



Papel del océano en el ciclo global del carbono. El caso del Pacífico centroamericano

DANIEL BALLESTERO

El alto contenido de oxígeno y el bajo contenido de dióxido de carbono (CO_2) de la atmósfera terrestre son consecuencia, en primer lugar, de la actividad fotosintética de las plantas terrestres y marinas, donde se consume CO_2 para producir materia orgánica (producción primaria) y oxígeno. Sin embargo, la composición atmosférica no es simplemente el resultado de la actividad biológica de las plantas vivientes, ya que los procesos de degradación de la materia orgánica consumen oxígeno y retornan CO_2 a la atmósfera. La acumulación de oxígeno y la disminución de CO_2 atmosféricos se deben a que, durante decenas de millones de años, una pequeña fracción del carbono ha sido exportada a los sedimentos del fondo marino en forma de carbono orgánico o en las estructuras de carbonato de calcio de organismos marinos, como resultado de la circulación global oceánica y de la actividad biológica. El carbono depositado en las grandes profundidades es así removido del contacto con la atmósfera por largos intervalos de tiempo. La tabla 1, derivada de datos de McCarthy *et al.* (1987) y de IPCC (2001), describe la distribución de reservas de carbono del planeta entre sus principales compartimientos. Se observa que la mayor reserva está sepultada en los sedimentos marinos, la cantidad total de carbono contenida en el agua oceánica es 50 veces mayor que en la atmósfera, y la cantidad almacenada en combustibles fósiles, de los que se ha estado inyectando una pequeña fracción en la atmósfera, principalmente desde comienzos de la era industrial, es unas siete veces mayor que el carbono atmosférico. El registro geológico está dominado por la productividad biológica marina: las plantas terrestres han dejado una reserva de carbón de solo $3\text{-}7 \times 10^3$ Gt C, cuatro órdenes de magnitud menor a las rocas de carbonatos derivadas de la vida marina.

Tabla 1: Principales reservas de carbono

Reservas de carbono	Cantidad (GT C)
Atmósfera	730
Total inorgánico (océanos)	38000
Orgánico (océanos)	3
Sedimentos marinos (orgánico)	10 000 000
Sedimentos marinos (Carbonato de Calcio)	50 000 000
Biomasa terrestre	600
Humus	1500
Combustibles fósiles	5000
GT C = 10^9 toneladas de carbono	

Claramente, el océano es el gran depósito de carbono planetario y ha sido determinante en la regulación del clima. Más aun, la capacidad del océano para almacenar CO_2 podría jugar un papel importante para atenuar la perturbación antropogénica de la composición atmosférica. Cubriendo el 70 por ciento de la superficie del planeta y con 3,8 km de profundidad promedio, se calcula que el océano tiene capacidad para almacenar entre el 70 y el 80 por ciento del CO_2 antropogénico introducido en la atmósfera, aunque se requerirían varios siglos para llegar a esa situación (IPCC 2001). Efectivamente, el océano ha absorbido una buena parte de las emisiones antropogénicas de CO_2 desde tiempos preindustriales, que se ha reflejado en un aumento del carbono inorgánico disuelto en el mar de 118 Gt entre 1750 y 1994 y de 53 Gt entre 1980 y 2005 (Bindoff *et al.* 2007). Estas cantidades representan un 42 por ciento y un 37 por ciento, respectivamente, de las emisiones antropogénicas de cada período.

La capacidad del océano para absorber y almacenar CO_2 está cambiando como consecuencia del aumento de CO_2 atmosférico y del calentamiento planetario. Por ejemplo, la absorción oceánica neta de CO_2 atmosférico ha disminuido de 1,9 Gt por año en los años ochenta a 1,7 Gt por año en los años noventa (Bindoff *et al.* 2007). La absorción oceánica de CO_2 antropogénico es un proceso controlado física y químicamente, superpuesto a un ciclo

del carbón impulsado biológicamente, aproximadamente en estado estacionario. Los posibles cambios futuros en la capacidad oceánica de absorción y almacenamiento de CO₂ han sido clasificados por IPCC (2001) en cambios físico-químicos y cambios asociados al ciclo biológico del carbono.

Más de la mitad del carbono antropogénico capturado por el mar desde 1750 se encuentra en los 400 metros superiores de la columna de agua y es casi indetectable en aguas profundas, debido a que el transporte de carbono desde la superficie hacia el fondo del océano requiere desde decenas de años hasta varios siglos. La notable alteración de la química del carbono al aumentar la concentración de CO₂ disuelto en la capa superior del mar reduce la capacidad de absorción oceánica de CO₂ atmosférico.

Como consecuencia de la estratificación natural del océano, la proporción de CO₂ antropogénico que puede ser absorbido disminuye con el aumento de la rapidez de las emisiones debido a la limitada capacidad de exposición del agua profunda al CO₂ del aire.

Como consecuencia del calentamiento del océano, la absorción de CO₂ atmosférico disminuirá debido a que la solubilidad del CO₂ disminuye con el aumento de la temperatura del agua. Además, el calentamiento aumenta la estratificación del mar, con lo que el volumen efectivo de agua en contacto con el aire disminuirá, reduciéndose entonces la absorción de CO₂.

Las regiones del océano conocidas como de *alto contenido de nutrientes y baja clorofila (hnlc* por sus siglas en inglés), donde el contenido de los principales macro nutrientes (particularmente nitrato) es suficientemente alto para sostener una población de fitoplancton mayor a la existente, tienen el potencial para modificar la magnitud del almacenamiento de carbono y la producción exportada (la fracción de la producción primaria que no es respirada en la capa superior y se exporta hacia la profundidad del océano). En zonas *hnlc* la productividad primaria está usualmente limitada por hierro (Fe), necesario en el proceso de fotosíntesis, y los eventuales cambios podrían estar asociados a cambios en las regiones donde se exporta Fe hacia el océano: aumentos en la erosión podrían resultar en aumentos en el aporte eólico de Fe al océano, en tanto que un ciclo hidrológico aumentado lo podría disminuir.

El aumento en la estratificación oceánica debida al calentamiento podría reducir la introducción de nutrientes de las capas profundas hacia la capa superficial donde ocurre la fotosíntesis. El impacto de este cambio dependerá del factor limitante de la productividad primaria: en zonas limitadas por el aporte de nutrientes la estratificación disminuirá la productividad primaria y la magnitud del carbono exportado, mientras que en las zonas limitadas por la disponibilidad de luz, el aumento de la estratificación aumentará la exposición a la radiación solar y consecuentemente la productividad primaria. Recientes observaciones muestran que la producción primaria neta en el océano global en bajas latitudes, donde la temperatura media anual de la superficie del mar es mayor a 15 ° C, ha disminuido en forma sostenida desde 1999 (Behrenfeld *et al.* 2006), coincidiendo con el aumento en la temperatura y la estratificación de la capa superior del mar resultante de condiciones ambientales más cálidas.

Cambios en el aporte de los principales nutrientes limitantes (N, P, Fe, Si) desde los ríos, la atmósfera o fuentes sedimentarias, o cambios en la intensidad de la remoción (por ejemplo desnitrificación) pueden modificar el contenido total de nutrientes del océano y la cantidad de carbono exportado.

Cambios en la temperatura, cobertura nubosa, disponibilidad de nutrientes, dinámica de la capa superior del mar y extensión del hielo marino pueden modificar la estructura y biogeoquímica de los ecosistemas marinos. Modificaciones en la composición de especies del fitoplancton marino pueden alterar la distribución de carbono entre el océano y la atmósfera.

El flujo de CO₂ entre el océano y la atmósfera en el Pacífico centroamericano, al este de 120 °O y entre las latitudes 0 °N y 20 °N, está modulado principalmente por la presencia del domo de Costa Rica y el efecto de los *jets* de viento de Panamá, Papagayo en Costa Rica y Nicaragua y Tehuantepec en México.

El domo de Costa Rica es un centro de afloramiento (levantamiento de agua profunda hacia la superficie) oceánico permanente, centrado en 9 °N, 90 °O (a unos 500 km al oeste del golfo de Papagayo), donde agua profunda, fría y rica en CO₂ y macro nutrientes (nitrato, fosfato y silicato) asciende hacia la capa superior del mar donde hay suficiente radiación solar para el proceso de fotosíntesis. Durante el verano, entre junio y agosto, el domo de Costa Rica está claramente definido como un centro oceánico de alta productividad primaria separado de la costa centroamericana.

En el invierno, durante la estación seca, con la intensificación de los vientos alisios y la incursión de sistemas de alta presión provenientes de Norteamérica en el Caribe, soplan intensos vientos hacia el interior del Pacífico a través de las interrupciones de la cordillera centroamericana de Tehuantepec (México), Papagayo (Costa Rica-Nicaragua) y Panamá. El efecto de esos vientos sobre el mar es introducir agua profunda fría, rica en nutrientes y CO₂ en la capa superior, a lo largo del eje del chorro, por afloramiento y mezcla vertical turbulenta, estimulando la productividad primaria. El viento de Papagayo se extiende sobre el domo de Costa Rica, deprimiéndolo en su flanco norte y reforzándolo en su flanco sur, con lo cual la zona de alta productividad primaria del domo de Costa Rica aparece unida a la costa de Centroamérica durante esa parte del año.

El flujo de CO_2 entre la atmósfera y el océano en esta región es aproximadamente neutro en el balance anual y está controlado por los siguientes procesos: (1) afloramiento de agua fría con alto contenido de CO_2 , (2) calentamiento del agua aflorada en la superficie del mar, (3) el viento y (4) la absorción biológica de CO_2 por el fitoplancton. Donde el agua fría cargada de CO_2 aflora, la presión parcial de CO_2 del agua aumenta sobre el valor atmosférico y el gas se difunde desde el mar hacia el aire. El calentamiento del agua reduce la solubilidad del CO_2 en el agua y el flujo hacia la atmósfera aumenta, en tanto que el viento incrementa el flujo del intercambio de CO_2 entre el mar y el aire. Por otro lado, donde el CO_2 es utilizado por el fitoplancton en la fotosíntesis, la presión parcial de CO_2 en el agua puede disminuir por debajo del valor atmosférico y el flujo de CO_2 se dirige desde el aire hacia el mar.

El Pacífico centroamericano es una zona *hnlc* donde la producción fotosintética impulsada por los nutrientes introducidos en la capa superior desde la profundidad no agota los nutrientes disponibles. La distribución media climatológica de nitratos (NO_3) a 20 m de profundidad en la zona de interés (figura 1.a) ilustra claramente esta situación. Nótese que la concentración de NO_3 a 20 m cerca de la costa centroamericana, particularmente en la zona bajo la influencia del viento de Papagayo y, en menor medida, más al norte en Tehuantepec, es notablemente mayor que en la zona ecuatorial, donde hay afloramiento permanente forzado por el régimen sinóptico de vientos. Por otro lado, la distribución de NO_3 en la superficie (mostrado en la figura 1.b) revela que, en la zona bajo la influencia directa del viento, la concentración de NO_3 es menor que en la zona ecuatorial. Evidentemente, la productividad fotosintética utiliza los nutrientes más exhaustivamente donde el viento de Papagayo y Tehuantepec depositan hierro sobre la superficie del mar, el elemento que limita la productividad en esta región del océano.

La importancia del aporte eólico de Fe como regulador de la magnitud de la productividad primaria en esta región sugiere que, potencialmente, podría alterarse el balance neutro de intercambio de CO_2 océano-atmósfera actual, probablemente transformando la región en sumidero de CO_2 atmosférico.

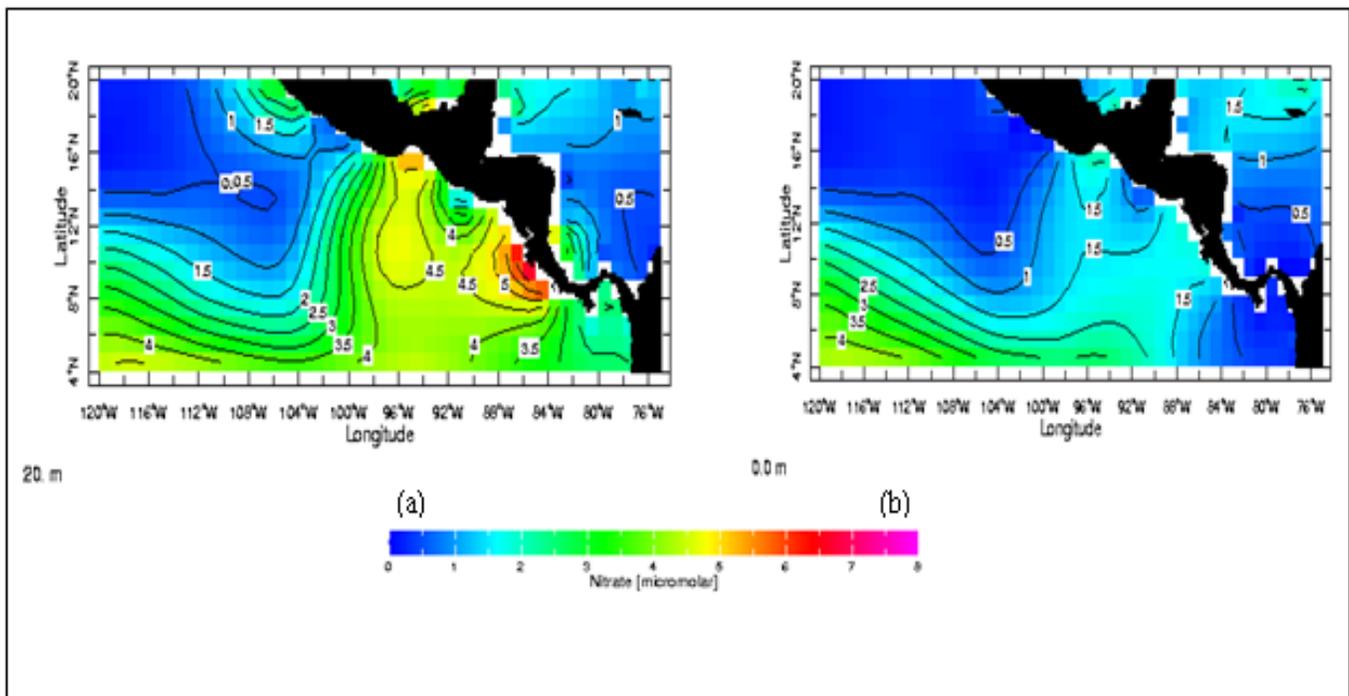


Figura 1: Valor medio climatológico de concentración de NO_3 20 m (a) y 0 m (b) (datos de NOAA 2001)

Referencias bibliográficas

- Behrenfel, M. J. *et al.* "Climate-driven trends in contemporary ocean productivity", en *Nature* 444, 2006.
- Bindoff, N. L. *et al.* "Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level", en Solomon, S. *et al.* (eds.). 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. United Kingdom - New York.
- IPCC. 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. United Kingdom - New York.
- McCarthy, J., P. Brewer y G. Feldman. 1987. *Global Ocean Flux*.
- NOAA 2001. NODC WOA01. *World Ocean Atlas 2001*.

