario, basado en los isótopos de oxígeno de foraminíferos bentónicos. Los foraminíferos bentónicos viven en aguas profundas, y son indicadores de la temperatura de la superficie del mar en las latitudes polares, donde las aguas frías y densas descienden al fondo del océano para formar aguas profundas. La otra curva de temperatura superficial del mar es del ecuador basado en foraminíferos planctónicos. En este grafico se puede ver que el enfriamiento fue mucho más fuerte en los polos que en el ecuador. Entonces la gradiente entre el ecuador y los polos se fue incrementando hasta el presente.

(Fig 4.2) Esta es una curva más precisa de la temperatura superficial del mar en las latitudes polares. Primero, describiré las tendencias a largo plazo, y después hablaré sobre algunos eventos breves y un tanto anómalos.

Después del máximo en el Cretácico medio, los climas aún eran cálidos. Probablemente todos ustedes han escuchado algo sobre el impacto de un gran asteroide en el límite entre el Cretácico y Terciario, porque marca unos de los eventos más espectaculares en la historia de la Tierra. Pero no hablaré sobre este evento porque en términos del paleoclima, porque fue una catástrofe en el corto plazo, pero en el largo plazo, no tuvo mucho efecto sobre el paleoclima.

El calentamiento del Paleoceno y Eoceno temprano culminó con el óptimo del Eoceno temprano, entre 50-52 Ma. Este periodo fue el periodo más cálido del Cenozoico. El promedio de la temperatura global fue entre 4-6° más cálido que hoy, y la gradiente latitudinal era reducida (Fig). Fue un mundo invernadero, como en el Cretácico, pero un poco menos caluroso.

(Fig 5.1) Este mapa muestra la distribución de la vegetación en el Eoceno. Pueden ver que la mayor parte de Sudamérica y África estaban cubiertos con selvas tropicales, y hubo selvas de árboles caducifolios en las cercanías del polo, como ocurrió en el Cretácico (Wolfe Figure). Había palmas y cocodrilos hasta las latitudes de 75° N. Recuerden que estos organismos no son capaces de soportar temperaturas bajas. Con el enfriamiento posterior, se pueden ver como las zonas de vegetación emigraron hacia ecuador.

(Fig 4.2) Después del Eoceno cálido, hubo un descenso sostenido de las temperaturas y un crecimiento de hielo repentino en el límite Eoceno / Oligoceno, alrededor de 34 Ma. La temperatura en las latitudes altas descendió aproximadamente 5 °C en menos de 100.000 años. Probablemente, este descenso coincidió con el desarrollo de la capa de

hielo de la Antártica. Hubo una capa significativa entre 33 y 26 Ma, quizás con un volumen alrededor de la mitad presente actualmente.

Es interesante que en este periodo, entre 36 y 35.5 Ma, hubo dos impactos de meteoritos, uno en Siberia y el otro en la costa este de los Estados Unidos. Estos impactos probablemente fueron grandes, casi del tamaño del impacto que ocurrió en el límite Cretácico / Terciario, pero no causaron extinciones significativas. Sin embargo hubo una extinción significativa asociada con este descenso en temperatura.

Después, hubo climas más cálidos, sin mucho hielo, que culminaron entre los 20 y 16 Ma en el “Mid-Miocene Climatic Optimum”. Durante este tiempo, existen evidencias de climas subtropicales en la costa de Chile central.

Entre 15-12.5 Ma, hubo otro descenso repentino del clima, cuando nuevamente creció la capa de hielo de Antártica. Las aguas profundas se enfriaron y la corriente Humboldt incrementó en su intensidad. Es probable que el comienzo de la producción de NADW (aguas profundas en el Atlántico norte) fue en torno a este tiempo.

Este periodo, durante el Mioceno tardío, es interesante, porque hubo una capa de hielo importante en el polo sur, pero no en el norte. Esta glaciación unipolar probablemente tuvo un importante efecto en la circulación atmosférica; probablemente el aire frío del polo sur alcanzó latitudes más al norte. Hay datos geológicos que sugieren que la zona de convergencia tropical estaba más al norte durante el Mioceno y el Plioceno, y que se desplazó a su posición actual a los 4 Ma.

En torno a los 7 Ma, hubo otro incremento en la cantidad de hielo, y las pruebas más viejas de glaciares en los Andes, y en Groenlandia. Más o menos al mismo tiempo, hubo una expansión de plantas que usan la vía tipo C_4 de fijación del carbono. Esta expansión fue global; ocurrió en torno a los 7-8 Ma en Pakistán y Nepal, a los 7 Ma en Norteamérica, y entre los 7-8 Ma en Argentina y Bolivia. Hay evidencia que el monzón Asiático comenzó a operar durante este tiempo.

Hubo una fase más cálida antes de los 3.2 Ma, y algunos creen que hubo una deglaciación de Antártica, pero la evidencia geológica sugiere que la capa de hielo ha sido estable desde los 14 Ma.

Alrededor de 3.2 Ma, los glaciares continentales en Asia y Norteamérica crecieron significativamente, a un tamaño 1/4 o 1/2 con respecto a su tamaño actual. Hubo otro enfriamiento en torno a los 2.6-2.8 Ma, y después ocurrió un enfriamiento muy significativo y abrupto a los 2.4 Ma, y la Tierra entró en lo que llamamos las edades del hielo.

(Fig. Marine vs. leaves). Este gráfico muestra el registro de temperatura en el hemisferio norte basado en la morfología de hojas. Pueden ver que está más o menos en acuerdo con los datos de isótopos estables.

B. Anomalías

En esta historia, hay algunos eventos breves y anómalos que son interesantes. Lo más grandes ocurrieron a los 55, 34, y 23 Ma. Noten que estas son cerca de los límites entre épocas, que generalmente marcan extinciones, e implican que estos eventos tuvieron efectos importantes sobre la biota.

1. Late Paleocene Thermal Maximum (Máximo termal del Paleoceno tardío)

En torno a los 55 Ma, la temperatura de aguas profundas incrementó entre 5-6 °C en menos de 10.000 años, y la temperatura de la superficie incrementó en alrededor de 8 °C en latitudes altas. El clima regresó a su estado anterior después de cerca de 200.000 años.

Este evento probablemente fue causado por una liberación de metano de a partir de clatritas (¿?) marinas. En la actualidad existen grandes almacenes oceánicos de hidratos de gas natural. Ocasionalmente, estos pueden liberar grandes cantidades de metano que luego se oxida a CO_2 . Estos eventos pueden explicar cambios rápidos en el paleoclima.

Una observación muy interesante sobre el máximo del Paleoceno tardío es que las temperaturas tropicales no cambiaron mucho, sin embargo este evento se debió a un incremento en CO_2 , que si se acuerdan debe cambiar la temperatura en el mismo monto

en todas las latitudes. Es probable que este hecho esta diciéndonos que existen bucles de retroalimentación que aún no hemos incorporando a los modelos climáticos.

2. Glaciaciones y variaciones orbitales durante el Oligoceno y el Mioceno

A su vez, hubo anomalías en torno a los 34 y 23 Ma. El primero fue una mini edad de hielo, de solo 400 mil años de duración. Los geólogos ven cambios en la sedimentación en los océanos, y quizás ocurrió una reorganización de la circulación en el océano. El segundo, que ocurrió en torno a los 23 Ma, fue otra breve glaciación que duró 200 mil años. Este evento probablemente fue causado por un confluencia orbital extraña.

Explicaré las variaciones en la órbita de la Tierra de manera sucinta. Patricio volverá a hablar de este tema en sus charlas, porque estas variaciones son altamente importantes en las Edades de Hielo.

En un año, la Tierra completa una revolución alrededor del Sol. La órbita de la tierra es casi un círculo perfecto. Más bien, es una elipse con el sol ubicado en un foco. La Tierra se encuentra más cerca del Sol el 3 de Enero, y más lejos el 4 de julio (Figure 2a). Esta pequeña variación no causa las estaciones. Las estaciones son causadas por la inclinación de $23^{\circ}27'$ del eje de la Tierra al plano orbital. El hemisferio del Sur se inclina más hacia el sol en verano (Figure 2b). En verano, la altitud solar se encuentra más encima, los días son más largos, y hay más radiación solar.

Los solsticios son cuando el eje de la Tierra se encuentra inclinado directamente hacia o en el sentido opuesta del Sol. Durante el solsticio de verano (22 diciembre), el sol, al mediodía, está directamente encima de la latitud $23^{\circ}27'S$ (Trópico de Capricornio) y hay sol durante todo el día en Antártica (figura 2d). Durante el solsticio de invierno (22 Junio), los rayos del sol son verticales a los $23^{\circ}27'N$ (Trópico de Cáncer), y hay sol durante todo el día en el Polo Norte (Figure 2e). Los equinoccios son cuando el sol, al mediodía, se encuentra directamente encima del ecuador y el día y la noche tienen la misma duración en toda la Tierra (Figura 2c). El solsticio de verano es durante el perihelio, o el punto más cerca al Sol de la órbita terrestre, y el verano austral es un poco más caluroso que el verano boreal.

Los efectos gravitacionales de los cuerpos planetarios causan perturbaciones orbitales en la Tierra. Estas perturbaciones varían la distribución geográfica de la radiación solar. Existen tres tipos de variaciones, conocidos como los ciclos de Milankovitch (Zachos figure):

a) La forma de la órbita de la Tierra puede variar entre casi circular a levemente elíptica. A ésta variación se llama excentricidad, y tiene un periodo de 100 y 400 ka (Figura 2c).

b) la inclinación del eje terrestre varía entre 22.2° y 24.5° con un periodo de 41 ka. Esta variación tiene un efecto grande en los polos, porque cambia la cantidad de radiación solar que les llega. Cuando la inclinación es menor, el área de la Tierra con 6 meses sin sol es menor (Figura 2b). Los inviernos son más cálidos, y los veranos son menos cálidos en ambos hemisferios. Entonces cuando la inclinación es menor, hay menos estacionalidad.

c) A su vez, la dirección de la inclinación del eje cambia, y la dirección en que apunta la órbita también cambia. Por esta razón, las fechas de los equinoccios cambian con el tiempo, con un periodo de 19-23 mil años (ka). Esto se llama la precesión axial. El efecto climático de esta variación es más fuerte en el ecuador. El efecto calienta los inviernos y enfría los veranos en un hemisferio, y hace lo opuesto en el otro hemisferio (Figura 2c).

En el Oligoceno tardío, Antártica tenía glaciares, al menos por algunos periodos, pero no estaba cubierta con hielo. Para formar hielo, la órbita ideal es cuando la estacionalidad es reducida, y los veranos australes son templados. La glaciación al borde esta asociada con una excentricidad baja y un periodo largo de inclinaciones con eje bajo (Zachos figure).

Entonces lo interesante sobre este evento es que muestra que los cambios orbitales pueden controlar la ocurrencia de las glaciaciones, siempre que las condiciones climáticas

se encuentran cerca de un umbral. Sin embargo, estos cambios orbitales causan cambios muy sutiles en la energía solar recibida. Entonces se necesita de otros factores para amplificar estos cambios. Patricio hablará más sobre la amplificación de estos cambios orbitales en las charlas acerca de las edades de hielo.

C. Precipitación

(Fig 4.1) En estas charlas, me he concentrado en el registro de paleotemperatura. Pero la precipitación es otro variable paleoclimática muy importante. En esta curva pueden ver que el nivel de precipitación global durante el Cretácico fue muy bajo. Enseguida, hubo un periodo muy húmedo en el Eoceno, y después fue más o menos como hoy. Para mí, es un poco extraño. Si la fuerza del ciclo hidrológico y el monto de vapor de agua en la atmósfera dependen del promedio global de temperatura ¿Por qué el invernadero del Cretácico fue seco? Y sin embargo, el invernadero del Eoceno fue húmedo. Al menos, esto nos dice que no todos los invernaderos son iguales.

Esto es la tendencia global, para entender la historia de precipitación en Sudamérica austral, necesitamos saber la historia de la topografía, porque los Andes tienen un gran efecto sobre el clima, y también necesitamos saber la circulación oceánica y atmosférica. Hablaré más sobre este tema en un rato.

D. Estacionalidad.

Sabemos menos sobre la historia de la estacionalidad, pero en general, probablemente fue menor durante el Cretácico y el Eoceno y se ha ido incrementado hasta el presente.

III. ¿Por qué se enfrió el clima?

¿Por qué se enfrió el clima durante el Cenozoico? Lo más probable es que no fue solamente un factor, sino que una combinación de varios factores. Ahora hablaré sobre algunos de estos factores, específicamente el albedo, CO₂, y la circulación oceánica y los corredores.

A. Albedo

Como he discutido para el Cretácico, los glaciares y la vegetación tienen un efecto sobre el albedo. Por ejemplo, una parte del enfriamiento desde los 15 Ma está asociada con la formación de la capa de hielo en Antártica y el incremento de albedo. Modelos climáticos muestran que el cambio de la vegetación miocénica hasta las praderas y paramos de L presente probablemente causó un enfriamiento de alrededor de 2 °C. A su vez, la caída en el nivel del mar probablemente incrementó el albedo. Pero no puede explicar todo el enfriamiento.

B. CO₂ y la Tectónica de Placas

Muchos paleoclimatólogos creen que el descenso de la temperatura desde el Cretácico medio fue a causa de un descenso en la cantidad de CO₂. El modelo de BLAG muestra un descenso en la cantidad de CO₂ porque la tasa de expansión de los continentes disminuyó entre 100 a 15 Ma. Sin embargo, a los 15 Ma ocurrió un enfriamiento fuerte, y esta tasa incrementó. Entonces existe una relación perfecta entre el enfriamiento y la tasa de expansión.

La semana pasada, mencioné otro proceso asociado con la tectónica de placas que puede afectar el ciclo del carbono, el solevantamiento de las montañas. El mundo moderno tiene una topografía muy alta, probablemente es uno de los tiempos más montañosos en la historia de la tierra, principalmente debido a la presencia de la meseta Tibetana (slide), además de las Cordilleras de los Andes y las Rocallosas. Entonces, puede ser que el desarrollo de esta topografía tuvo un efecto importante sobre el clima.

La topografía puede afectar el clima en al menos cinco maneras: 1) La topografía puede intensificar el calentamiento solar sobre la tierra. Este efecto incrementa el contraste de temperatura entre el agua y la tierra, y fomenta el desarrollo de la circulación monzonal, como el monzón Asiático. Los cambios en la circulación regional a su vez afectan la circulación global. 2) La topografía puede incrementar la cantidad de lluvia orográfica y el calentamiento latente. 3) La topografía es una barrera a los vientos, y puede cambiar los

patrones de circulación. 4) La topografía permite más acumulación de nieve, que incrementa el albedo, y 5) En escalas de tiempo mayores, la topografía puede incrementar la tasa de meteorización porque provee más área de superficie e incrementa la cantidad de lluvia. Por ejemplo, la meseta Tibetana, que ocupa 4% de la área superficial del mundo suministra el 25% de los iones disueltos presentes en los océanos. Recuerden que en el ciclo del carbono, un incremento en la cantidad de meteorización disminuye la cantidad de CO₂ en la atmósfera.

1. La historia paleoaltudinal de las Cordilleras Importantes

a. El Solevantamiento de los Himalaya.

Para examinar esta teoría, hablaré brevemente acerca de la historia de solevantamiento de las cordilleras principales. La meseta Tibetana y los Himalaya son parte de la cordillera más importante para esta teoría, porque es la más alta y extensa en el mundo, con 5-6 km de altura, y una extensión de 9° de latitud y 35° de longitud.

El continente de la India chocó con el continente de Asia hace 50 Ma (**old overhead**), entonces no hubo mucho solevantamiento antes de los 50 Ma. Hay datos geocronológicos, geoquímicos, y paleobotánicos que sugieren que la meseta alcanzó su altura actual antes de 11 Ma. Entonces el mayor solevantamiento ocurrió entre los 50 y 11 Ma, y es posible que pudo contribuir al enfriamiento. Es interesante ver que otros periodos geológicos con mesetas más o menos del tamaño de la meseta Tibetana son el Precámbrico tardío y el Paleozoico tardío, y los dos son periodos con glaciaciones.

Antes, los científicos creyeron que el solevantamiento de la meseta era más reciente. Hubo un incremento de erosión y meteorización de la Himalaya, evidenciado en los sedimentos del abanico de Bengala, hace 8 Ma. Ellos creyeron que esto significó un monzón Asiático más intenso. Recuerden que la altura de la meseta es un factor influyente en la intensidad del monzón. Pero los datos de paleoaltitud sugieren que ésta intensificación no fue a causa del solevantamiento.

Otro cambio importante ocurrió alrededor de los 8 Ma; hubo una expansión de plantas que usan la vía C₄ de fijación del carbono (**Fig 8.1 carbon isotopes**). Se puede estimar la proporción entre las plantas de C₃ y C₄ en un paleoambiente mediante la proporción entre isótopos Carbono 13 y Carbono 12 en el suelo, porque las plantas C₃ y C₄ fraccionan los isótopos en diferentes maneras. Esta proporción también se puede medir en los dientes de los animales, ya que estos también reflejan la proporción de plantas C₃ y C₄ presentes en la dieta del animal.

Esta expansión era global y ocurrió en torno a los 7-8 Ma en Pakistán y Nepal, 7 Ma en Norteamérica, y 7-8 Ma en Argentina y Bolivia según los datos de Claudio Latorre del laboratorio. Las plantas que utilizan la fotosíntesis C₄ tienen una adaptación mejor a los ambientes secos y en bajas concentraciones de CO₂. Así, entonces se cree que este incremento fue probablemente a causa de un descenso global en la cantidad de CO₂ en la atmósfera, un cambio climático, o ambos.

b. El Solevantamiento de los Andes

Los Andes se desarrollaron a causa de la compresión producida por la subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo de la placa del continente de Sudamérica (**slide**). Es probable que el solevantamiento de los Andes tuvo un impacto menor sobre el clima que el solevantamiento de los Himalaya. Pero es difícil decir exactamente cual fue su efecto, porque el solevantamiento de los Andes ha sido mucho más difícil de modelar en términos climáticos, porque su ancho es menor que el ancho de una cuadrícula de GCM. Como nos contó René, el solevantamiento de los Andes es un proceso de infra-cuadrícula. Sin embargo sabemos que al menos tuvo un gran efecto en el paleoclima de Sudamérica, especialmente en los patrones de precipitación actuales. Hoy día, la Cordillera de los Andes tiene tres efectos principales sobre el clima regional: 1) forma una barrera a la circulación de la atmósfera, 2) incrementa la cantidad de precipitación orográfica en una ladera y forma una sombra de lluvia en la otra, y 3) estabiliza el anticiclón del Pacífico sur y la corriente Humboldt.

Es a partir del Mesozoico que existe un arco volcánico en la costa. Este se desarrolló en la región de la cordillera de la costa y se ha ido trasladándose progresivamente hacia al este. La posición actual fue alcanzada durante el Oligoceno. Los volcanes no tienen un gran efecto sobre los patrones de precipitación porque no forman una barrera continua a la circulación atmosférica y las masas de aire pueden pasar a los costados del cono.

La deformación de la corteza, que es lo que ha producido el volumen de los Andes debajo de los volcanes, también se ha trasladado desde el oeste hacia el este. La región en los Andes centrales estaba a nivel del mar hasta 60 Ma. Después, se empezó a sollevantar la cordillera occidental y probablemente alcanzó la tercera parte de su altura actual en torno a los 18 Ma. Esta historia está basada en datos geológicos (**Fig 8.2 Uplift history**).

El Altiplano, la Puna y la Cordillera Oriental alcanzaron más o menos la mitad de sus alturas alrededor de 10 a 7 Ma. Esta historia está basada en datos geológicos y también en floras. Se pueden usar las paleotemperaturas obtenidas a partir de paleofloras para estimar las paleoaltitudes en que estas crecieron, porque a medida que la altura aumenta, la temperatura media anual baja. La tasa de enfriamiento adiabático en una columna de aire es alrededor de seis grados por kilómetro. Entonces se puede comparar la paleotemperatura de una flora en las montañas con una flora coetánea de la costa, y se divide la diferencia por la tasa de enfriamiento para estimar la paleoaltitud.

Sobre la historia al sur de 33°, no tenemos muchos datos geológicos. Es probable que el sollevamiento comenzó en el Eoceno, y es posible que hubo sollevamiento significativo durante el Mioceno y Plioceno.

Los modelos climáticos sugieren que sin los Andes, habría un desierto entre los 40 y 15° solamente debido a la circulación atmosférica (**Fig 8.3 NM precip**). Esto es interesante, porque sugieren que al menos a partir del Oligoceno, tendrían que haber sido regiones áridas en Chile y Argentina, más o menos entre 15 y 30°, aun con la presencia de montañas o no.

(slide ESRI precip) Cuando ocurrió el sollevamiento Andino, estos formaron un máximo de precipitación en la ladera oriental de Perú y Bolivia y debido al efecto orográfico, también en el sur de Chile, además de generar una sombra de lluvias en las pampas de Argentina hasta muy al sur, y por la costa. Este desierto también es debido al corriente Humboldt, pero recuerden que los Andes estabilizan la circulación en el Pacífico que empuja el corriente.

No es necesario tener mucha altura para generar una sombra de lluvias, basta con 1000 o 2000 m. Existen datos geológicos que sugieren que el desierto de Atacama fue semiárido en el Oligoceno y llegó a su hiperaridez actual entorno a los 15 Ma. Hay datos geológicos que sugieren que también la Puna llegó a ser más árido alrededor de 15 Ma.

Esto secamiento pudo ser debido al sollevamiento, pero también, es probable que hubo un componente de cambio climático. Recuerden que hubo una sequía global asociada con el evento de enfriamiento de 15 Ma.

Alrededor de 10 a 8 Ma hubo un incremento en la tasa de deposición en el abanico del Río Amazonas. También, esto puede ser debido a sollevamiento, o quizás a cambios climáticos globales. Recuerden que el monzón Asiático empezó alrededor de 8 Ma, y la biomasa de plantas C_4 expandió.

c. El Sollevamiento de la Cordillera de Norteamérica.

(topography slide) La cordillera de Norteamérica es muy similar a los Andes, y también su génesis se debe a la subducción de una placa oceánica por debajo del continente. Basado en los estudios de floras fósiles, la Cordillera probablemente fue alta desde, al menos, el Eoceno medio. Probablemente que era como el Altiplano, con quizás 2 - 4 km de altura, y una extensión de más de 25° de latitud, y 10 o 15° grados de longitud. En el Mioceno, una gran parte de esta cordillera colapsó (*¿Porque Kate?*).

d. Resumen

En resumen, la hipótesis de sollevamiento es interesante, y quizás este factor contribuyó de manera importante al enfriamiento. Hay el sollevamiento en Norteamérica

quizás a partir del Cretácico o el Cenozoico temprano, de la meseta Tibetana después de los 40 Ma, y de los Andes quizás después de los 10 Ma.

Una base de datos que resulta muy interesante para evaluar esta teoría es la proporción de estroncio, ^{87}Sr y ^{86}Sr en las aguas marinas a través de la historia (Fig 8.4 Sr curve). La proporción incrementó significativamente desde los 40 Ma, y actualmente tiene un valor que no se ha visto desde el Cámbrico. La corteza oceánica tiene una proporción baja, mientras que las cortezas continentales tienen proporciones altas. Hay una teoría que dice que el incremento es a causa de un incremento de la cantidad de meteorización de los continentes, y entonces el incremento es quizás una prueba de que el solevantamiento desde los 40 Ma incrementó la cantidad de la meteorización, provocando la disminución de la cantidad de CO_2 en la atmósfera. Pero también, puede ser que la colisión entre la India y el Asia produjo muchas rocas ricas en ^{87}Sr . Entonces, desgraciadamente, es probable que la curva no sea solamente una función del monto de meteorización química.

2. El registro de CO_2

El registro de CO_2 sugiere que hubo un descenso en la cantidad de CO_2 en el Cenozoico. En el Cretácico, probablemente había cantidades altas, quizás alrededor de 2000 ppm. Existe mucho desacuerdo sobre las cantidades de CO_2 durante el invernadero del Eoceno; las estimaciones son de entre 60 a 2000 ppm. Pero los métodos están en acuerdo en que los niveles fueron bajos en el Mioceno, alrededor de 300 ppm o menos.

Entonces parece que a través del Cenozoico, hubo una reducción en la cantidad de CO_2 que probablemente contribuyó al enfriamiento, pero cuando se ven los detalles de la curva hay problemas – por ejemplo, la cantidad de CO_2 probablemente es más bajo hoy que durante el Mioceno medio, pero recuerden que este fue un periodo cálido. Y peor, parece que la cantidad incrementó cuando creció la capa de hielo de Antártica. Entonces no sé si significa que hay problemas con los datos, o que, en detalle, hay otros factores que están manejando estas fluctuaciones entre modos más cálidos y más fríos en el Cenozoico.

B. Circulación oceánica y portales

(Fig 9 – modern ocean circ) Otro factor que pudiera contribuir al enfriamiento es la circulación oceánica. Si una circulación oceánica muy diferente a la actual puede ser usada para explicar el calor del Cretácico medio, una explicación del enfriamiento puede ser el paso de la circulación antigua a la circulación moderna. Algo muy importante en el desarrollo de la circulación es el abrir o cerrar de **portales**. Los portales son corredores marinos entre las cuencas oceánicas principales. Cambios en la configuración de los portales pueden modificar el intercambio de calor y sal entre océanos. Hay al menos 4 portales importantes para la paleoclimatología Cenozoica: 1) el Pasaje de Drake, 2) la Dorsal Groenlandia-Escocia, 3) el Corredor Marino Centroamericano, y el 4) Corredor Indonesio.

1. Pasaje de Drake-Tasmania

Si recuerden la charla de Victor Marin, hoy día, hay una corriente de agua fría alrededor de Antártica, se llama la corriente circumpolar. En el Cenozoico temprano, Sudamérica y Australia estaban conectadas con Antártica, y este flujo no existía. En su lugar, había flujos de agua templada desde el ecuador. La separación de Sudamérica y Australia en el Eoceno o Oligoceno permitió el desarrollo de la corriente circumpolar. Basado en reconstrucciones tectónicas y fechas del suelo oceánico, Australia y Antártica se separaron alrededor de 35 Ma, y Sudamérica y Antártica probablemente se separaron entre 32.5 y 30 Ma (Fig 10.1 Olig reconstruction). Muchos paleoclimatólogos creen que el inicio de la corriente circumpolar contribuyó a la formación de la capa de hielo de Antártica y al enfriamiento global, porque reemplazó aguas templadas con aguas más frías y entonces contribuyó al aislamiento termal de Antártica. A su vez, la separación coincidió más o menos con el desarrollo de la capa de hielo en Antártica, que recuerden, ocurrió entorno a los 33 Ma. Pero se necesita cuidado con esta coincidencia de fechas, porque las

reconstrucciones son complicadas, y se puede jugar un poco con las fechas. Otros científicos dan una fecha entre 20-25 Ma para el cierre, durante un periodo más cálido.

Algunos modelos climáticos indican que la formación de este portal tuvo un efecto significativo en el clima de Antártica. Por ejemplo, un estudio de Toggwieler y Bjornsson sugieren que la apertura del Drake Passage enfrió las latitudes altas del sur en alrededor de 3° C mientras que calentó las latitudes altas en el norte, y sugieren que contribuyó a la formación de una correa transportadora. Pero, otros modelos no muestran grandes efectos.

Una pregunta interesante es ¿Si el Drake Passage y la formación de la corriente circumpolar son realmente tan importantes para la formación de la capa de hielo de Antártica, por qué disminuyeron las capas entre 26 y 12 Ma? Recuerden que los niveles de CO₂ eran bajos durante esta deglaciación, entonces no puede ayudarnos.

2. La cresta dorsal de Groenlandia - Escocia

La cresta dorsal de Groenlandia - Escocia se encuentra en una área poco profunda entre Groenlandia y Gran Bretaña debido a una surgencia de la astenósfera caliente por debajo de Islandia. Hay tres corredores principales sobre esta dorsal (**Fig 10.2 Topo map**), los estrechos de Dinamarca, la dorsal Islandia- Faeroe Ridge, y el canal del banco Shetland-Faeroe. La dorsal separa las aguas frías del polo norte del Atlántico. Hoy, aguas profundas fluyen sobre la dorsal y forman las aguas profundas del Atlántico norte. Entonces la historia tectónica de esta región probablemente tuvo un efecto importante en el desarrollo de la correa transportadora. Recuerden que las aguas profundas del Atlántico norte tienen un efecto importante en el clima, por que hay una liberación significativa del calor durante su formación, y la surgencia de estas aguas es una fuente de calor en el océano Antártico.

En el Cenozoico, la dorsal impidió este flujo, porque era menos profundo. El flujo probablemente empezó alrededor de 35 Ma a través de la Cuenca del Faeroe-Shetland. Ha seguido hasta el presente con algunas interrupciones, basado en el registro de isótopos de carbono (**Fig 10.3 NADW**). Es interesante que los dos periodos sin NADW son después de 15 Ma y 3 Ma, y estos son periodos cuando crecieron los glaciares, y el periodo cuando según este registro, empezó la formación de un periodo más cálido.

Los climatólogos sugieren que las aguas más templadas de NADW alrededor de Antártica incrementaron el flujo de humedad y las glaciares pudieron crecer. Sin embargo, a mí esta teoría me confunde, porque hoy día tiende a haber una alta producción de NADW durante interglaciales, y una baja producción durante glaciales. Recuerden la charla de Gino Cassasa: no sabemos si el calentamiento global va a incrementar la capa de hielo de Antártica a través del incremento de humedad, o la va a derretir a través de las temperaturas más altas.

También esto es uno de los problemas de cual viene primero, el huevo o la gallina. Son los glaciares que causan la producción de NADW, o es el flujo de NADW que producen los glaciares. Y no sabemos cuál es más importante, los procesos en el polo sur o en el polo norte. Entonces el efecto de este portal es menos obvio que el Drake Passage.

3. Corredor Marino Centroamericano

Otro evento importante era el cierre del corredor entre Centro y Sudamérica y la formación de un puente de tierra. Este cierre es un poco complicado porque no es solo el istmo de Panamá, sino que hay dos regiones más que probablemente eran capaces de modificar la circulación oceánica, el Aves Swell y las Antillas menores, y la crecida septentrional Nicaragüense (**Fig 11 – Time slices**).

En el Cretácico temprano, recuerden que Sudamérica estaba completamente aislada, y el Océano Caribe separaba Norte de Sudamérica. Probablemente había un flujo de agua cálido y salino al Pacífico debido a los vientos alisios, y un contra flujo de agua más templada y fresca hacia el Atlántico. Cuando este corredor se encontraba abierto, la corriente del golfo era más débil, y no hay mucha diferencia en salinidad entre el Pacífico

y el Atlántico. Entonces agua cálida que fluye hasta el polo en el Atlántico es menos salado, y no tiende a formar NADW.

El cierre de este corredor probablemente ocurrió en tres etapas, uno alrededor de 30-35 Ma, el siguiente alrededor de 12-15 Ma, y la última alrededor de 3-4 Ma. Nuevamente vemos los mismos números mágicos.

El Aves swell es un arco volcánico viejo con una capa de calizas. Evidencias geológicas sugieren que esta región era poca profunda entre 50-15 Ma. Hubo un nivel del mar bajo entre 30 y 35 Ma, y probablemente se pudo haber formado al menos una barrera parcial a la circulación, similar al istmo de Panamá. Si las aguas cálidas y saladas del Caribe no pueden entrar al Pacífico, fluyen al norte. Descarga su calor a la atmósfera en el Atlántico norte, y luego descienden a formar NADW. Entonces este evento, y también la historia de la dorsal de Groenlandia-Escocia sugiere que quizás el NADW se empezó a formar entre 36-30 Ma.

La crecida septentrional Nicaragüense es un grupo de depósitos de calizas de poca profundidad (~30 m). Basada en evidencias geológicas, este grupo probablemente fue desmenuzado y parcialmente anegado entre 15-12 Ma o quizás un poco más temprano (20-15 Ma). Al mismo tiempo, entorno a los 12 Ma, el arco de Panamá y Costa Rica chocó con Colombia y se empezó a formar el sur de Centroamérica. En este tiempo hay evidencias de una reducción en el intercambio de aguas profundas entre el Atlántico y Pacífico a través de Panamá y una intensificación de la Corriente del Golfo. Entonces quizás estos dos eventos tectónicos contribuyeron a la intensificación de la Corriente del Golfo y la formación de NADW.

Muchos dan una fecha de 3-4 Ma para el cierre final del corredor, porque en este tiempo hubo un intercambio de animales entre norte y Sudamérica por el istmo de Panamá. Es interesante que el intercambio ocurrió más o menos al mismo tiempo que la glaciación de Norteamérica y Asia. Entonces hay una teoría que el cierre causó el inicio del las Edades de Hielo. Pero, hay problemas con esta teoría. Con un corredor cerrado, hay más transporte del calor al norte. Pero puede ser que con más calor, hubo menos hielo marino y más humedad disponible para las capas de hielo. Hay modelos climáticos que sugieren que el transporte de calor es más importante que la humedad para la formación de los glaciares. Y en el registro, hay un descenso en la producción de NADW.

Otros proponen que con el cierre de este portal, la ITCZ se movió al sur, y esto también pudo afectar el clima.

4. El Corredor de Indonesia

El último corredor es el portal de Indonesia. El portal de Indonesia regula el flujo de agua del Pacífico al Océano Indico. Hace 5 Ma, este portal se estrechó y se trasladó al norte debido al movimiento hacia el norte de Nueva Guinea, de paso reduciendo la influencia del Pacífico Sur y incrementando la influencia del Pacífico Norte, que es más frío. Hay una teoría que sugiere que la reducción en el flujo de agua cálida favoreció la formación de las glaciares en el hemisferio norte, porque redujo el transporte de calor desde los trópicos a las latitudes altas. Pero, para evaluar esta teoría, se necesita medir la paleotemperatura del Océano Indico, para ver si las temperaturas disminuyeron.

5. Conclusiones.

En sumario, los portales son un poco problemáticos. Hay estos eventos tectónicos, generalmente más de uno para cada evento importante climatológico, y con fechas no muy precisas. Salvo la excepción del Pasaje de Drake, no sabemos muy bien sus efectos en el paleoclima. Si un evento paleoclimatológico y un evento tectónico ocurren al mismo tiempo, no necesariamente significa que hubo una conexión. Creo que necesitamos más estudios de paleocirculación para tratar de entender el significado de un cierre o apertura de un portal. Otro problema general con los portales como un factor que maneja el enfriamiento es que cada vez que se cierra es un evento discreto, no un proceso continuo. ¿Cómo se combinaron estos eventos para formar un enfriamiento a lo largo del Cenozoico?

D. Sumario

En resumen y en mi opinión, hay muchos factores que pueden explicar el enfriamiento. Existe el descenso en CO₂, y la tasa de expansión, el solevantamiento de las cordilleras, el bucle de retroalimentación con las capas de hielo y el cambio en la vegetación, y los portales submarinos. Quizás lo que es más interesante es por que después del desarrollo de la capa de hielo, hubo un calentamiento en el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, cuando los niveles de CO₂ eran bajos, los Himalaya se solevantaban, y había una corriente circumpolar. No se. Es posible, como he dicho antes, que el vapor de agua y las nubes tengan un papel importante.

Con esta reflexión, dejamos el tiempo geológico, o profundo, y con la próxima charla entramos a las Edades de Hielo.

© Kathryn Gregory-Wodzicki 2001

<http://www.ldeo.columbia.edu/users/gregory/PaleoclimateCourse.html>

Bibliografía:

General:

- Crowley, T. J., and North, G.R., 1996, *Paleoclimatology*, Oxford University Press.
- Raymo, M. E., 1994, The initiation of northern hemisphere glaciation: *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, v. 22, p. 353-383.

El invernadero:

- Barron, E. J., Fawcett, P. J., Peterson, W. H., Pollard, D., and Thompson, S. L., 1995, A "simulation" of mid-Cretaceous climate: *Paleoceanography*, v. 10, p. 953-962..
- Sloan, L., Walker, J. C. G., and Moore, T. C. J., 1995, Possible role of oceanic heat transport in early Eocene climate: *Paleoceanography*, v. 10, p. 347-356.
- Valdes, P. J., 1999, Warm climate forcing mechanisms, *in* Huber, B. T., MacLeod, K. G., and Wing, S. L., eds., *Warm climates in Earth History*: Cambridge, Cambridge University Press, p. 3-20.

Paleogeografía:

- Crowley, T. J., 1998, Significance of tectonic boundary conditions for paleoclimate simulations, *in* Crowley, T. J., and Burke, K. C., eds., *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions*.
- Crowley, T. J., and Burke, K. C., 1998, *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions*: New York, Oxford University Press, 285 p.

Deterioración Cenozoica:

- Sugden, D. E., 1996, The East Antarctic Ice Sheet: Unstable ice or unstable ideas?: *Transactions of the Institute of British Geographers*, v. 21, p. 443-454.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K., 2001, Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present: *Nature*, v. 292, p. 686-693.

Eoceno/Oligoceno:

- Elderfield, H., 2000, A world in transition: *Nature*, v. 407, p. 851-852.
- Prothero, D., Ivany, L., and Nesbitt, E., 2000, The marine Eocene-Oligocene transition: *GSA Today*, v. July, p. 10-11.

Oligoceno/Mioceno:

- Flohn, H., 1983, Climate evolution in the Southern Hemisphere and the equatorial region during the Late Cenozoic: *SASQUA International Symposium*, p. 5-19.
- Kerr, R. A., 2001, An orbital confluence leaves its mark: *Science*, v. 292, p. 191.
- Zachos, J. C., Shackleton, N.J., Revenaugh, J.S., Pälike, H., and Flower, B.P., 2001, Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary: *Science*, v. 292, p. 274-278.

Mioceno Tardío:

- Cerling, T. E., Wang, Y., and Quade, J., 1993, Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene: *Nature*, v. 361, p. 344-345.
- Filippelli, G. M., 1997, Intensification of the Asian monsoon and a chemical weathering event in the late Miocene-early Pliocene: Implications for late Neogene climate change: *Geology*, v. 25, p. 27-30.
- Gaupp, R., Kött, A., and Wörner, G., 1999, Paleoclimatic implications of Mio-Pliocene sedimentation in the high-altitude intra-arc Lauca Basin of northern Chile: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 151, p. 79-100.
- Latorre, C., Quade, J., and McIntosh, W. C., 1997, The expansion of C4 grasses and global change in the late Miocene: Stable isotope evidence from the Americas: *Earth and Planetary Science letters*, v. 146, p. 83-96.
- MacFadden, B. J., 2000, Cenozoic mammalian herbivores from the Americas: Reconstruction ancient diets and terrestrial communities: *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, v. 31, p. 33-59.
- MacFadden, B. J., Cerling, T. E., and Prado, J., 1996, Cenozoic terrestrial ecosystem evolution in Argentina: evidence from carbon isotopes of fossil mammal teeth: *Palaeos*, v. 11, p. 319-327.
- MacFadden, B. J., Wang, Y., Cerling, T. E., and Anaya, F., 1994, South American fossil mammals and carbon isotopes: a 25 million-year sequence from the Bolivian Andes: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 107, p. 257-268.)

Albedo:

- Dutton, J. F., and Barron, E. J., 1997, Miocene to present vegetation changes: a possible piece of the Cenozoic cooling puzzle: *Geology*, v. 25, p. 39-41.
- Otto-Bliesner, B. L., and Upchurch, G. R. J., 1997, Vegetation-induced warming of high-latitude regions during the late Cretaceous period: *Nature*, v. 385, p. 804-807.

CO2:

- Flower, B. P., 1999, Warming without high CO2?: *Nature*, v. 399, p. 313-314.
- Veizer, J., Godderis, Y., and François, L. M., 2000, Evidence for decoupling of atmospheric CO2 and global climate during the Phanerozoic eon: *Nature*, v. 408, p. 698-701.

Solevntamento:

- Zhisheng, A., Kutzbach, J. E., Prell, W. L., and Porter, S. C., 2001, Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since late Miocene times: *Nature*, v. 411, p. 62-66.

Gateways:

- Billups, K., Revelo, A. C., Zachos, J. C., and Norris, R. D., 1999, Link between ocean heat transport, thermohaline circulation, and the Intertropical Convergence Zone in the early Pliocene Atlantic: *Geology*, v. 27, p. 319-322.
- Cane, M. A., and Molnar, P., 2001, Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago: *Nature*, v. 411, p. 157-162.
- Davies, R., Cartwright, J., Pike, J., and Line, C., 2001, Early Oligocene initiation of North Atlantic deep water formation: *Nature*, v. 410, p. 917-920.
- Droxler, A. W., Burke, K. C., Cunningham, A. D., Hine, A. C., Rosencrantz, E., Duncan, D. S., Hallock, P., and Robinson, E., 1998, Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions, p. 169-191.
- Lawver, L. A., and Gahagan, L. M., 1998, Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions, p. 212-223.
- Toggwieler, J. R., and Bjornsson, H., 2000, Drake Passage and palaeoclimate: *Journal of Quaternary Science*, v. 15, p. 319-328.
- Wright, J. D., 1998, Role of the Greenland-Scotland Ridge in Neogene climate changes, *in* Crowley, T. J., and Burk, K., eds., Tectonic boundary conditions for climate model simulation: Oxford, Oxford University Press, p. 192-211.
- , 2001, The Indonesian valve: *Nature*, v. 411, p. 142-143.)