

Los impactos de la deposición atmosférica sobre el océano en los ecosistemas marinos y en el clima

por Robert A. Duce¹, James N. Galloway² y Peter S. Liss³

Introducción

La transferencia de elementos químicos de la atmósfera al océano ha ejercido durante mucho tiempo un impacto sobre este último (por ejemplo, como fuentes de nutrientes o influencia en el pH). Con la llegada del Antropoceno, la transferencia de algunas sustancias químicas se ha elevado por encima de los niveles naturales, iniciándose el paso de nuevos productos. Este breve artículo examina el impacto derivado de tal incremento de transferencia de determinados nutrientes (nitrógeno, hierro y fósforo), toxinas (plomo y mercurio) y reguladores del pH (dióxido de carbono) sobre los ecosistemas oceánicos y el clima.

Durante más de cien años se ha venido investigando sobre este tema, y los primeros estudios se centraron en el dióxido de carbono (Bolin, 1960). A finales de los años sesenta y a lo largo de la década de los setenta comenzó a gestarse un importante historial sobre una serie de sustancias (por ejemplo, Murozumi y otros, 1969; Goldberg, 1971). Por otra parte, el Grupo mixto de expertos de NU sobre los aspectos científicos de la protección del medio marino (GESAMP) llevó a cabo varios informes que ampliaban el estudio del tema en cuestión (GESAMP, 1989; Duce y otros, 1991). Además, dos informes adicionales del GESAMP (GESAMP, 1991; GESAMP,

[...] no existe región alguna de los océanos que pueda escapar a la influencia de la actividad del ser humano [...] esta influencia será mayor en el futuro, en la medida en que la población humana y la utilización por habitante de los recursos sigan aumentando.

1995) establecieron vínculos entre el cambio global y la superficie del mar (Liss y Duce, 1997). La OMM se convirtió en uno de los patrocinadores del GESAMP y, actualmente, a través del programa de la Vigilancia de la atmósfera global, encabeza los esfuerzos para desarrollar una base de datos integrada relativa a la transferencia de sustancias químicas de la atmósfera al océano (www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/gesamp.html). Recientemente se ha creado un nuevo Grupo de trabajo del GESAMP (el número 38, financiado por la OMM, la Organización marítima internacional, el Comité científico de investigaciones oceánicas del Consejo internacional para la ciencia y la Agencia internacional para la cooperación y el desarrollo de Suecia), con el fin de abordar íntegramente todos los temas relacionados con la entrada de sustancias químicas en el océano procedentes de la atmósfera.

Existen varios factores que determinan si una parte del océano va a recibir sustancias atmosféricas que podrían alterar los procesos biogeoquímicos. Tres factores importantes son la reactividad del material que se deposita, el tiempo de permanencia de los productos químicos en la atmósfera y los sistemas de transporte atmosféricos relacionados con las fuentes antropogénicas, es decir, dónde se emite el producto químico, cuánto tiempo permanece en la atmósfera y qué es lo que hace cuando pasa al océano. Estos factores se abordarán en las siguientes secciones.

El tiempo de permanencia en la atmósfera de un agente contaminante es quizás el factor más importante a la hora de determinar si se producirá un proceso de transporte importante del agente contaminante hacia zonas de océano abierto. En general, si el tiempo de permanencia en la atmósfera de una sustancia es breve, por ejemplo varios días, esta sustancia únicamente se transportará a escala local o regional. Sin embargo, las sustancias con un período de permanencia que se prolonga por espacio de varias semanas pueden experimentar procesos de transpor-

1 Departamentos de Oceanografía y Ciencias Atmosféricas, Universidad A&M de Texas, College Station, TX 77845 (Estados Unidos)

2 Departamento de Ciencias Ambientales, Universidad de Virginia, Charlottesville, VA 22904 (Estados Unidos)

3 Escuela de Ciencias Ambientales, Universidad de East Anglia, Norwich NR4 7TJ (Reino Unido)

te a escala hemisférica, mientras que los compuestos con periodo de permanencia de más de uno o dos años pueden transportarse a través de todo el mundo.

Las sustancias presentes en partículas como, por ejemplo, la mayor parte de los metales pesados y polvo, por regla general, contarán con periodos de permanencia relativamente breves (entre unos días y varias semanas), y su eliminación, ya sea a través de deposición húmeda o seca sobre la superficie oceánica, se producirá generalmente a escala local o regional, especialmente cercana a las líneas costeras en el caso de fuentes de origen terrestre o cerca de vías marítimas para las fuentes situadas en buques. Este será también el caso de los gases reactivos con breves periodos de permanencia en la atmósfera. Los gases de vida larga como, por ejemplo, el dióxido de carbono y algunos de los contaminantes orgánicos persistentes (COP), cuya vida atmosférica puede extenderse durante decenios, se distribuyen de forma más uniforme a escala global, y su acceso al océano es independiente en gran medida de la distribución de sus fuentes de origen.

Transporte de nutrientes hacia el océano

Hierro y polvo

El hierro (Fe) es un micronutriente fundamental para los organismos marinos fotosintéticos y, en aproximadamente el treinta por ciento de la superficie oceánica, en su mayor parte en los océanos australes, constituye el nutriente que limita la productividad biológica primaria (Martin, 1990). La fuente primaria del hierro en las aguas oceánicas abiertas es la deposición atmosférica, puesto que las grandes aportaciones de hierro que se efectúan al océano y que proceden de los ríos pasan a formar parte, en gran medida, de los sedimentos que se encuentran cerca de la costa (Jickells y otros, 2005; Mahowald y otros, 2005). El hierro está presente fundamentalmente en el polvo mineral terrestre, procedente en gran medida de las regiones áridas.

Martin (1990) estimuló un creciente interés por el hierro y también sugirió que, durante ciertos periodos del pasado en los que grandes cantida-

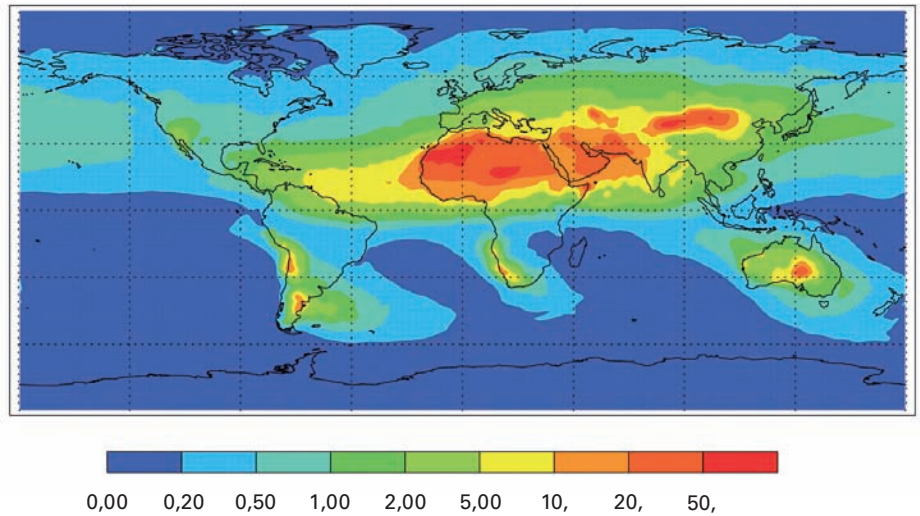


Figura 1 — Deposición media de polvo atmosférico ($g\ cm^2/año$) (de Jickells y otros, 2005)

des de polvo mineral, y por consiguiente de hierro, eran transportadas hacia el océano, el incremento en la productividad biológica marina que se experimentaba como consecuencia de este fenómeno originó una reducción adicional del dióxido de carbono atmosférico, afectando así al clima. Los desiertos y las tierras áridas constituyen hoy en día cerca de una tercera parte de la superficie terrestre del planeta. Estas regiones son muy sensibles ante los cambios climáticos y de otra naturaleza a nivel global, que pueden alterar posiblemente el flujo de partículas minerales que pasan de la superficie terrestre a la atmósfera. En la Figura 1 se muestra la deposición atmosférica de hierro a nivel mundial.

El hierro está presente en el océano en concentraciones muy reducidas, como consecuencia de su baja solubilidad en aguas oxigenadas. En términos biogeoquímicos, el hierro soluble es el que se utiliza como nutriente. El contenido en hierro del polvo de los suelos se encuentra en niveles cercanos al 3,5 por ciento de media, pero la solubilidad del hierro contenido en este polvo es muy reducida, variando generalmente entre menos del 1 por ciento y el 2 por ciento en el agua marina. Sin embargo, la medida de la solubilidad del hierro en muestras de aerosoles minerales indica una mayor solubilidad, posiblemente como consecuencia de la transformación del aerosol al ser transportado sobre el océano (Jickells y Spokes, 2001).

Entre los factores que controlan la solubilidad del hierro de los aeroso-

les se incluyen la fotoquímica, especialmente la fotorreducción de Fe III a Fe II, y el entorno ácido del aerosol mineral, sobre todo durante la transformación de los aerosoles en las nubes (Jickells y Spokes, 2001). Sabemos que las emisiones de los precursores ácidos, como por ejemplo el dióxido de azufre y el óxido de nitrógeno, se han más que doblado como consecuencia de la actividad antropogénica; además, cabe esperar que sigan aumentando las emisiones de óxido de nitrógeno (Dentener y otros, 2006).

Básicamente, las partículas de polvo mineral cuentan con diámetros que van de 0,1 a 10 μm , con un diámetro medio de unos 2 μm . Estas partículas tienen una vida que les permite ser transportadas a lo largo de miles de kilómetros, con la posterior deposición sobre el océano (véase la Figura 1). La producción, el transporte y la deposición de polvo en los océanos dependen de factores climáticos que afectan a la sustentación, a la velocidad del viento y a la precipitación (que es importante de cara a la eliminación de partículas). Las actividades humanas pueden haber elevado la producción de polvo atmosférico hasta en un 50 por ciento (Mahowald, Engelstaedter y otros, 2009).

La insinuación de Martin (1990) acerca de que el hierro constituye un nutriente de naturaleza limitante en amplias zonas del océano ha conducido a la realización de varios experimentos mesoescalares relacionados con la adición de hierro, a fin de comprobar esta hipótesis. Tal y como

apuntaron Boyd y otros (2007), estos experimentos “revelan que el suministro de hierro ejerce un control sobre la dinámica de los bancos de plancton, lo que, a su vez, afecta a los ciclos biogeoquímicos del carbono, el nitrógeno, el silicio y el azufre y, en última instancia, influye sobre el sistema climático de la Tierra”.

Nitrógeno y fósforo

Todos los organismos de nuestro planeta necesitan nitrógeno, pero menos del uno por ciento de la totalidad de las especies biológicas cuentan con la capacidad de convertir el nitrógeno molecular ubicuo (N_2) en nitrógeno reactivo biodisponible (N_r). Debido a su escasez, el nitrógeno suele ser el nutriente limitante en las tierras de cultivo, bosques y superficies de pasto, así como en los ecosistemas costeros y de mar abierto. En principio, los humanos han logrado resolver el problema de la limitación de nitrógeno en las áreas de cultivo a través de la producción de fertilizantes nitrogenados. Sin embargo, aunque la mayor parte del nitrógeno empleado en la producción de alimentos y la totalidad del nitrógeno reactivo producido por la quema de combustibles fósiles se pierde en el medio ambiente, existe una parte importante de pérdida de nitrógeno reactivo que se vierte en sistemas no controlados, incluidos los ecosistemas terrestres y marinos.

La atmósfera es el vector más importante de distribución del nitrógeno reactivo de naturaleza antropogénica al medio ambiente de todo el mundo. A mediados de los años noventa, cerca del 40 por ciento del nitrógeno reactivo antropogénico creado se emitía a la atmósfera, mientras que para 2050 esta cantidad ascenderá hasta el 50 por ciento. De esta ma-

nera, con la excepción de los ecosistemas costeros (donde los ríos constituyen una importante fuente de nitrógeno reactivo), la deposición atmosférica representa el proceso más importante a la hora de suministrar nitrógeno reactivo antropogénico a los ecosistemas terrestres y marinos no controlados (Galloway y otros, 2008).

No resulta sorprendente que la deposición de nitrógeno reactivo atmosférico se haya incrementado considerablemente con la llegada de la era industrial y de la agricultura intensiva. En 1860, la deposición de nitrógeno reactivo sobre la mayor parte de los océanos era inferior a $50 \text{ mg N m}^2/\text{año}$, con muy pocas zonas que superaran los $200 \text{ mg N m}^2/\text{año}$. Casi toda la deposición oceánica procedía de fuentes naturales, mientras que las fuentes antropogénicas afectaban tan solo a algunas regiones costeras. En 2000, la deposición sobre grandes áreas oceánicas superaba los $200 \text{ mg N m}^2/\text{año}$, alcanzando incluso cotas por encima de los $700 \text{ mg N m}^2/\text{año}$ en muchas zonas. Grandes penachos de deposición se extienden a lo lejos viento abajo de los principales núcleos de población de Asia, la India, América del Norte y del Sur, alrededores de Europa y África occidental (Figura 2) (Duce y otros, 2008).

El proceso de deposición del nitrógeno reactivo atmosférico se está aproximando al de fijación del nitrógeno molecular como consecuencia del drástico incremento del componente antropogénico. Estas cantidades cada vez mayores de nitrógeno atmosférico fijado de naturaleza antropogénica que penetran en aguas oceánicas abiertas podrían representar hasta cerca de un tercio del suministro de nitrógeno externo (no reciclado) de los océanos, y hasta casi un

3 por ciento de la nueva producción biológica marina anual, aproximadamente $0,3 \text{ petagramos}$ de carbono al año. Este aporte podría representar la producción de hasta unos $1,6 \text{ teragramos}$ de óxido nítrico al año. Aunque alrededor del diez por ciento de la aspiración del dióxido de carbono atmosférico antropogénico por parte del océano podría derivarse de esta fertilización mediante nitrógeno atmosférico, originando así un descenso en el forzamiento radiativo, hasta casi dos tercios de esta cantidad podrían contrarrestarse al aumentar las emisiones de óxido nítrico, un gas de efecto invernadero. Basándonos en escenarios futuros de emisiones antropogénicas, la contribución del nitrógeno reactivo atmosférico de naturaleza antropogénica a la producción principal podría aproximarse a las estimaciones actuales de fijación de óxido nítrico para 2030 (Duce y otros, 2008).

Además del nitrógeno y del hierro, el fósforo (P) también puede ser un nutriente limitante en el mar abierto. Un estudio reciente (Mahowald, Jickells y otros, 2009) sugiere la existencia de una pérdida neta de fósforo total por parte de muchos ecosistemas terrestres, así como una ganancia neta de fósforo total por parte de los océanos (560 Gg P/año). Los aerosoles minerales constituyen la fuente dominante del fósforo total a escala global (82 por ciento), con un papel importante de las partículas biogénicas primarias (12 por ciento) y de las fuentes de combustión (5 por ciento) en las regiones no cubiertas de polvo. En términos globales, se estima que las contribuciones medias de naturaleza antropogénica a los océanos son de alrededor de un 5 por ciento y de un 15 por ciento en los casos del fósforo total y de los fosfatos respectivamente, y podrían contribuir hasta en un 50 por ciento

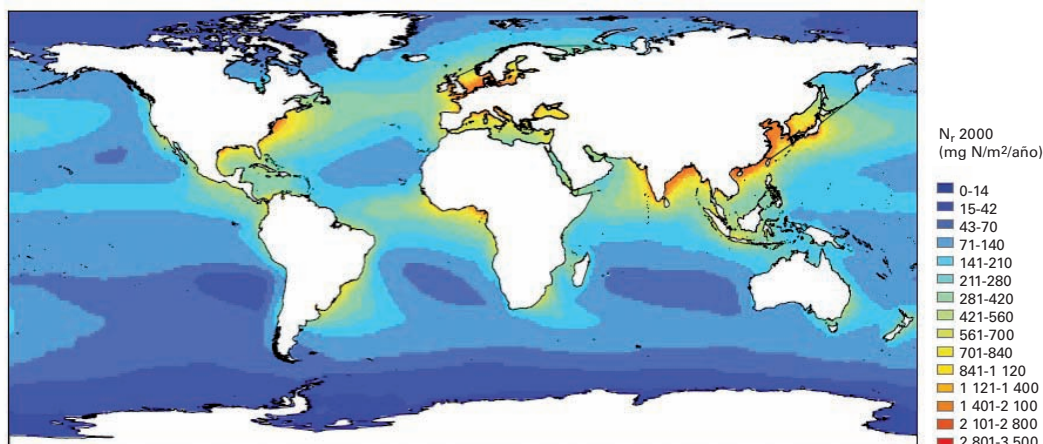


Figura 2 — Deposición total de nitrógeno reactivo atmosférico en 2000, en $\text{mg m}^2/\text{año}$ (de Duce y otros, 2008)

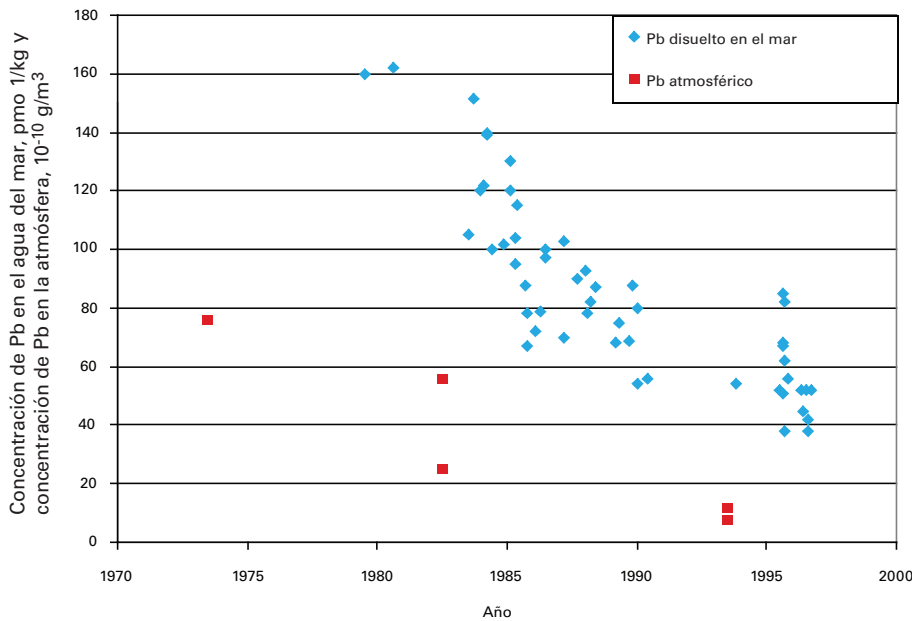


Figura 3 — Cambio en las concentraciones de plomo en la atmósfera y en el océano, desde los años 70 hasta finales de los 90 en las proximidades de las Islas Bermudas (de Duce, 2001, utilizando datos de Huang y otros, 1996, y de Wu y Boyle, 1997)

a la deposición sobre el océano oligotrófico, donde la productividad podría estar limitada por el propio fósforo. Mahowald, Jickells y otros (2009) también especulan con la posibilidad de que el incremento en el aporte de nitrógeno antropogénico al océano pueda hacer que algunas regiones marinas pasen de estar limitadas por el nitrógeno a estarlo por el fósforo.

Transporte de metales tóxicos hacia el océano

Plomo

Como consecuencia de las actividades humanas se han vertido a la atmósfera grandes cantidades de plomo (Pb), un metal pesado tóxico. Este plomo se encuentra en partículas submicrométricas muy pequeñas, y puede ser transportado a lo largo de miles de kilómetros antes de depositarse en el océano. Las fundiciones y otras instalaciones industriales constituyen importantes fuentes de plomo, pero hasta hace poco la principal fuente de origen del plomo atmosférico era la quema de combustibles que contuvieran tetraetilo de plomo. La deposición atmosférica de plomo antropogénico ha ocasionado un aumento apreciable de las concentraciones de plomo en las aguas de la superficie oceánica.

Aunque este fenómeno es más perceptible en el Atlántico Norte, ya se habría detectado desde hace 20 ó 30 años en el Pacífico Sur (Patterson y Settle, 1987). El plomo es uno de los pocos metales para los que la deposición atmosférica ha afectado de manera observable su concentración en la superficie del océano. Sin embargo, debido a la eliminación del plomo en los combustibles de los vehículos a motor, el aporte al océano ha disminuido significativamente durante los últimos 20 ó 30 años (Huang y otros, 1996; Wu y Boyle, 1997). La Figura 3 muestra las concentraciones de plomo en la atmósfera y en la superficie del mar en las Bermudas y en sus alrededores desde principios de la década de 1970 hasta cerca del año 2000. El descenso del plomo atmosférico se ve reflejado en una reducción similar del plomo sobre la superficie oceánica. En las proximidades de Hawai se han obtenido resultados similares. Puesto que el plomo cuenta con un período de permanencia en el océano relativamente corto (unos 10 a 20 años), los cambios en el flujo de aporte atmosférico se han visto reflejados con relativa rapidez en las concentraciones del agua superficial.

Mercurio

En la actualidad se admite claramente que la deposición atmosférica

es la principal fuente de mercurio (Hg) en el océano (Mason y Scheu, 2002). La mayor parte del mercurio atmosférico está presente en forma de mercurio elemental gaseoso, aunque también puede encontrarse mercurio iónico en fase gaseosa. La forma primaria del mercurio depositado en el océano es la del mercurio iónico divalente (Hg^{2+}) contenido en la lluvia, aunque la deposición seca de mercurio iónico gaseoso también puede ser importante (Fitzgerald y otros, 2007). Se ha estimado que, durante los últimos 200 años, la carga atmosférica de mercurio a nivel mundial ha aumentado en un factor de 5 como consecuencia de las actividades humanas, dando lugar a mayores aportes de mercurio al océano durante ese tiempo (Slemr y Langer, 1992). Las actividades humanas controlan claramente las fuentes naturales terrestres del mercurio atmosférico. Sin embargo, en realidad, el aporte de mercurio al océano puede estar reduciéndose en algunas regiones: hay evidencias de que en la columna de agua de la capa superior del océano cerca de las Bermudas, el mercurio podría haberse reducido con arreglo a un factor de 2 aproximadamente entre 1979 y 2000 (Mason y Gill, 2005).

El mercurio es altamente tóxico, y ya se han constatado varios ejemplos de su toxicidad en regiones costeras, comenzando por el tristemente célebre incidente de la bahía de Minamata. Aunque no existe prueba alguna de que el mercurio de las aguas superficiales del mar abierto haya provocado efectos tóxicos, hay evidencias importantes de que algunos peces de las zonas de aguas oceánicas abiertas acumulan cantidades de mercurio suficientes como para resultar perjudiciales para los humanos si se consumen en gran cantidad. Debido a la bioacumulación de mercurio en los peces, se necesitan datos adicionales acerca de sus índices de deposición y del papel que los seres humanos desempeñan en ellos.

Dióxido de carbono y acidificación del océano

En la medida que aumenta el dióxido de carbono atmosférico (CO_2) como consecuencia de las actividades humanas, también lo hace la cantidad de dióxido de carbono disuelto en

los océanos. Desde el período de la industrialización, alrededor de la mitad del dióxido de carbono antropogénico emitido a la atmósfera se ha disuelto en los océanos. Debido a que el pH del agua marina (en torno a $8,2 \pm 0,3$) viene determinado por el equilibrio existente entre las sustancias alcalinas disueltas (bases) que penetran en los océanos debido al envejecimiento climático de los suelos y la disolución de dióxido de carbono atmosférico (para producir acidez o iones hidrógeno (H^+) en el agua), un incremento en el dióxido de carbono atmosférico originaría que el agua marina se volviera más ácida. Al mismo tiempo, la concentración de iones carbonato (CO_3^{2-}) se reducirá, dificultando a los organismos existentes la fabricación de sus conchas de carbonato cálcico ($CaCO_3$), ya que dependen de la sobresaturación derivada de la concentración de iones carbonato.

Desde la llegada de la gran industrialización se calcula que el pH de la superficie de los océanos ha disminuido en 0,1 unidades, lo que se corresponde con un aumento del 30 por ciento en la concentración del ión hidrógeno. Suponiendo cuál será el nivel de dióxido de carbono atmosférico en el futuro, es posible estimar que, a finales de este siglo, el pH de la superficie marina puede

haberse reducido perfectamente en 0,5 unidades de pH, lo que equivaldría a un incremento del 300 por ciento en la concentración de iones hidrógeno desde la época anterior a la industrialización.

Este incremento se encuentra muy por encima del rango de variación natural indicado anteriormente, y es probable que el pH previsto sea menor del que se ha registrado durante muchos cientos de miles de años, o incluso más. Además, el ritmo de aumento de iones hidrógeno ha sido mucho más rápido que cualquier proceso experimentado por los océanos durante este período (Royal Society, 2005). Ante este profundo y rápido cambio en el equilibrio ácido/base del agua marina, ¿qué implicaciones hay para la vida biológica, la ecología marina y las retroalimentaciones de tipo biogeoquímico, teniendo en cuenta la gran capacidad de los océanos de absorber el dióxido de carbono antropogénico?

Los corales son un ejemplo evidente de organismos con secreciones de carbonato cálcico, y muy probablemente se verán afectados de manera adversa por la menor disponibilidad de iones carbonato en un mundo con mayores tasas de dióxido de carbono. Este fenómeno se añadirá al efecto provocado por el aumento

de la temperatura del agua del mar que ya parece estar afectando a los corales de las aguas tropicales. Además, el fitoplancton microscópico, con estructuras conformadas a partir de carbonato cálcico (algo común en todos los océanos), también se encontrará en desventaja (véase la Figura 4). Por el contrario, el plancton —que crea sus estructuras a partir de la fijación de carbono— podrá beneficiarse en gran medida de la disponibilidad de elementos de carbono adicionales como consecuencia de una mayor presencia de dióxido de carbono. De hecho, esta podría ser incluso la situación de algunos organismos secretores de carbonatos, conforme desvela un estudio reciente (Iglesias-Rodríguez y otros, 2008), según el cual se encontraron pruebas de una mayor calcificación en una de las especies de fitoplancton adaptada a niveles de pH más bajos en el agua marina. Es probable que cualquier efecto sea más pronunciado en los océanos australes, donde la baja temperatura del agua da lugar a un mayor grado de disolución del dióxido de carbono. Obviamente, los organismos responderán y/o se adaptarán de diferentes maneras ante este descenso en el pH, por lo que un incremento en la acidez desembocará, casi con toda seguridad, en cambios dentro de la biodiversidad marina.

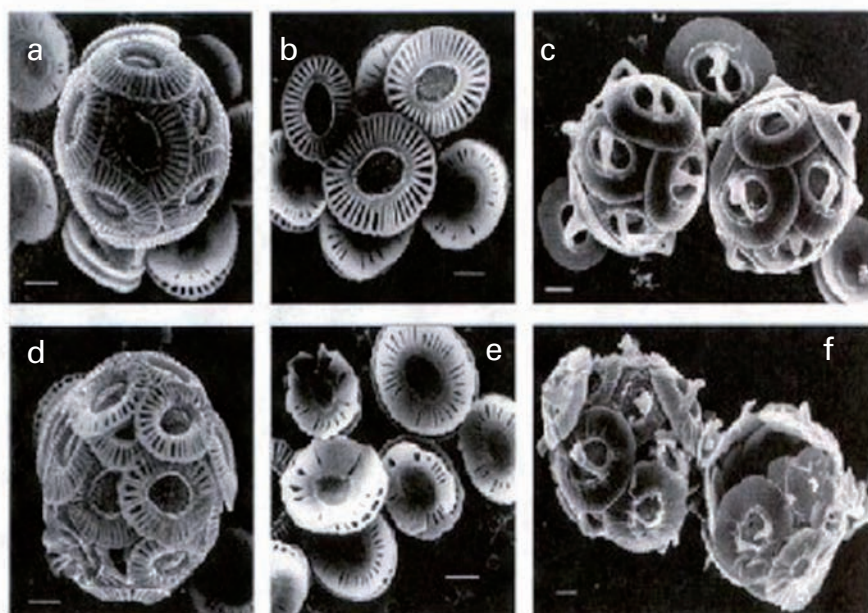


Figura 4 — Imágenes captadas con el microscopio electrónico de barrido de cocolitofóridos desarrollados en condiciones de altos y bajos niveles de dióxido de carbono, con arreglo a las concentraciones de alrededor de 300 ppmv ((a) – (c)) y de 780-850 ppmv ((d) – (f)). Obsérvese la diferencia existente en la estructura del cocolito (incluyendo malformaciones) y en el grado de calcificación de las células desarrolladas bajo condiciones de índices normales y elevados de dióxido de carbono (de Riebesell y otros, 2000).

Es probable que también se produzcan cambios en la capacidad del océano de absorber dióxido de carbono, debido a que el incremento en la acidez ocasiona un descenso en los iones carbonato, que son los que le confieren al agua marina gran parte de su capacidad natural para absorber dióxido de carbono. Por consiguiente, en el océano penetrará una cantidad menor del dióxido de carbono emitido en la atmósfera, lo que tendrá importantes consecuencias de retorno sobre el calentamiento global. Posiblemente, otros gases importantes para el clima y la calidad del aire, como el sulfuro de dimetilo y los haluros orgánicos, también se vean afectados por los cambios inducidos por el pH en los microorganismos presentes en las proximidades de la superficie marina y que producen estos componentes.

Los óxidos de azufre y de nitrógeno son otros gases ácidos que se forman como consecuencia de la quema de combustibles fósiles. Al igual que el dióxido de carbono, también

se disuelven en agua para formar soluciones ácidas (de hecho, por lo general constituyen generadores de ácido más potentes). Doney y otros (2007) informan de un ejercicio de modelización dirigido a evaluar la importancia relativa del dióxido de carbono frente a los óxidos de azufre y de nitrógeno, y concluyen que, en el caso de los océanos mundiales, el dióxido de carbono tiene mucho más peso que los otros dos óxidos.

Los sistemas de geoingeniería concebidos para moderar el cambio climático de forma directa (por ejemplo, espejos en el espacio o inyección de partículas en la estratosfera) no servirán, en absoluto, para resolver el problema de acidificación del océano. La única forma realista de llevarlo a cabo es reducir la cantidad de dióxido de carbono que se emite a la atmósfera. Aunque la química física que subyace bajo el papel del dióxido de carbono en el agua marina resulta sencilla, el efecto que produce la reducción del pH sobre la vida biológica del océano y las reacciones hacia el sistema global distan mucho de estar claros. En consecuencia, se trata este de un tema que requiere un estudio más profundo con toda urgencia; de hecho, existen varios grandes programas de investigación que ya se encuentran en curso o que se iniciarán pronto.

Conclusión

El transporte atmosférico de elementos químicos hacia el océano se ha investigado durante más de un siglo. Con el tiempo, hemos sabido que la atmósfera representa una fuente de origen fundamental de nutrientes, toxinas y ácidos. También se ha descubierto que no existe región alguna de los océanos que pueda escapar a la influencia de la actividad del ser humano, y que esta influencia será mayor en el futuro, en la medida en que la población humana y la utilización por habitante de los recursos sigan aumentando.

Referencias

- BOLIN, B., 1960: On the exchange of carbon dioxide between the atmosphere and the sea, *Tellus*, 12, 274-281.
- BOYD, P.W., T. JICKELLS et al., 2007: Mesoscale iron enrichment experiments 1993-2005: Synthesis and future directions, *Science*, 315, 612, doi:10.1126/science.1131669.
- DENTENER, F., J. DREVET et al., 2006: Nitrogen and sulfur deposition on regional and global scales: A multimodel evaluation, *Global Biogeochem. Cycles*, 20, GB4003, doi:10.1029/2005GB002672.
- DONEY, S.C., N. MAHOWALD et al., 2007: Impact of anthropogenic atmospheric nitrogen and sulfur deposition on ocean acidification and the inorganic carbon system, *Proc. National Academy of Sciences*, 104, 14580-14585.
- DUCE, R.A., 2001: Atmospheric input of pollutants, *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Academic Press, New York, 192-201.
- DUCE, R.A., P.S. LISS et al., 1991: The atmospheric input of trace species to the world ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, 5, 193-259.
- DUCE, R.A., J. LA ROCHE et al., 2008: Impacts of atmospheric nitrogen on the open ocean, *Science* 320, 893-897.
- FITZGERALD, W.F., C.H. LAMBORG and C.R. HAMMERSCHMIDT, 2007: Marine biogeochemical cycling of mercury, *Chem. Rev.*, 107, 641-662.
- GALLOWAY, J.N., A.R. TOWNSEND et al., 2008: Transformation of the nitrogen cycle: recent trends, questions and potential solutions, *Science*, 320, 889-892.
- GESAMP, 1989: The atmospheric input of trace species to the world ocean, Rep. Stud., GESAMP 38, 111 pp.
- GESAMP, 1991: Global changes and the air/sea exchange of chemicals, Rep. Stud., GESAMP 48, 69 pp.
- GESAMP, 1995: The sea-surface microlayer and its role in global change, Rep. Stud., GESAMP 59, 76 pp.
- GOLDBERG, E.D., 1971: Atmospheric dust, the sedimentary cycle and man, *Comments in Geophysics: Earth Sci.* 1, 117-132.
- HUANG, S., R. ARIMOTO and K. RAHN, 1996: Changes in atmospheric lead and other pollution-derived trace elements at Bermuda, *J. Geophys. Res.*, 101, 21033-21040.
- IGLESIAS-RODRIGUEZ, M.D. et al., 2008: Phytoplankton calcification in a high-CO₂ world, *Science*, 320, 336-340.
- JICKELLS, T.D. and L. SPOKES, 2001: *Atmospheric iron inputs to the ocean, in Biogeochemistry of Iron in Seawater* (D. Turner and K.A. Hunter (Eds.)). John Wiley, Hoboken, New Jersey, 85-121.
- JICKELLS, T., Z.S. AN et al., 2005: Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry and climate, *Science*, 308, 67-71.
- LISS, P.S. and R.A. DUCE (Eds.), 1997: *The Sea Surface and Global Change*, Cambridge University Press, 519 pp.
- MAHOWALD, N., A.R. BAKER et al., 2005: Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB4025, doi:10.1029/2004GB002402.
- MAHOWALD, N., S. ENGELSTAEDTER et al., 2009: Atmospheric iron deposition: global distribution, variability and human perturbations, *Annual Review of Marine Science*, 1, 248-278.
- MAHOWALD, N., T.D. JICKELLS et al., 2009: The global distribution of atmospheric phosphorus sources, concentrations and deposition rates and anthropogenic impacts, *Global Biogeochemical Cycles* (en imprenta).
- MARTIN, J.H., 1990: Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis, *Paleoceanography*, 5, 1-13.
- MASON, R.P. and G.A. GILL, 2005: Mercury in the marine environment. En: *Mercury: Sources, Measurements, Cycles and Effects* (M.B. PARSONS and J.B. PERCIVAL (Eds.)). Mineralogical Association of Canada, 2005; Vol. 34, Chapter 10.
- MASON, R.P. and G.R. SHEU, 2002: Role of the ocean in the global mercury cycle, *Global Biogeochem. Cycles*, 16 (<http://dx.doi.org/10.1029/2001GB001440>).
- MUROZUMI, N., T.J. CHOW and C.C. PATTERSON, 1969: Chemical concentrations of pollutant lead aerosols, terrestrial dusts, and sea salts in Greenland and Antarctic snow strata, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 1247-1294.
- PATTERSON, C.C. and D. SETTLE, 1987: Review of data on eolian fluxes of industrial and natural lead to the lands and seas in remote regions on a global scale, *Marine Chemistry*, 22, 137-1620.
- RIEBESELL, U., I. ZONDERVAN et al., 2000: Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO₂, *Nature*, 407, 634-637.
- ROYAL SOCIETY, 2005: Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Policy Document 12/05, Royal Society, London, 60 pp.
- SLEMR, F. and E. LANGER, 1992: Increase in global atmospheric concentrations of mercury inferred from the measurement over the Atlantic Ocean, *Nature*, 355, 434-437.
- WU, J. and E.A. BOYLE, 1997: Lead in the western North Atlantic Ocean: Completed response to leaded gasoline phaseout, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 3279-3283.