

Ciclo del carbono y clima: la perspectiva geológica

Carbon Cycle and Climate: the geological perspective

JAVIER MARTÍN-CHIVELET

Departamento de Estratigrafía, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. C/e: j.m.chivelet@geo.ucm.es

Resumen El ciclo del carbono aglutina los almacenes de ese elemento en el sistema Tierra (litosfera, hidrosfera, biosfera, atmósfera y rizosfera) y los flujos que se producen entre ellos. Las capacidades de esos almacenes y las tasas de intercambio entre ellos son extraordinariamente diversas por lo que, según la escala temporal considerada, encontraremos diferentes “ciclos” del carbono. A escalas temporales de millones de años, los flujos son lentos y se producen entre la litosfera y el “sistema de superficie”, definiendo el ciclo del carbono de largo término, un concepto diferente del más difundido ciclo del carbono a escalas temporales breves (de años a siglos), que recoge los rápidos flujos entre la atmósfera, la hidrosfera, la biosfera y la rizosfera, y que hoy es analizado “en tiempo real”. Entre esas perspectivas temporales extremas existen situaciones intermedias, que precisan de la definición de nuevos ciclos relativos a esas escalas de tiempo.

En este trabajo nos centramos en el ciclo del carbono de largo término, analizando los mecanismos que lo controlan y las consecuencias que han tenido sobre la historia ambiental de la Tierra durante el Fanerozoico. También analizamos situaciones de cambio en el ciclo del carbono a escalas temporales intermedias, como los hipertermales y las glaciaciones del Cuaternario. Entender el ciclo del carbono desde una perspectiva geológica resulta hoy esencial para valorar la perturbación global que el ciclo está experimentando en la actualidad y sus posibles consecuencias futuras.

Palabras clave: Ciclo del carbono, cambio climático, CO₂, paleoclimatología

Abstract *The carbon cycle involves the carbon reservoirs in the Earth system (i.e., lithosphere, hydrosphere, biosphere, atmosphere, and rhizosphere) and the carbon fluxes occurring among them. The capacity of each reservoir and the exchange rates are strongly diverse, and because of this, depending on the considered time perspective, different “cycles” will arise. At time scales of millions of years, carbon fluxes are slow and take place essentially between the lithosphere and the “surface system”, these defining the long-term carbon cycle, notably different to the more popular short-term carbon cycle (time scales of years to centuries) which involves the fast fluxes occurring among the biosphere, the oceans, the soils, and the atmosphere. Between the long- and the short-term cycles, many intermediate-scale situations appear which need of new cycle definitions according to time scales.*

This review concentrates in the long-term carbon cycle, its controlling mechanisms and its consequences during the environmental history of the Phanerozoic. Also, intermediate time-scale carbon perturbations are considered, as the so-called hyperthermals and the Quaternary glaciations. A firm understanding of the carbon cycles from a geological perspective is critical for understanding and evaluating the global perturbation that the cycle is now experiencing, as well as its future consequences.

Keywords: Carbon cycle, climate change, CO₂, paleoclimatology.

CO₂: PRESENTE Y PASADO

El rasgo definitorio del cambio climático actual es el ascenso de temperaturas acaecido durante el siglo XX. Este ascenso, que ha afectado de forma desigual a latitudes medias y bajas y a zonas conti-

mentales y marinas, se estima en 0,8 °C de promedio global, valor que asciende a 1,0 °C si consideramos únicamente el Hemisferio Norte (Jones *et al.*, 2010), y que sube aún más para latitudes medias con clima continental, como el centro de la Península Ibérica (>2°C, Moreno, 2005). Este calentamiento se asocia

esencialmente al incremento del efecto invernadero, inducido por la inyección de ingentes cantidades de CO₂ en la atmósfera mediante la quema de combustibles fósiles y de otras actividades humanas (IPCC, 2007). A pesar de que existe un fuerte consenso entre los científicos sobre estos aspectos, en determinados ámbitos los “escépticos” sobre la relación entre cambio climático y dióxido de carbono aluden con frecuencia al pasado geológico y en concreto a etapas en las que la concentración del CO₂ atmosférico pudo ser muy superior a la actual (hasta de un orden de magnitud), y en las que las condiciones para la vida en la Tierra pudieron ser tan buenas (o quizás no) como las actuales. En esta revisión nos centraremos en el CO₂ como factor de forzamiento

climático en el pasado y en el ciclo del carbono como motor de las variaciones del CO₂ atmosférico a distintas escalas temporales. Y analizaremos las implicaciones nada halagüeñas que tiene nuestro conocimiento del pasado en la situación de cambio actual.

Las mediciones directas de la concentración atmosférica de CO₂ reflejan un incremento de un 22 % para los últimos 50 años (de 317 hasta 387 ppmv, Figura 1). Se trata de una subida muy relevante, que se produce en un lapso de tiempo muy breve. Cabe preguntarse cómo valorarla y para ello necesitamos encuadrarla en el tiempo. Desgraciadamente las medidas instrumentales no van más allá de mediados del S XX. ¿Cómo hacerlo entonces? Recurrimos a la paleoclimatología, disciplina emergente en las ciencias de la Tierra que resulta del esfuerzo sinérgico de geólogos, biólogos, geoquímicos, geofísicos, arqueólogos, etc., y que analiza la variabilidad climática del pasado, sus causas (factores de forzamiento climático) y sus consecuencias (impactos ambientales, biológicos y sociales).

UNA APROXIMACIÓN METODOLÓGICA

Es fácil entender que los climas del pasado se reconstruyen a partir de la información paleoambiental que nos dan los fósiles, las rocas o los restos arqueológicos, pero ¿cómo se estiman las concentraciones de CO₂ en la atmósfera de las distintas épocas geológicas, de las más remotas a las más recientes? Las aproximaciones pueden ser muy diferentes, y no siempre muy intuitivas. Los resultados también son variables:

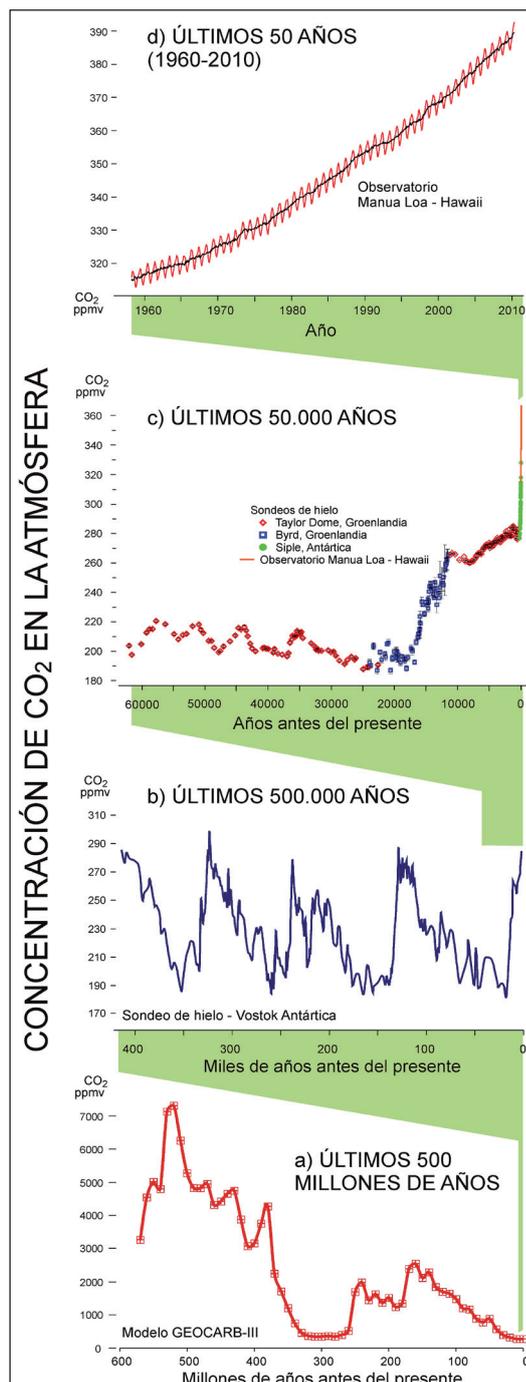
Indicadores directos: aire fósil

Nos dan información directa sobre la concentración de gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera en tiempos remotos. El ejemplo más obvio son las pequeñas burbujas de aire que quedan atrapadas en el hielo glaciar una vez que la nieve de precipitación se ha compactado. Esas burbujas quedan totalmente aisladas del aire del entorno y conforman pequeños vestigios de la atmósfera del pasado. La cronoestratigrafía del hielo nos permite situar esa composición atmosférica relictada en el tiempo y, con ello, reconstruir las variaciones en la concentración de GEI. Pero ese método tiene la limitación del rango del registro: el hielo más antiguo investigado hasta ahora es de hace 800.000 años, una pequeña proporción temporal si la comparamos con la historia de nuestro planeta.

Indicadores indirectos: sedimentos, fósiles...

Se trata de información indirecta que obtenemos a partir de “proxies”: elementos geológicos que fueron sensibles a los niveles de CO₂ de la época en que se desarrollaron. Son métodos más complejos que los anteriores y la informa-

Fig. 1.-Cambios en la concentración de CO₂ atmosférico a diferentes escalas temporales, desde las últimas décadas a los últimos 500 millones de años. Fuentes de los gráficos: a) Modelo GEOCARB III (Berner y Kothavala, 2001); b) Sondeo de hielo antártico de Vostok (Petit et al., 1991); c) Gráfica sintética de varios sondeos de hielo realizados en Groenlandia y la Antártica, completado con los datos instrumentales de Mauna Loa (http://www.climate.unibe.ch/gallery_co2.html); d) Datos instrumentales del observatorio Mauna Loa en Hawái (NOAA Earth System Research Laboratory Scripps Institution of Oceanography, <http://www.esrl.noaa.gov>).



ción que se obtiene es mucho más incompleta. Algunos ejemplos desarrollados en las últimas décadas:

– *Análisis de los estomas de plantas continentales fósiles* (McElwain *et al.*, 1995; Retallak, 2001; Beerling y Royer, 2002). Hoy sabemos que el índice estomatal de las hojas (relación de células epidérmicas que son estomas) de muchas plantas actuales guarda una relación inversa con la concentración de CO₂ en el aire (aunque también depende, en menor medida, de otros factores como la humedad y la temperatura). Conociendo esa relación, el índice estomatal puede medirse en hojas fósiles y así obtener una estimación del CO₂ atmosférico de la época en que crecieron las plantas. Lógicamente la fortaleza de la estimación será mayor cuando los restos fósiles considerados correspondan a taxones existentes en la actualidad, y menor cuando esto no ocurra, en cuyo caso debemos buscar la mayor proximidad taxonómica y morfológica con plantas actuales.

– *Análisis de la relación isotópica ¹³C/¹²C en suelos fósiles* (Cerling, 1991; Ekart *et al.* 1999). El ¹³C es un isótopo estable que se encuentra en la naturaleza en un porcentaje del 1,07% (frente al 98,93% del más habitual, el ¹²C), pero cuya proporción real es muy diferente en los compuestos orgánicos y los inorgánicos, dado que durante la fotosíntesis las plantas toman de manera muy preferente el ¹²CO₂ frente al ¹³CO₂. En los suelos fósiles la relación isotópica ¹³C/¹²C (que puede medirse en los carbonatos de origen edáfico) puede reflejar la relación entre los aportes atmosféricos y biológicos del CO₂ y con ello conseguimos una estimación de la concentración paleoatmosférica del CO₂. El principal problema que entraña el método es la dificultad de separar otros factores que también intervienen en la composición isotópica de los suelos (temperatura, hidrología, cantidad y tipo de vegetación, etc.).

– *Análisis de la relación isotópica ¹³C/¹²C en biomarcadores orgánicos* procedentes de rocas sedimentarias marinas, en concreto, de alkenones procedentes de microalgas. Este método se ha aplicado esencialmente a materiales del Cenozoico y se basa en la relación entre el CO₂ atmosférico, el CO₂ disuelto en el agua, y el fraccionamiento isotópico de material orgánico durante la fotosíntesis (Pagani *et al.*, 2005). El proceso es complejo y presenta numerosas dificultades, especialmente para conseguir individualizar la señal del CO₂ atmosférico de otros factores que pueden influir en la relación isotópica (crecimiento celular, nutrientes, temperatura, alteración diagenética...)

CO₂ atmosférico a partir de modelos climáticos

Los modelos climáticos generan simulaciones matemáticas más o menos realistas del sistema climático actual, que pueden proyectarse, cambiando las condiciones de contorno, tanto hacia el futuro (son la base de la predicción climática a corto y me-

dio plazo) como hacia el pasado (entonces pasan a denominarse “modelos paleoclimáticos”). En este segundo caso, las condiciones de partida deben modificarse para acoger la paleogeografía y paleotopografía del periodo geológico a analizar, y otros factores de forzamiento climático como la radiación solar, el albedo, el efecto invernadero y el transporte latitudinal de calor en los océanos. Como el clima de la época es conocido a partir de datos paleoclimáticos, haremos que nuestra simulación se aproxime lo más posible a los datos, para lo cual modificamos las variables hasta conseguir el mejor ajuste posible. Barron y Moore (1994), en un trabajo pionero, estimaron que durante el Cretácico medio (hace unos 100 millones de años, una época globalmente cálida y con bajo gradiente térmico entre ecuador y polos) las concentraciones de CO₂ en la atmósfera no debían de exceder las 1000 ppmv, contrariamente a otras estimaciones que duplicaban este valor. Estas otras estimaciones se basaban en el supuesto de que las elevadas temperaturas cretácicas en los polos precisaban de un elevado efecto invernadero. Sin embargo, al introducir ese forzamiento en el modelo, se obtenían a su vez altísimas temperaturas para la zona ecuatorial, no respaldadas por los datos paleoclimáticos y que podrían incluso imposibilitar la vida oceánica tal y como hoy la conocemos. La resolución de esta paradoja se encontró en la enorme efectividad en la transmisión de calor desde latitudes bajas hacia los polos a través de los océanos cretácicos. Cuando ese factor se introducía en el modelo, el desequilibrio térmico latitudinal se reducía en la simulación y la cantidad de CO₂ atmosférico necesaria para reproducir las temperaturas polares descendía a esas 1000 ppmv.

Modelos del ciclo del carbono

Son modelos que intentan reproducir los balances de masas globales en el ciclo del carbono a lo largo del tiempo. Se basan en una serie de formulaciones relativamente sencillas con las que se cuantifica, de acuerdo con datos geológicos, geoquímicos, biológicos y climatológicos, la transferencia de carbono entre unos y otros almacenes del ciclo a distintas escalas temporales. Con estos modelos se obtienen curvas de variación del CO₂ atmosférico a lo largo de los tiempos geológicos. Su principal limitación reside en que la información de los flujos de carbono que intentan reproducir se basa a su vez en indicadores geológicos indirectos cuya cuantificación es compleja y en supuestos que en la actualidad son muy difíciles de comprobar. Esto determina que los resultados obtenidos por diferentes modelos sean, a veces, muy diferentes entre sí, sobre todo para épocas remotas en las que la estimación de las fuentes y los sumideros del carbono y de los mecanismos que controlan sus flujos están pobremente precisados. Estas imprecisiones asociadas a los mode-

los han provocado duras críticas (Boucot y Gray, 2001) que nos recuerdan la necesidad de situar siempre los resultados de los modelos en el marco de sus limitaciones.

CICLO DEL CARBONO Y ESCALAS TEMPORALES

El concepto de ciclo del carbono recoge el flujo del carbono y los procesos físicos, químicos y biológicos que lo controlan entre los diferentes almacenes de ese elemento del sistema Tierra. Esos almacenes se encuentran en la atmósfera, la hidrosfera, la biosfera, la rizosfera y la litosfera. Su capacidad de almacenamiento es muy variable, oscilando hoy entre los $6250 \cdot 10^{18}$ moles de carbono en las rocas sedimentarias y los $0,05 \cdot 10^{18}$ moles de carbono en la biosfera continental (ver Tabla 1). También las tasas de intercambio entre los almacenes (que funcionan como fuentes o sumideros) son extremadamente variables y efectivas a escalas temporales asimismo muy diferentes: desde unos pocos años o siglos a decenas de millones de años. Por todo ello, según la escala temporal que consideremos, los mecanismos que intervienen en el ciclo del carbono son distintos. Esto lleva a considerar “distintos” ciclos del carbono. En una primera aproximación, podemos diferenciar dos extremos: un ciclo del carbono de corto plazo (o de escalas temporales breves) y un ciclo del carbono de largo plazo, de gran escala temporal, (Figura 2).

De estas dos visiones del ciclo del carbono, la primera es el objetivo de muchos de los estudios dirigidos a caracterizar el cambio climático actual y su evolución futura a escalas temporales de generaciones humanas. Se trata de entender y cuantificar los rápidos flujos del carbono que se producen en el sistema climático a corto plazo, y que involucran fuentes y sumideros de la hidrosfera, la atmósfera, la biosfera y los suelos (Figura 2). Frente a ellos, el papel de la litosfera es muy pequeño a esta escala

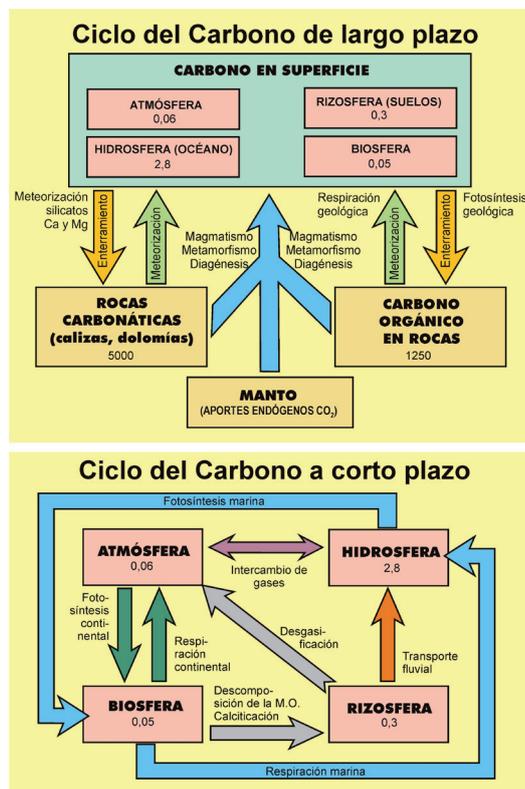


Fig. 2. Ciclos del carbono de largo y corto plazo, representados en forma de diagramas de flujo. Las flechas indican los flujos de carbono entre los diferentes almacenes, ilustrados en forma de cajas. En ellas se incluye una estimación de la cantidad de carbono almacenado, $\times 10^{18}$ mol. El ciclo de largo plazo enfatiza los flujos entre la litosfera y el sistema superficial, mientras que en el ciclo de corto plazo son fundamentales los flujos entre los subsistemas atmósfera, hidrosfera, biosfera y rizosfera. En el ciclo de corto plazo no se ha incluido la actividad humana. Esta actividad genera una importante perturbación al introducir factores del ciclo de largo término (como la quema de combustibles fósiles = meteorización de la materia orgánica de las rocas o la fabricación de cemento = descomposición térmica de los carbonatos) en el de escalas temporales más breves. Basado esencialmente en Berner, 1999.

Tabla 1.- Masas de carbono involucradas en el ciclo global del carbono de pequeña y gran escala temporal (comparadas con algunos flujos de carbono del ciclo de gran escala). Fuente: Berner (2004).

Almacén o flujo	Masa (10^{18} mol)	Flujo (10^{18} mol/ma)
Carbono en rocas carbonáticas (calizas, dolomías)	5000	
Carbono orgánico en rocas (carbón, hidrocarburos)	1250	
Carbono inorgánico disuelto en el océano	2,8	
Carbono en los suelos (incluidas calcretas)	0,3	
CO ₂ atmosférico	0,06	
Biosfera continental	0,05	
Biosfera marina	0,0005	
Enterramiento de carbono orgánico en sedimentos		5
Toma de CO ₂ por meteorización de silicatos		7
Aporte de CO ₂ por desgasificación volcánica		3-9

temporal. Aunque este ciclo es hoy analizado “en tiempo real”, también es aplicable a tiempos pasados, siempre que nos movamos en escalas temporales breves.

La segunda visión del ciclo del carbono está referida a escalas de millones o decenas de millones de años, y recoge mecanismos de intercambio lentos pero inexorables, que a la larga pueden resultar determinantes en la historia climática y ambiental de la Tierra (Figura 2). Esos se refieren fundamentalmente a la transferencia de carbono entre la litosfera y el “sistema superficial” (que agrupa la atmósfera, los océanos, la biosfera y los suelos). Dada la baja capacidad de almacenamiento de estos subsistemas (en su conjunto $4,2 \cdot 10^{18}$ mol C, en los océanos en su mayor parte), los flujos netos entre ellos a escalas de millones de años son muy poco importantes (Berner, 1999).

Entre estas dos visiones extremas del ciclo del carbono encontramos situaciones intermedias, en las que tanto procesos de largo como de corto plazo pueden intervenir simultáneamente en el ciclo del carbono. En el registro geológico esas situaciones son frecuentes en escalas temporales de decenas a cientos de miles de años. Buenos ejemplos son los periodos hipertermales del Fanerozoico o las glaciaciones del Cuaternario, a los que nos referiremos más adelante. Para esas situaciones tendremos que buscar nuevos “ciclos” que sean capaces de recoger los procesos y los flujos efectivos del carbono: serán los ciclos del carbono de medio plazo (o de mesoescala).

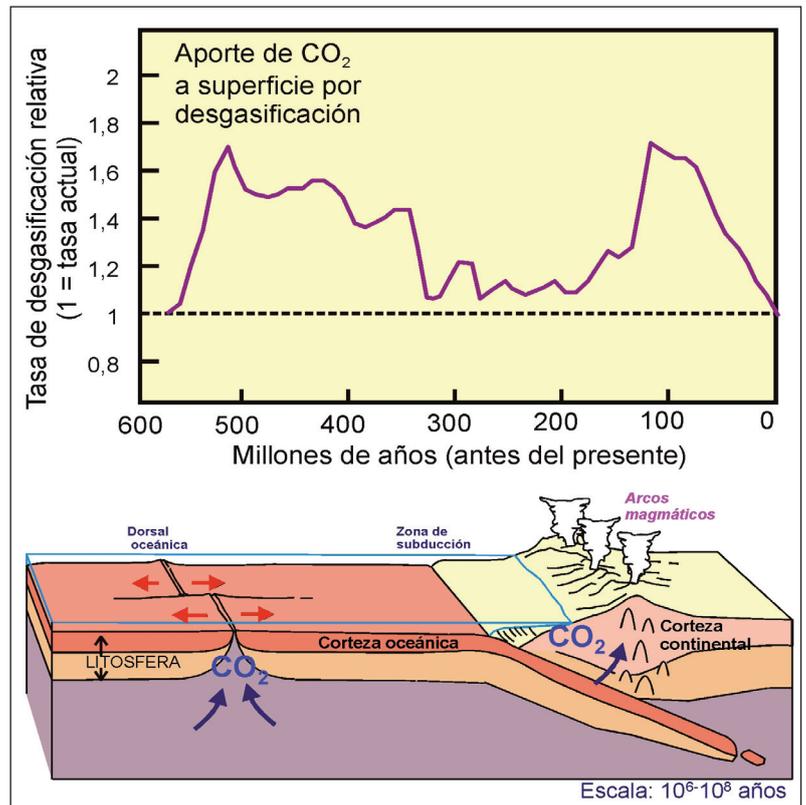
CICLO DEL CARBONO DE LARGO PLAZO

Describimos a continuación los mecanismos fundamentales que controlan los intercambios de carbono en el ciclo de largo plazo entre la litosfera y el “sistema superficial” que engloba biosfera, rizofera, océanos y atmósfera.

Fuente de CO₂: desgasificación litosférica

Constituye la principal transferencia de carbono desde el interior de la Tierra hacia el sistema superficial (Figura 3). Los gases de origen volcánico están formados esencialmente por H₂O y CO₂ (además de SO₂, H₂, CO, S₂, O₂, N₂ y otros compuestos minoritarios), y constituyen la principal fuente de CO₂ atmosférico a escala de millones de años.

La actividad volcánica global, que se concentra en los límites de las placas, varía en intensidad a lo largo del tiempo y, con ello, también el proceso de desgasificación. Así, las épocas geológicas dominadas por los procesos de congregación continental y formación de supercontinentes están caracterizadas por una menor actividad volcánica; es el caso del Cenozoico y del Paleozoico superior. Por el contrario, en los intervalos dominados por la disgregación continental, los procesos de *rifting*, elevadas



tasas de acreción oceánica, y el vulcanismo global (y la inyección de carbono a la atmósfera y los océanos) van a ser muy intensos; es el caso del inicio del Paleozoico y también del inicio y de gran parte del Mesozoico, cuando las tasas de acreción oceánica eran en promedio un 50% más rápidas que en el mundo actual (Rudimann, 2001).

Además de la asociada al vulcanismo, tenemos desgasificación relacionada con metamorfismo (y diagénesis profunda) de rocas sedimentarias. Así, los carbonatos sedimentarios pueden descomponerse térmicamente durante su enterramiento, lo que redundaría en la liberación de gases carbonosos.

Sumidero de CO₂: meteorización de silicatos

Se trata de un proceso complejo por el cual se transfiere, de forma muy lenta pero efectiva, CO₂ desde la atmósfera y los suelos hacia la litosfera (Ruddiman y Kutzbach, 1991). Los silicatos no tienen carbono y no forman parte de ningún reservorio dentro del ciclo, pero contienen calcio y otros iones que si se liberan pueden combinarse con CO₂ del almacén de superficie para generar calizas u otros carbonatos de origen sedimentario.

En el proceso intervienen múltiples mecanismos (Figura 4): 1) El agua de lluvia disuelve CO₂ atmosférico y edáfico (en forma de ácido carbónico H₂CO₃); 2) Esa agua meteórica rica en H₂CO₃ interacciona en superficie con rocas ricas en silicatos (por ejemplo, una roca magmática con feldespatos cálcicos), produciendo su alteración química (meteorización); 3) Fruto de esa alteración el mineral original es destruido y se genera otro mineral más estable en las condiciones de super-

Fig. 3. Estimación de los aportes de CO₂ hacia el sistema superficial procedentes de la desgasificación magmática. Gráfica basada en Berner (1991).

ficie (minerales de la arcilla, sílice...) y un agua residual con iones bicarbonato HCO_3^- ; 4) El agua residual drena hacia el océano donde el bicarbonato se combina con el calcio para dar lugar a carbonatos (este proceso puede ser biológicamente inducido, como en las conchas de los moluscos) y éstos a su vez a sedimentos carbonáticos; 5) Con el enterramiento de esos sedimentos, el carbono es finalmente retirado hacia la litosfera, que funciona como sumidero. Este complejo proceso, de vital importancia en el ciclo del carbono a escalas de millones de años, funciona con diferente intensidad según la época geológica considerada. Distintos factores favorecen una mayor meteorización (y retirada de CO_2 atmosférico) a escala global. Entre ellos: 1) Mayor extensión de las áreas emergidas, sobre todo en latitudes medias y bajas; 2) Mayor afloramiento de rocas silíceas (y sobre todo de origen volcánico, más ricas en feldespatos cálcicos); 3) Mayor relieve topográfico (cadenas orogénicas); 4) Tipo y desarrollo de la cobertera vegetal sobre los continentes (actividad radicular); 5) Elevada concentración de CO_2 en la atmósfera, que favorece la meteorización al acidificar las aguas meteóricas y contribuye al crecimiento vegetal; y 6) Clima globalmente cálido y húmedo (alta temperatura y precipitación aceleran la alteración mineral).

De todos estos mecanismos destaca el papel de las plantas superiores a través de su actividad radicular (Berner, 1997; Beerling y Berner, 2005). Las plantas aceleran la retirada de CO_2 durante la meteorización a través de varios mecanismos como

la secreción de ácidos orgánicos por las raíces y la microflora simbiótica asociada, la recirculación de agua por transpiración y la retención del suelo por parte de las raíces frente a una erosión demasiado rápida.

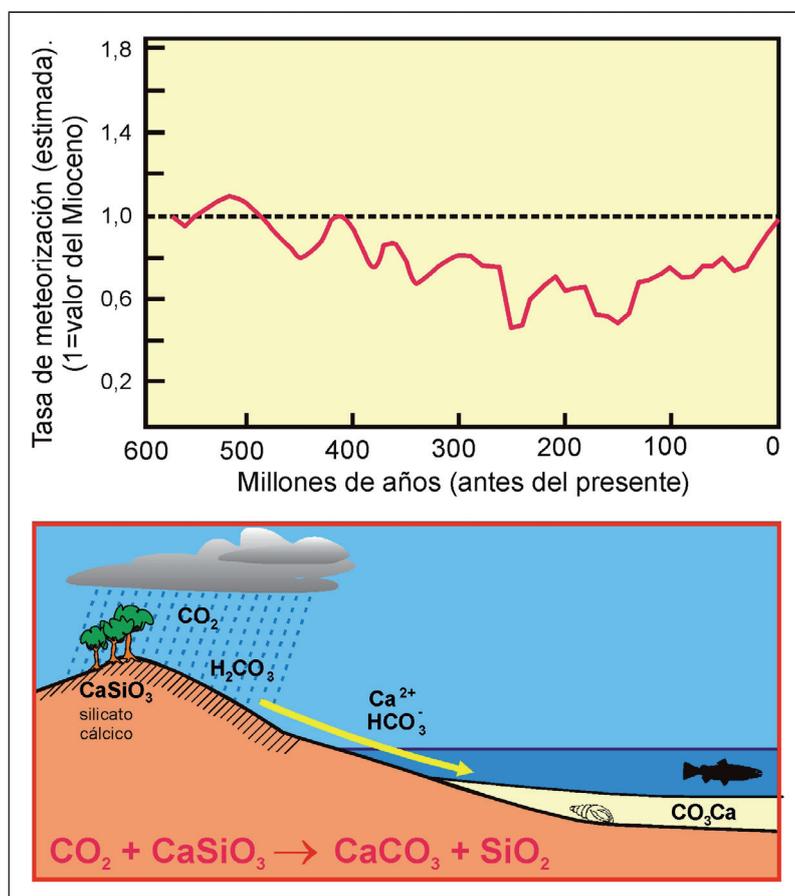
Los grandes eventos evolutivos del mundo vegetal durante el Fanerozoico han sido decisivos en la evolución del CO_2 atmosférico (por su influencia en la meteorización de los silicatos). La expansión de las plantas vasculares por los continentes, que se inicia en el Silúrico, aceleró el proceso de meteorización y retirada de CO_2 , y fue clave en los cambios que acaecieron al final del Devónico (Berner, 1999; Taylor, 2008). Del mismo modo, la aparición y el posterior dominio de las angiospermas en el Cretácico medio debió de suponer una nueva estimulación del proceso (Volk, 1989), aunque éste es muy complejo de cuantificar.

La meteorización de los silicatos puede haber sido muy efectiva, a escala geológica, en la regulación del CO_2 atmosférico, del efecto invernadero y de la temperatura global. En épocas de calentamiento global y elevada concentración de CO_2 en la atmósfera, la actividad vegetal terrestre aumenta, la meteorización se incrementa, y con ella la retirada del CO_2 , interviniendo en la mitigación del clima.

Berner (1999) propone otros procesos de realimentación negativa inducidos por el proceso regulador descrito. Así, una meteorización intensa no solo aporta más carbono a los océanos como se ha comentado, sino que también incrementa el flujo de otros elementos, como fósforo y hierro. Y la llegada de éstos a las aguas oceánicas determina una fertilización del fitoplancton en su superficie. Una productividad primaria elevada y persistente en el tiempo induce a su vez una mayor decantación, sedimentación y enterramiento de la materia orgánica y, con ello, un mayor flujo de carbono desde el sistema superficial hacia la litosfera.

Puede resultar chocante la importancia que se le da en el ciclo del carbono a gran escala a la alteración de los silicatos como sumidero del CO_2 atmosférico, frente a la meteorización de otras rocas como los carbonatos, también muy abundantes. Lo cierto es que durante el Fanerozoico y siempre considerando escalas de millones de años, la aportación de la meteorización de los carbonatos al ciclo del carbono es, en su conjunto, pequeña. A diferencia de los silicatos, los carbonatos tienen un origen esencialmente exógeno y poseen carbono como componente químico mayoritario (por eso ya forman parte del ciclo, no así los silicatos). La disolución del carbonato por las aguas meteóricas cargadas de CO_2 atmosférico y edáfico libera momentáneamente nuevo carbono (e iones bicarbonato) al agua meteórica, pero estos derivan finalmente en la precipitación de nuevos carbonatos en las cuencas sedimentarias, sin que haya una ganancia o pérdida neta de carbono por el sistema superficial en el conjunto del proceso.

Fig. 4. Estimación de la tasa de meteorización a lo largo del Fanerozoico (según Berner y Kothavala, 2001) y gráfico ilustrando el proceso por el cual, a través de la meteorización de los silicatos, se retira a escala de millones de años de forma muy efectiva el CO_2 atmosférico.



Sumidero de CO₂: “fotosíntesis geológica”

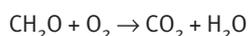
La retirada de CO₂ desde la atmósfera a través de la fotosíntesis es un proceso que tiene mucha relevancia en el ciclo del carbono a corto plazo (hoy se habla de plantaciones extensivas de árboles o de la fertilización de los océanos como medidas paliativas del incremento actual del CO₂ atmosférico), pero que carece en sí misma de importancia en el ciclo de largo plazo, a no ser que ese proceso entre la atmósfera y la biosfera esté acompañado de una retirada efectiva de masa biológica a través de la sedimentación y el enterramiento (Figura 5). Este proceso se da tanto en zonas continentales (con acumulación sedimentaria en lagos y zonas pantanosas) como en zonas marinas (fundamentalmente en deltas y en las zonas externas de la plataforma continental), y ha sido bautizado por algunos autores como fotosíntesis “neta” o “geológica”.

Lógicamente, el flujo de carbono que es retirado de la atmósfera a través del sumidero de la “fotosíntesis geológica” ha sido muy variable a lo largo del Fanerozoico. La colonización de las tierras emergidas por plantas superiores en el Paleozoico superior, por ejemplo, determinó un flujo masivo de carbono orgánico hacia la litosfera durante el Carbonífero, quizá el mayor de toda la historia de la Tierra. De forma similar, una parte del Mesozoico (fundamentalmente el Cretácico) también estuvo caracterizada por una retirada muy importante de carbono, que se acumuló en cuencas oceánicas con fondos anóxicos y en vastos humedales continentales. En la actualidad, la mayor parte de los combustibles fósiles que utilizamos (carbón, gas, petróleo) tienen su origen en la biomasa de esas épocas, un carbono que lentamente fue retirado de la atmósfera y que ahora le está siendo devuelto de forma masiva y acelerada por la actividad humana.

La fotosíntesis geológica tiene una segunda consecuencia vital para el sistema Tierra. Mientras que la materia orgánica es enterrada, el producto de desecho de la fotosíntesis, el oxígeno, permanece en la atmósfera. Esto hace que nuestro aire esté oxigenado: al mismo tiempo que la litosfera ha acumulado CO₂ a través de la “fotosíntesis geológica”, la atmósfera ha ganado en oxígeno. En este sentido, a lo largo del Fanerozoico la mayor concentración de oxígeno en la atmósfera ha tenido lugar coincidiendo con los periodos de mayor retirada de CO₂ (p.ej.: Berner, 2009).

Fuente de CO₂ por “respiración geológica”

El proceso natural de exhumación y erosión de las rocas sedimentarias ricas en materia orgánica a través del ciclo geológico determina un mecanismo contrario al descrito anteriormente. La exposición de la materia orgánica fósil a un medio oxidante provoca su oxidación y la consiguiente devolución de CO₂ a la atmósfera:

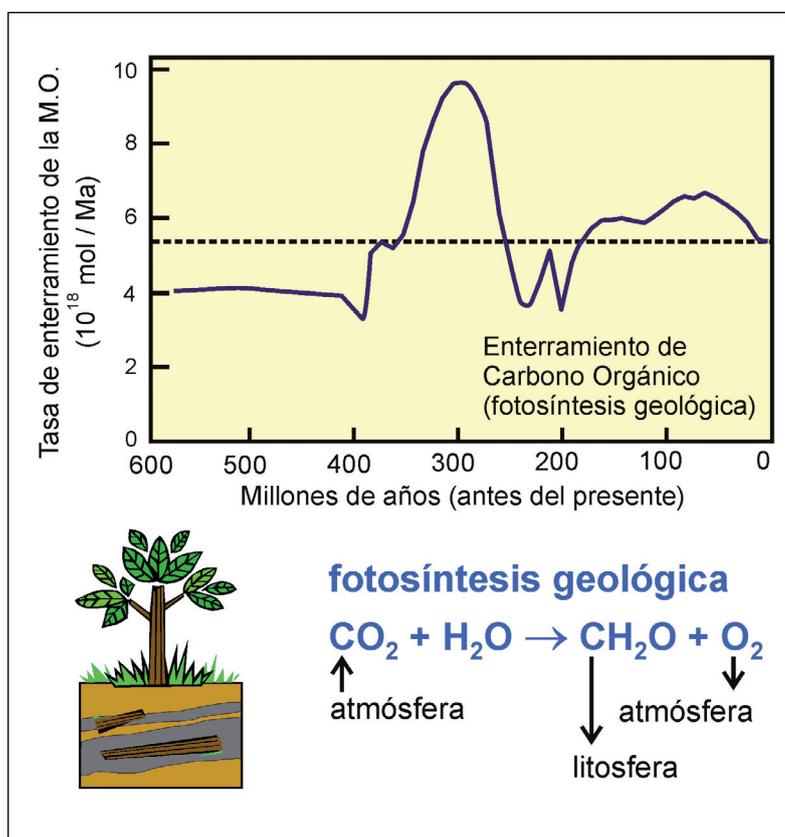


Este proceso, en el que la litosfera funciona como fuente de CO₂, se conoce con frecuencia como “respiración geológica”. Estimar la intensidad de este proceso a lo largo del Fanerozoico es otro factor importante para entender la variación del CO₂ atmosférico. Podríamos pensar que una mayor concentración de oxígeno en el aire podría conducir a una mayor tasa de oxidación de la materia orgánica expuesta en superficie. Sin embargo, ese proceso es muy rápido y la proporción de oxígeno en la atmósfera es, incluso en las épocas menos oxigenadas, más que suficiente para producirlo (Bolton *et al.*, 2006). Por ello, la mayor o menor tasa de la “respiración geológica” va a estar controlada por la cantidad de materia orgánica expuesta y por las tasas globales de erosión. Cuanto más rápida sea la denudación, más cantidad de materia orgánica será oxidada y mayor será el flujo de CO₂ devuelto a la atmósfera.

CO₂ Y CLIMA DURANTE EL FANEROZOICO

Los datos procedentes de los indicadores geológicos y los resultados de los modelos permiten avanzar en la reconstrucción de la concentración del CO₂ atmosférico a lo largo de los últimos 560 millones de años. Se trata de una labor ardua, a la que le queda mucho camino por recorrer. Los resultados de los indicadores geológicos son todavía muy escasos e imprecisos, y los modelos pierden resolución cuando nos alejamos en el tiempo. Hay muchos factores de los expuestos anteriormente que son muy difíciles de estimar para el Paleozoico, como la tasa de desgasifi-

Fig. 5. Estimación de las tasas de enterramiento de carbono orgánico a través de las cuencas sedimentarias, proceso que se conoce con el nombre de “fotosíntesis geológica”. Basado en Berner, 1987).



cación. Y otros, como el papel del metamorfismo, son esencialmente desconocidos para cualquier época geológica. Por esos motivos, los resultados que se exponen aquí no deben nunca separarse de las limitaciones de los métodos que los generan.

La Figura 6 incluye resultados de dos modelos del ciclo del carbono (GEOCARB-III y GEOCARBSULF), ambos diseñados por Robert Berner y su equipo de la universidad de Yale (Berner y Kothavala, 2001; Berner, 2006). La figura muestra también dos curvas de variación en el CO₂ atmosférico basadas en la integración de indicadores geológicos, fundamentalmente paleosuelos y restos vegetales fósiles (Royer *et al.* 2004; Royer, 2006). A pesar de las diferencias apreciables entre las curvas, se reconocen unas pautas comunes, presentes en todas ellas. Esas pautas muestran valores de CO₂ atmosférico muy elevados para el Paleozoico Inferior (hasta 20-25 veces la concentración actual), una importante caída durante el

Devónico, que se prolonga durante Carbonífero y Pérmico (con concentraciones de CO₂ muy bajas, similares a las del Cuaternario), de nuevo valores elevados durante el Mesozoico (aunque siempre más moderados que los del Paleozoico Inferior), y finalmente un descenso gradual que se inicia en el Jurásico (hace 170 Ma) y que se prolonga hasta la época actual, caracterizada por valores muy bajos.

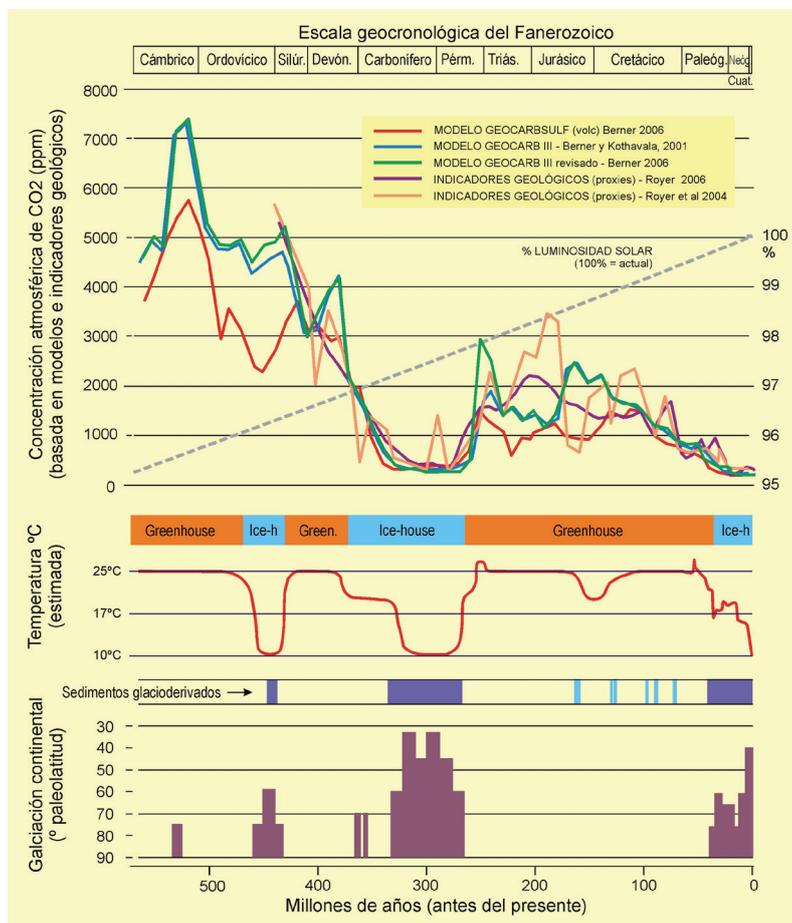
Comparando esta curva con las de las Figuras 4, 5 y 6, apreciamos la sensibilidad de la concentración atmosférica de CO₂ a los cambios en la desgasificación volcánica, la meteorización de los silicatos y la fotosíntesis geológica. La buena correlación entre indicadores y modelos, señala que las estimaciones van por buen camino.

Así, durante el inicio del Fanerozoico (hace unos 500 millones de años), en pleno proceso de disgregación continental del supercontinente del Proterozoico superior, la desgasificación volcánica debió de ser intensa, y el sistema climático poco eficaz en su tamponamiento, con los sumideros de CO₂ asociados a la meteorización de silicatos y el enterramiento de materia orgánica poco activos (dada la inexistencia de cobertera vegetal). Todos los resultados revelan altísimas concentraciones de CO₂ en la atmósfera para esa época, si bien el modelo GEOCARBSULF otorga valores más moderados. Esto es debido a la incorporación en ese modelo de un parámetro que diferencia la meteorización de las rocas volcánicas: éstas fueron posiblemente muy abundantes en aquella época y su mayor alterabilidad en superficie y riqueza en silicatos con calcio y magnesio, pudo determinar un sumidero de CO₂ más efectivo a través de la meteorización (Berner, 2006).

A partir del Devónico, el proceso de desgasificación se ralentiza a escala global, en concordancia con el nuevo marco geodinámico que conduciría a la convergencia de los continentes y a la formación de Pangea. Además, a ese proceso se le iba a unir otro, de tipo biológico, que ejercería a partir de entonces un control fundamental en el ciclo del carbono: se trata de la expansión de las plantas vasculares por las tierras emergidas. Aquella vegetación iba a intervenir en los flujos de carbono de una doble forma: favoreciendo los procesos de meteorización (a través de la actividad radicular) e incrementando la "fotosíntesis geológica" (mediante enterramiento de grandes masas de materia vegetal continental).

Para el final del Paleozoico, tanto los modelos como los indicadores geológicos postulan un rápido incremento en el CO₂ atmosférico (Berner, 2005), unido a fuertes inestabilidades en el ciclo del carbono (Montañez *et al.*, 2008). Ese incremento se asocia a un vulcanismo continental intensificado, que provocó drásticos cambios ambientales en océanos y continentes (y que debió de ser decisivo en la gran extinción biológica del final del Pérmico). La destrucción generalizada de los bosques paleozoicos (y su reemplazamiento por vegetación herbácea)

Fig. 6. Las gráficas permiten comparar las concentraciones inferidas de CO₂ atmosférico para el conjunto del Fanerozoico (últimos 560 millones de años) y la evolución climática. Los datos de concentraciones atmosféricas de CO₂ proceden tanto de modelos geoquímicos como de indicadores geológicos (Berner y Kothavala, 2001; Royer *et al.*, 2004; Berner, 2006; Royer, 2006). Se puede apreciar una buena correspondencia entre las diferentes curvas lo que indicaría la solidez de los resultados. A título informativo, se incluye también la curva de la evolución de la luminosidad del Sol para el Fanerozoico (Gough, 1981). Obsérvese como la luminosidad del Sol crece de forma casi lineal al mismo tiempo que los niveles de CO₂ atmosférico descienden de forma neta desde el comienzo del Paleozoico hasta la actualidad. Los datos sobre las épocas climáticas están basados fundamentalmente en Scotese (2008), Royer *et al.* (2004) y Cronin (2010).



debió de inducir una apreciable reducción de los procesos de enterramiento de la materia orgánica y de meteorización de los silicatos. El clima árido del interior de Pangea, la escasez de humedales donde acumular materia orgánica, y un vulcanismo persistente que anunciaba la nueva etapa de disgregación continental, contribuyeron al advenimiento de una nueva época.

Durante el Mesozoico los niveles atmosféricos de CO₂ fueron elevados, multiplicando por cinco la concentración actual de promedio, aunque fluctuaron de manera notable. Hay que reseñar que modelos e indicadores no concuerdan ni en la frecuencia ni en la amplitud de esos cambios. Es posible que los valores más elevados se alcanzasen en el Jurásico y que, a partir de ese máximo, se iniciase una lenta pero inexorable disminución del CO₂ atmosférico hasta nuestros días.

Durante la segunda mitad del Mesozoico, se aceleró el enterramiento de materia orgánica, tanto en las cuencas marinas, donde se acumulaba en las plataformas continentales (de manera muy intensa durante algunos episodios caracterizados por anoxia generalizada en los fondos marinos; ver más adelante en este trabajo), como en los continentes, donde los bosques habían recuperado su esplendor y existían grandes cuencas interiores. Además, las plantas angiospermas fueron dominantes sobre las gimnospermas a partir del Cretácico medio, lo que pudo inducir una aceleración en el proceso global de meteorización.

Ya en el Cenozoico, el paulatino desarrollo de la cadena orogénica alpino-himalaya (en latitudes bajas y medias), del cinturón andino y de otros arcos volcánicos, favoreció la meteorización a escala global. Al mismo tiempo, la tasa de acreción oceánica y de vulcanismo continental iba disminuyendo, con la consiguiente reducción en la inyección de CO₂ por desgasificación magmática. El descenso generalizado del CO₂ atmosférico, favorecido por la suma de esos procesos, desembocó finalmente en los mínimos niveles del Neógeno y Cuaternario.

Cabe reseñar que en épocas muy propicias para la retirada de CO₂ atmosférico, como el Neógeno-Cuaternario, debe existir un mecanismo regulador que evita que el CO₂ caiga por debajo de un umbral (unas 200 ppmv), lo que impediría el normal desarrollo biológico. Pagani *et al.* (2009) sugieren que este tampón del CO₂ puede encontrarse en las propias plantas superiores, que bajo condiciones de escasez de CO₂, aun con climas cálidos, reducen drásticamente su actividad, frenando así el proceso de meteorización y ralentizando el flujo de CO₂ atmosférico hacia la litosfera.

¿Relación entre el CO₂ y los cambios climáticos?

En las últimas dos décadas se ha avanzado de forma notable en el conocimiento de la historia ambiental de la Tierra (Crowley y North, 1990; Frakes

et al., 1992; Martín-Chivelet, 1999; Rudimann, 2001; Cronin, 2010). Esto permite tener un patrón de variabilidad climática de gran escala temporal con el que comparar los cambios en el CO₂ atmosférico inferidos a partir de los indicadores y los modelos para el Fanerozoico. Esta comparación clima-CO₂ tiene como objetivo analizar la influencia real de los cambios en el CO₂ en el efecto invernadero y en el clima de la Tierra.

La historia de la Tierra ha estado marcada, a escalas temporales de decenas de millones de años, por la alternancia de episodios de glaciación continental (periodos de *ice-house*) con otros en los que el hielo glacial era mínimo o inexistente incluso sobre los polos (periodos de *greenhouse*). En estos periodos más cálidos la temperatura de las zonas polares y los océanos fue extraordinariamente elevada: durante el Mesozoico, por ejemplo, grandes dinosaurios poblaban las latitudes continentales más altas (como Alaska) y la temperatura de las aguas oceánicas profundas se aproximaba a los 15°C de media, muy por encima de la actual, de sólo unos pocos grados centígrados.

La Figura 6 compara la evolución del CO₂ atmosférico, que ya hemos analizado, con algunos parámetros que definen las grandes etapas climáticas de la Tierra, como es la presencia de casquetes de hielo sobre las latitudes más altas y su mayor o menor extensión hacia latitudes medias, o la existencia de sedimentos glacioderivados (relacionados indirectamente con glaciares; un ejemplo serían depósitos marinos profundos con bloques de roca cuyo origen se asocia al desplazamiento y fusión de los icebergs en la superficie oceánica). La figura también incluye una estimación de la evolución de las temperaturas medias planetarias, adaptada con ciertas modificaciones de Scotese (2008). Esta estimación, aunque muy laxa y carente de detalles, permite sin embargo comentar un aspecto fundamental sobre la historia climática: las temperaturas de la superficie terrestre han variado a escalas de millones de años definiendo diferentes épocas climáticas, pero lo han hecho siempre dentro de unos márgenes estrechos, en el rango de aproximadamente $\pm 7,5$ °C con respecto a un promedio general.

La comparación clima-CO₂ durante el Fanerozoico revela una buena correspondencia entre las etapas de *greenhouse* y las de mayores niveles de CO₂. Cabe mencionar, por ejemplo, el calentamiento que experimenta el sistema al final del Paleozoico (Pérmico), uno de los cambios climáticos más drásticos de todo el Fanerozoico, que mimetiza el ascenso de los niveles atmosféricos de CO₂, desde 200-300 ppmv (similares a los valores preindustriales) hasta 2000 ppmv. Aunque otros factores del sistema Tierra favorecieron también el calentamiento del Pérmico, es fácil extraer conclusiones y extrapolarlas a la situación actual de cambio climático e incremento en el CO₂ atmosférico.

Esa correspondencia general entre CO₂ atmosférico y grandes etapas climáticas redonda en el papel fundamental de ese gas de efecto invernadero en la evolución climática de la Tierra. Sin embargo, esa historia climática está salpicada por algunas excepciones y anomalías, que desde luego deben de ser consideradas. Entre ellas:

– “*El CO₂ atmosférico varía mucho, pero las temperaturas no tanto*”: Las temperaturas medias globales para los periodos más cálidos del Paleozoico inferior y del Mesozoico no debieron de diferir demasiado. Sin embargo, los modelos postulan unos niveles de CO₂ en la atmósfera paleozoica que cuadruplican a los de la atmósfera mesozoica. En respuesta a esta aparente anomalía, cabe señalar: 1) que el sistema es especialmente sensible a los cambios en el CO₂ atmosférico cuando estos se producen en una atmósfera pobre en CO₂ (la sensibilidad se reduce cuando las concentraciones son muy altas); y 2) que la radiación solar durante el Paleozoico fue netamente inferior a la del Mesozoico, de acuerdo a la evolución esperable del Sol como estrella, lo que determina un factor que compensa el forzamiento radiativo de una menor concentración de CO₂ en esta segunda época.

– “*Las temperaturas varían notablemente, pero el CO₂ no tanto*”: Es el caso del Cenozoico superior. La atmósfera parece haber alcanzado niveles muy bajos de CO₂ bastante antes de la fase más reciente de glaciación en el Hemisferio Norte (los últimos 3 millones de años). En relación a esta “anomalía” cabe señalar que los cambios en la circulación oceánica asociados a aspectos geológicos como la unión de las dos Américas a través del istmo de Panamá debieron de determinar una merma en el transporte oceánico latitudinal de energía y favorecieron el desarrollo del casquete polar sobre Groenlandia.

– “*Algunas glaciaciones se producen en etapas muy ricas en CO₂*”: Durante el Paleozoico inferior, en el seno de una etapa caracterizada por muy elevados niveles de CO₂ en la atmósfera y dominada en su conjunto por condiciones climáticas de *greenhouse* encontramos sin embargo el desarrollo de, al menos, una gran glaciación, que tiene lugar durante parte del Ordovícico y del Silúrico. En relación a esta aparente paradoja cabe argumentar: esa glaciación se vio favorecida por la posición muy meridional de la masa continental de Gondwana. Esta circunstancia y la proximidad del océano generaron las condiciones térmicas y de precipitación adecuadas para la acumulación de hielo. Cuando el hielo perduró en el tiempo, el albedo regional aumentó, provocando una realimentación hacia el enfriamiento y con ello, un ambiente propicio para el crecimiento glaciario.

Así, aunque los cambios climáticos del Fanerozoico pueden en general relacionarse con cambios en el CO₂ atmosférico (Beerling, 2004), existen intervalos temporales en los que otros factores de forzamiento son más importantes y controlan el clima y su varia-

bilidad a escalas de millones de años. Los cambios climáticos globales vienen determinados, además de por cambios en el efecto invernadero, por: *a)* cambios en la energía emitida por el sol; *b)* cambios en el albedo planetario (controlados por la disposición de los continentes, la presencia de casquetes polares, la cobertura de nubes, etc.); *c)* cambios en la órbita terrestre capaces de modificar la distribución espacio-temporal de la radiación solar sobre la Tierra; *d)* cambios en el transporte energético ecuador – polos, fundamentalmente a través de la circulación oceánica, controlada a su vez por la disposición de los continentes y la tectónica de placas; y *e)* cambios paleogeográficos asociados a la deriva continental, que modifican el gradiente térmico latitudinal y modifican los patrones climáticos regionales. Todos estos factores, aunque aquí mencionados separadamente, muestran fuertes vínculos entre sí y desencadenan fuertes realimentaciones en el sistema.

CICLOS DEL CARBONO A MESOESCALA

Los ciclos del carbono de escalas intermedias están hoy aún pobremente comprendidos, resultando fundamental el progreso en su caracterización. Involucran procesos que operan a escalas temporales de miles a decenas de miles de años. Esto implica que incluyen factores que se contemplan habitualmente en el ciclo de largo plazo (como la desgasificación volcánica o el enterramiento de la materia orgánica), otros que son propios del ciclo de corto plazo (como los intercambios de carbono entre la biosfera, la atmósfera y los océanos), y otros que les son propios y exclusivos, por operar a escalas temporales demasiado alejadas de los extremos. Estos nuevos ciclos de mesoescala permiten conocer algunos de los episodios climáticos más extraordinarios de la historia de la Tierra, como son los eventos hipertermales y las glaciaciones del Cuaternario.

Los hipertermales

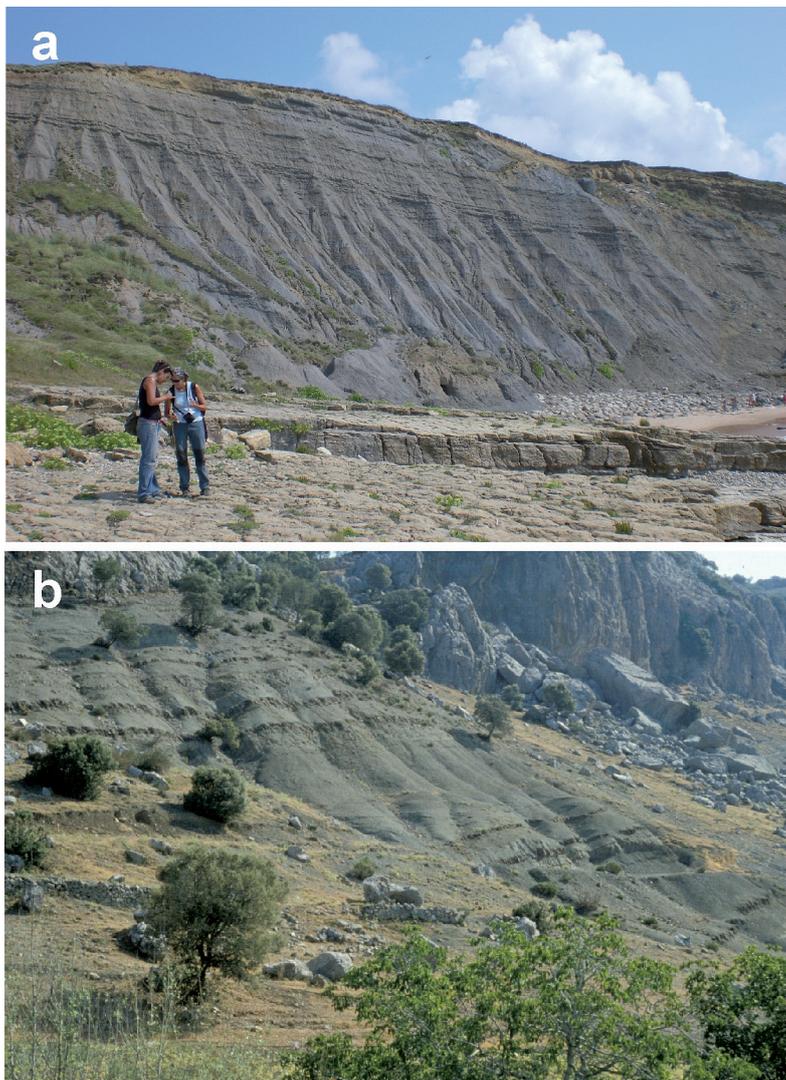
Reciben este nombre periodos relativamente cortos de tiempo (usualmente de decenas a cientos de miles de años) caracterizados por unas temperaturas globales extraordinariamente altas (3-7°C por encima de la época en la cual se producen) y por un bajo gradiente climático entre el ecuador y los polos. Su desarrollo se produce generalmente en el seno de intervalos de *greenhouse*, en decir, de intervalos ya de por sí cálidos y caracterizados por la ausencia de casquetes polares. Asociados a estos hipertermales aparecen fuertes anomalías en el sistema Tierra, como la baja oxigenación (o incluso anoxia) en las aguas oceánicas, e importantes perturbaciones en la biosfera, incluyendo grandes extinciones en masa (y los posteriores periodos de recuperación biológica). Entre los hipertermales cabe destacar algunos eventos del Paleozoico inferior, el límite Pér-

mico-Triásico, el límite Triásico-Jurásico, los eventos anóxicos oceánicos que salpicaron los periodos Jurásico y Cretácico, el máximo térmico del Paleoceno-Eoceno, y otros máximos térmicos del Cenozoico.

A pesar de que cada uno de esos eventos presenta unas características propias, hay algunas pautas que se repiten en todos ellos, y que definen el comportamiento del ciclo del carbono. En concreto las características comunes serían: 1) abrupto incremento del CO₂ atmosférico; 2) elevación de las temperaturas globales; 3) acidificación de las aguas oceánicas y, eventualmente, anoxia oceánica; 4) crisis biológica; y 5) rápida recuperación post-evento de las condiciones originales.

El súbito incremento del CO₂ atmosférico puede tener diferentes orígenes, tales como una importante actividad volcánica (Bice y Norris, 2002; Mehay *et al.*, 2009); una aceleración en la subducción de carbonatos (Wilson *et al.*, 2002); un calentamiento de grandes depósitos de carbón en zonas de fuerte actividad ígnea (Beerling y Brentnall, 2007); la liberación de metano atrapado en los fondos marinos en forma de clatratos (Kemp *et al.*, 2005); o varios de estos procesos actuando simultáneamente. Las estimaciones de entrada de CO₂ en la atmósfera-oceano para algunos de estos hipertermales son de miles de petagramos (1 Pg = 10¹⁵ g) de carbono en unos pocos miles de años.

La elevación súbita del CO₂ atmosférico puede funcionar como disparador de cada episodio hipertermal. El mayor efecto invernadero induce un incremento en la temperatura global, la consiguiente aceleración del ciclo hidrológico, y la acidificación de las aguas oceánicas. A esas aguas oceánicas llegan abundantes nutrientes desde los continentes (a través de ríos muy activos y posible incremento en los incendios) y/o desde las profundidades oceánicas (a través de nuevas corrientes de *upwelling*). Las condiciones favorecen un cambio en la fertilidad del océano, con el crecimiento de organismos sin caparazón calcáreo (en detrimento del plancton calcáreo), y el descenso del nivel de oxigenación de las aguas. En muchos casos, como los eventos anóxicos del Jurásico y Cretácico, la anoxia es generalizada en las aguas oceánicas y permite que en sus fondos se preserve materia orgánica sin oxidar. Los restos de esos organismos son así acumulados en el fondo de forma masiva, dando lugar a sedimentos muy ricos en materia orgánica (Figura 7). Finalmente, esta acumulación supone una retirada muy efectiva de CO₂ del sistema a través del enterramiento, permitiendo que el sistema recupere las condiciones climáticas de equilibrio anteriores al evento. En esta recuperación interviene también la aceleración de la meteorización (de silicatos y también de carbonatos) en los continentes y el drenaje de iones al océano, así como la disolución de carbonatos en los fondos oceánicos, ambos encaminados a tamponar el proceso de acidificación.



Irónicamente, esas enormes acumulaciones de materia orgánica en los fondos oceánicos dan lugar a las formaciones sedimentarias que constituyen la roca madre de una gran parte de los yacimientos de petróleo que hoy se explotan en el mundo. El CO₂ retirado de la atmósfera de forma “urgente” durante los hipertermales es hoy devuelto a la atmósfera y los océanos, también de forma muy rápida, a través de la quema de los derivados de ese petróleo.

Las glaciaciones del Cuaternario

La época más reciente de la historia de la Tierra, el Cuaternario (últimos 2,6 Ma), ha estado definida por un intenso *ice-house*, caracterizado por casquetes de hielo en ambos polos (glaciación bi-polar) y por un gradiente térmico entre ecuador y polos bastante elevado. En el marco de esa etapa netamente fría existieron sin embargo intervalos algo más cálidos, de corta duración (miles a decenas de miles de años), durante los cuales los casquetes polares se retrajeron y el gradiente térmico se debilitó. A nosotros nos ha tocado vivir en uno de esos intervalos (el Holoceno) que perdura desde hace unos 10.000 años, y en el cual se enmarca nuestra historia como

Fig. 7. Fotos de campo que recogen dos afloramientos en España de capas sedimentarias marinas ricas en materia orgánica generadas durante un evento hipertermal del Cretácico (OAE-1a, Aptiense inferior, Cretácico). a) Formación Patrocinio, en la costa cantábrica, cerca de Cuchía (Cortesía de María Najarro); b) Formación Carbonero, la Este de Valdepeñas de Jaén (Cortesía de Gines de Gea y José Manuel Castro). Información específica puede encontrarse en Najarro *et al.* (2010) y Gea *et al.* (2008).

civilización, desde los primeros agricultores hasta la sociedad actual.

La alternancia de los intervalos largos y fríos y los cortos y templados en el Cuaternario ha seguido unas pautas recurrentes en sintonía con los ciclos orbitales de precesión, oblicuidad y excentricidad. Estos ciclos tienen periodos de decenas de miles de años y determinan pequeños cambios en la radiación solar que recibe cada latitud en cada época del año. A pesar de esa sintonía, estos cambios en el balance radiativo son mínimos y, en todo caso, incapaces por sí mismos de explicar dichas alternancias climáticas, que se encuentran entre las más drásticas de la historia de la Tierra. Sólo un complejo patrón de realimentaciones, en el que interviene activamente el ciclo del carbono, puede explicarlas. Así, serían determinantes para el desarrollo de una glaciación: 1) el incremento del albedo producido por la expansión del hielo glaciar, las nubes más frías y estables y la mayor presencia de polvo en suspensión en la atmósfera; 2) la disminución del transporte de calor a través de la circulación oceánica, y 3) la disminución del efecto invernadero. Este último factor se conoce muy bien gracias a la información obtenida de los sondeos de hielo. Tal y como se indicaba en el apartado de aproximación metodológica, las burbujas de aire atrapadas en los estratos del hielo antártico permiten conocer los niveles atmosféricos de CO₂ (y metano) de los últimos cientos de miles de años. Y esos niveles revelan un extraordinario mimetismo con las temperaturas (Figura 8): máximas concentraciones de gases invernadero durante las etapas cálidas (interglaciales) y mínimas duran-

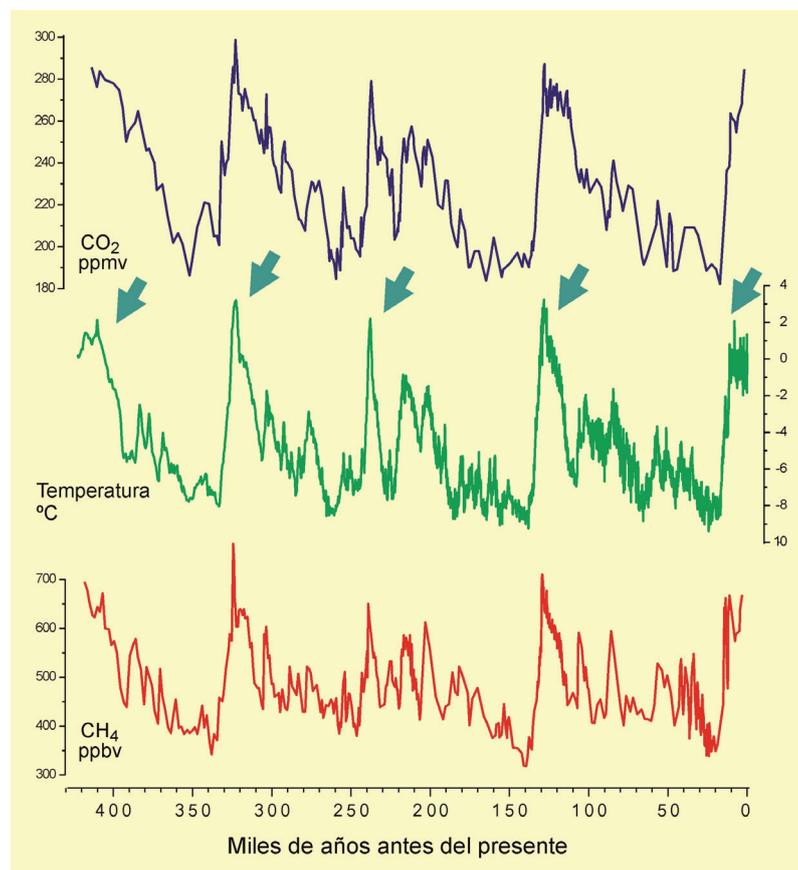
te las etapas frías (glaciales). En el caso del metano la disminución supera el 50%, lo que se relaciona con el escaso desarrollo en el mundo glacial de los humedales (principal emisor de este gas) y con lo activos que están los sumideros, tanto en el *permafrost* (suelo helado) como en los fondos marinos, en forma de clatratos. Para el CO₂ la reducción, que alcanza el 40%, es debida esencialmente al bombeo de carbono que se produce en los océanos. Durante las etapas glaciales, las aguas oceánicas, muy frías, son capaces de disolver gran cantidad de CO₂ y la productividad primaria oceánica es además en promedio muy elevada, gracias a la llegada de nutrientes desde las aguas profundas (a través del *upwelling*) y por el efecto fertilizante de algunos elementos, como el hierro, que llegan de forma masiva desde los desiertos continentales a través de los intensos vientos glaciales. La actividad biológica de la superficie oceánica retira así de forma muy efectiva CO₂ de la atmósfera hacia las profundidades marinas, manteniendo el efecto invernadero en valores muy bajos durante miles de años.

Fig. 8. Los registros del sondeo de hielo de Vostok (Antártica) muestran la concentración atmosférica de dióxido de carbono y metano a lo largo de los últimos 400.000 años. Estos se comparan con el registro de paleotemperaturas de la Antártida obtenido a partir de isótopos estables del hielo, en el que se reconocen cinco episodios interglaciales (marcados con flechas). Nótese la excelente correlación entre la concentración de los gases de efecto invernadero y las temperaturas. Basado en Petit et al. (1999).

IMPLICACIONES PARA EL CAMBIO CLIMÁTICO ACTUAL

La época más reciente (excluyendo los últimos 150 años) ha estado caracterizada por una interesante estabilidad en el ciclo del carbono, sin grandes variaciones en los flujos entre los distintos almacenes del ciclo de corto plazo. No es de extrañar que esos milenios hayan estado también definidos por una notable homogeneidad climática, la cual ha permitido e incentivado, entre otros procesos, el desarrollo de nuestra civilización. Esa estabilidad climática ha estado sin embargo modulada por pequeños cambios a escala de siglos que, por sus afinidades históricas, reciben nombres tales como Pequeña Edad de Hielo (siglos XVII a XIX), Mínimo Medieval (siglos XIV a XV), Máximo Térmico Medieval (siglos IX a XII), Periodo frío de las Edades Oscuras (siglos IV a VI), Óptimo Romano (siglos III a de C. a II d. de C), etc. (p.ej.: Martín-Chivelet *et al.*, en prensa). Los cambios térmicos e hidrológicos de esas épocas fueron pequeños, aunque su repercusión social en muchos casos fue grande. Su origen hay que buscarlo en fluctuaciones seculares de la actividad electromagnética del sol y de la circulación oceánica global. A partir del siglo XVIII (y muy especialmente del siglo XX) a esos mecanismos debemos añadirles la perturbación del ciclo del carbono que supone la actividad humana de la era moderna: talas a escala global, quema masiva de combustibles fósiles, y otros procesos industriales y sociales que inducen flujos acelerados de carbono hacia la atmósfera y el océano. Esta perturbación parece ser responsable de un calentamiento anómalo para los últimos milenios, que es el que ha tenido lugar en el siglo XX.

Dado que la escala temporal del cambio climático actual es muy pequeña, las perspectivas geoló-



gicas del ciclo del carbono deben ayudarnos a una mejor comprensión de esa perturbación actual y sus consecuencias. Algunos aspectos clave que se han mencionado a lo largo de este artículo son:

1.- A todas las escalas temporales geológicas, desde los cientos de millones de años hasta cientos o miles de años, el clima terrestre muestra una elevada sensibilidad a las variaciones en el CO₂ atmosférico. Parece poco probable que esta relación no sea extrapolable a la época actual y al futuro próximo, aunque sean escalas temporales mucho más cortas.

2.- La perturbación del ciclo del carbono por la acción humana, que deriva de la quema de combustibles fósiles (carbón, petróleo y gas), de la producción de cemento, y de la deforestación, puede analizarse desde la perspectiva geológica del ciclo del carbono. Así, la quema de combustibles fósiles conlleva una aceleración del proceso de meteorización (oxidación) de la materia orgánica sedimentaria, que es un componente fundamental del ciclo de carbono de largo término: el proceso natural de exhumación y oxidación de sedimentos ricos en materia orgánica se acelera exponencialmente con la extracción antrópica y su quema. De igual modo, la fabricación de cemento implica el proceso de decarbonatación de las rocas carbonáticas (como las calizas), en un proceso artificial análogo a la desgasificación por metamorfismo en el ciclo de largo término (otro mecanismo que incrementa el flujo de CO₂ a la atmósfera). Finalmente, la deforestación, que es análoga a la respiración terrestre, es una perturbación no recogida en el ciclo de largo término, pero sí en los de pequeña y media escala. La perturbación de la actividad humana en el ciclo del carbono y en el clima debe ser, por tanto, analizada desde una perspectiva amplia, que considere las diferentes escalas temporales y procesos asociados.

3.- La perturbación antrópica puede estar desencadenando nuevos flujos y mecanismos en el ciclo del carbono, comparables a los que caracterizan los ciclos de mesoescala, como serían la desestabilización del metano almacenado en forma de clatratos, la rápida acidificación de las aguas oceánicas y los cambios drásticos en la biosfera de los hipertermales. Estos eventos de temperaturas globales extremas y cambios dramáticos en la biosfera constituyen excelentes ejemplos de perturbaciones rápidas en el ciclo del carbono en el pasado, asociadas a inyecciones abruptas de CO₂ en la atmósfera-océano comparables en volumen e intensidad a la antropogénica actual.

4.- En breve tendremos que incluir en el ciclo del carbono no solo fuentes de CO₂ antrópicas, sino también sumideros de CO₂ artificiales, destinados a su captura y almacenamiento “geológicos”. Intentamos reproducir a marchas forzadas el ciclo que lentamente ha gobernado los flujos de carbono durante millones de años.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer al consejo de redacción de la revista Enseñanza de las Ciencias de la Tierra la invitación para publicar este artículo. Este trabajo surge en gran medida de la experiencia docente e investigadora entorno a los cambios climáticos del pasado a lo largo de los últimos 12 años. Mis compañeros del grupo “Paleoclimatología y Cambio Global” de la Universidad Complutense de Madrid y los alumnos de la asignatura “Registro Sedimentario y Cambio Climático” de la Licenciatura en Ciencias Geológicas deben considerarse coautores de este trabajo. (Contribución a los proyectos CGL2007-60618-BTE, del Ministerio de Ciencia e Innovación, y UJA-07-16-41, de la Universidad de Jaén).

BIBLIOGRAFÍA

- Barron, E.J. y Moore, G.T. (1994). *Climate Model Application in Paleoenvironmental Analysis, Society for Sedimentary Geology, Short Course*, 33, 339 p.
- Beerling D.J. y Brentnall, S.J. (2007). Numerical evaluation of mechanisms driving Early Jurassic changes in global carbon cycling. *Geology*, 35, 247-250.
- Beerling D.J. y Royer D.L. (2002). Reading a CO₂ signal from fossil stomata. *New Phytologist*, 153: 387-397.
- Beerling, D.J. (2004). CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate. *GSA Today*, 14 (3), 4-10.
- Beerling, D.J. y Berner, R.A. (2005). Feedbacks and the co-evolution of plants and atmospheric CO₂. *Proceedings of the National Academy of Science*, 102, 1302-1305.
- Berner, R.A. (1987): Models for carbon and sulfur cycles and atmospheric oxygen: Application to Paleozoic geologic history. *American Journal of Science*, 287: 177-196.
- Berner, R.A. (1991). A model for Atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 291, 339-376.
- Berner, R.A. (1997): The Rise of Plants and Their Effect on the Weathering and Atmospheric CO₂. *Science*, 276, 544-545.
- Berner, R.A. (1999) A new look at the long-term carbon cycle. *GSA Today*, 9, 1-6.
- Berner, R.A. (2004). *The Phanerozoic carbon cycle: CO₂ and O₂*. Oxford University Press.
- Berner, R.A. (2005). The Carbon and Sulfur Cycles and Atmospheric Oxygen from Middle Permian to Middle Triassic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 3211-3217.
- Berner, R.A. (2006). GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O₂ and CO₂. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 5653-5664
- Berner, R.A. (2009). Phanerozoic atmospheric oxygen: New results using the GEOCARBSULF model. *American Journal of Science*, 309, 603-606.
- Berner, R.A. y, Kothavala, Z. (2001). GEOCARB III: A Revised Model of Atmospheric CO₂ over Phanerozoic Time. *American Journal of Science*, 301, 182-204.
- Bice, K.L. y Norris, R.D. (2002). Possible atmospheric CO₂ extremes of the middle Cretaceous (late Albian – Turonian). *Paleoceanography*, 17, PA000778.
- Bolton, E.W., Berner, R.A. y Petsch, S.T. (2006). The weathering of sedimentary organic matter as a control on

atmospheric O₂. II. Theoretical modeling, *American Journal of Science*, 306, 575-615.

Boucot, A. J., Gray J. (2001). A critique of Phanerozoic climatic models involving changes in the CO₂ content of the atmosphere. *Earth-Science Reviews*, 56, 1-159.

Cerling, T.E. (1991). Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols: *American Journal of Science*, 291, 377-400.

Cronin, T.M. (2010). *Paleoclimates. Understanding Climate Change Past and Present*. Columbia University Press.

Crowley, T.J. y North, G.R. (1991). *Paleoclimatology*. Oxford University Press.

Ekart, D.D., Cerling, T.E., Montañez, I.P. y Tabor, N.J. (1999). A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxide. *American Journal of Science*, 299, 805-827.

Frakes, L.A., Francis, J.E. y Syktus, J.I. (1992). *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge, Cambridge University Press.

Gea, G.A. de, Aguado, R. y Castro, J.M. (2008). Variaciones en el registro isotópico del carbono en dos secciones de edad Aptiense inferior en la zona de transición entre el Subbético Externo y el Subbético Medio (Cordilleras Béticas, Provincia de Jaén). *Geogaceta*, 44, 191-194.

Gough, D. O. (1981). Solar Interior Structure and Luminosity Variations. *Solar Physics* 74, 21-34.

IPCC (2007). Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (ed.). IPCC, Ginebra, Suiza, 104 págs.

Jones, P.D., Parker, D.E. Osborn, T.J. y Briffa, K.R. (2010). Global and hemispheric temperature anomalies—land and marine instrumental records. En: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. doi: 10.3334/CDIAC/cli.002

Kemp, D. B., Coe, A.L., Cohen, A.S. y Schwark, L. (2005). Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. *Nature*, 438 (7068), 696.

Martín-Chivelet, J (1999). *Cambios climáticos: una introducción al Sistema Tierra*. Ed. Libertarias. Madrid.

Martín-Chivelet, J.; Muñoz-García, M. B., Edwards R. L., Turrero, M.J. y Ortega, A.I. (en prensa). Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based in $\delta^{13}\text{C}$ of speleothems. *Global and Planetary Change*.

McElwain, J.C. y Chaloner W.G. (1995). Stomata Density and Index of Fossil Plants Track Atmospheric Carbon Dioxide in the Palaeozoic. *Annals of Botany*, 76, 389-395.

Mehay, S., Keller, C.E., Bernasconi, S.M., Weissert, H., Erba, E., Bottini, C. y Hochuli, A. (2009). A volcanic CO₂ pulse triggered the Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1a and a biocalcification crisis. *Geology*, 37(9), 819-822.

Montañez, I.P., Tabor, N.J., Niemeier, D., Dimichele, W.A., Frank, T.D., Fielding, C.R., Isbell, J.L., Birgenheier, L.P. y Rygel, M.C. (2007). CO₂-forced climate and vegetation instability during late Paleozoic deglaciation. *Science*, 315, 87-91.

Moreno, J.M. (coord.) (2005). *Evaluación preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.

Najarro, M., Rosales, I., Martín-Chivelet, J. (2010). Major palaeoenvironmental perturbation in an Early Aptian carbonate platform: Prelude of the Oceanic Anoxic Event 1a? *Sedimentary Geology*, en prensa.

Pagani, M., Caldeira, K., Berner, R. y Beerling, D.J. (2009). The role of terrestrial plants in limiting a CO₂ decline over the past 24 million years. *Nature*, 460, 85-89.

Pagani, M., Zachos, J. C., Freeman, K. H., Tipple, B. y Bohaty, S. (2005). Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science*, 309, 600-603.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, J., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. y Stievenard, M. (1999). Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436

Retallack, G.J. (2001). A 300-million-year record of atmospheric carbon dioxide from fossil plant cuticles. *Nature*, 411, 287-290.

Royer D.L. (2006). CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 5665-5675.

Royer, D.L., Berner, R.A., Montanez, I.P., Tabor, N.J. y Beerling, D.J. (2004). CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate. *GSA Today*, 14, 4-10.

Ruddiman, W.F. y Kutzbach, J.E. (1991). Alzamiento de mesetas y cambio climático. *Investigación y Ciencia*, 176, mayo 1991, 42-50.

Ruddiman, W.F. (2001). *Earth's Climate Past and Future*. New York, NY, WH Freeman and Company.

Scotese, C.R. (2008). *Paleomap project*. www.scotese.com.

Taylor, L. (2008). *Silicates in the mycorrhizosphere: modelling the effect of plant evolution on weathering and carbon cycling*. University of Sheffield. www.shef.ac.uk/aps/apsrtp/taylor-lyla

Volk, T. (1989). Rise of angiosperms as a factor in long-term climatic cooling. *Geology*, 17, 107-110.

Wilson, P.A., Norris, R.D. y Cooper, M.J. (2002). Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 30, 607-610. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 17 de diciembre de 2009 y aceptado definitivamente para su publicación el 21 de junio de 2010.