

Estudios oceánicos mundiales, el efecto de invernadero, y el cambio climático: Investigación de sus interrelaciones

Los científicos están empleando nuevos instrumentos y métodos para comprender la importancia que tiene el océano para el sistema climático de la Tierra

Los océanos están formados por 1300 millones de kilómetros cúbicos de agua salada que abarcan el 71% de la superficie de la Tierra. Esta enorme masa de agua ejerce una poderosa influencia sobre el ecosistema mundial. Suministra agua al ciclo hidrológico de los continentes, sirve de termostato mundial al atenuar los gradientes térmicos resultantes de las variaciones temporales y espaciales de la radiación solar entrante, regula la composición atmosférica de algunos gases en trazas, y actúa como lugar de vertimiento de muchos contaminantes antropógenos.

Las fluctuaciones climáticas se suelen asociar con los cambios que se producen en la atmósfera. No obstante, la atmósfera no puede estudiarse por separado, pues los procesos que en ella ocurren están estrechamente relacionados con la Tierra, los océanos y las regiones de la superficie terrestre cubiertas de hielo (conocidas como la criosfera). Existe también una íntima relación con la biosfera que comprende los sistemas de vida de la tierra y el océano. La atmósfera, la tierra, el océano, la criosfera, y la biosfera forman la estructura básica del sistema climático. (Véase el esquema de la página 27.)

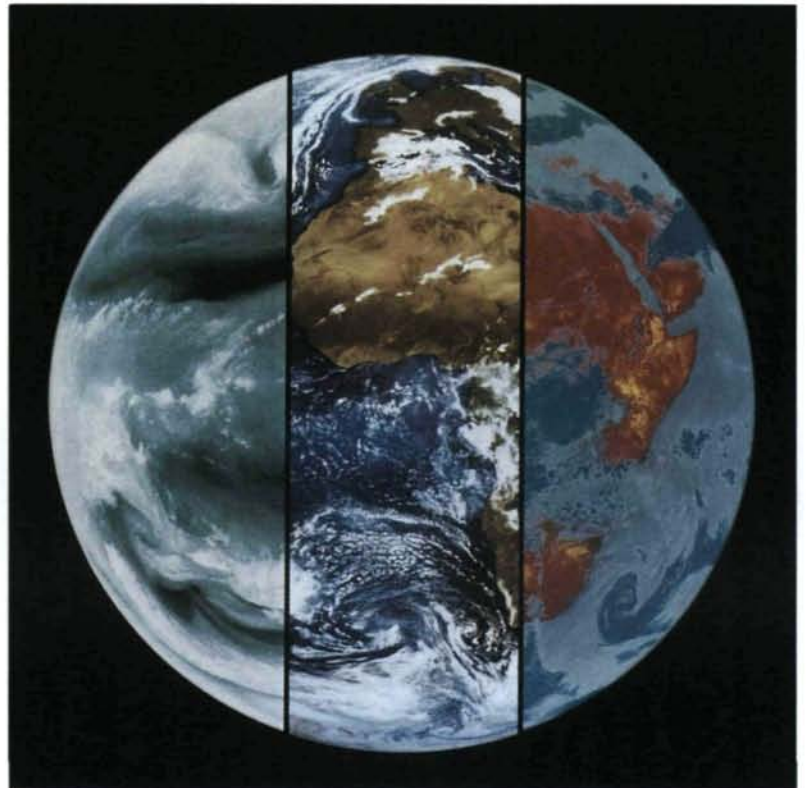
Para comprender el sistema climático se requiere, entre otras cosas, conocer cómo los océanos y la atmósfera intercambian el calor, el agua y los gases de efecto de invernadero. Por ejemplo, es preciso comprender cuáles son las principales modalidades de circulación oceánica; con qué rapidez el interior del océano profundo responde a los cambios atmosféricos; y qué procesos se encargan de la formación y desintegración del hielo marino.

El Sr. Rozanski es funcionario de la Sección de Hidrología Isotópica de la División de Ciencias Físicas y Químicas del OIEA. El Sr. Fowler es jefe del Laboratorio de Radioecología del Laboratorio del OIEA para el Medio Ambiente Marino, con sede en Mónaco, y el Dr. Scott es Conferenciante Principal del Departamento de Estadísticas de la Universidad de Glasgow, Escocia.

Foto por cortesía de la Agencia Espacial Europea.

Las concentraciones de varios de los principales gases de efecto de invernadero en la atmósfera (dióxido de carbono (CO₂), metano, óxido nítrico) han cambiado de modo natural en las escalas cronológicas del período glacial, y han estado aumentando desde la etapa preindustrial a consecuencia de las actividades del hombre. El océano desempeña una función importante en el ritmo de calentamiento de la atmósfera por el efecto de invernadero, absorbiendo de la atmósfera el exceso de los gases de efecto de invernadero y parte del calor que produce dicho efecto. Ambos procesos tienden a disminuir el ritmo de calentamiento de la atmósfera por el efecto

por K. Rozanski,
S.W. Fowler y
E.M. Scott



de invernadero. Sin el efecto regulador de los océanos, la temperatura mundial de la atmósfera a nivel de suelo sería probablemente ahora uno o dos grados Celsius más alta.

Surge entonces la duda de si los océanos seguirán disminuyendo este calentamiento, y si lo harán con menor o mayor rapidez a medida que el proceso continúe. Es preciso despejar estas dudas con absoluta seguridad antes de que podamos pronosticar los cambios climáticos mundiales en toda su magnitud. Por tanto, es necesario comprender mucho mejor 1) los procesos de intercambio de gases en la interfaz aire-mar, con especial atención al CO₂, 2) las vías de transporte de los gases de efecto de invernadero desde la superficie hasta las capas profundas del océano y los sedimentos, y 3) los factores que controlan la circulación oceánica.

El océano en movimiento

La circulación superficial del océano provocada por el viento mueve el calor y el agua en los planos horizontales solamente. Mucho más lenta es la circulación termohalina: enfriamiento y/o aumento del contenido de sal inducidos por la evaporación excesiva del agua densa que se halla en la superficie del mar, que desciende al interior del océano. Por una parte, este proceso obliga a las capas más profundas del océano a actuar recíprocamente con la atmósfera, y, por la otra, "abre" el enorme volumen del océano profundo para almacenar calor y CO₂, entre otras propiedades.

Este hundimiento del agua densa de la superficie ocurre actualmente en unas cuantas regiones limitadas del océano. La convección más profunda tiene lugar en el Atlántico Norte septentrional (mares de Noruega y Groenlandia) y cerca de la Antártida (Mar de Weddell). En el Atlántico Norte, el agua cálida de la superficie, que lleva mucho tiempo en contacto con la atmósfera, se enfría y disuelve más CO₂ antes de descender como agua relativamente salada al océano profundo. En el hemisferio meridional, el agua profunda ascendente, que no se ha mantenido en contacto directo con la atmósfera por un tiempo relativamente prolongado, se convierte rápidamente en agua fría más densa con un alto contenido de CO₂ y reingresa en las capas profundas y del fondo del mar. Estas dos masas de agua, cada cual con sus propiedades peculiares indivi-

duales, se extienden por todo el océano y ponen en movimiento una corriente ascendente lenta pero estable del agua "permanente" del océano profundo.

Esa agua permanente está compuesta por agua más vieja modificada por procesos de mezcla vertical, por el material orgánico que desciende de la superficie del mar, y por su contacto con los sedimentos del fondo del mar. Finalmente, el agua en ascenso vuelve a emigrar a las zonas de hundimiento para completar un ciclo de circulación que suele conocerse como "correa transportadora". (Véase el diagrama.)

El ritmo y la modalidad de formación de las aguas profundas en el Atlántico Norte y de transferencia del calor oceánico hacia las zonas continentales de altas latitudes están en función de la circulación de las aguas superficiales de la región. El exceso de salinidad (con el concomitante flujo térmico que depende de la velocidad de la corriente de las aguas superficiales que desembocan en el Atlántico) crea fuertes frentes oceánicos, fija los límites entre las zonas oceánicas cubiertas de hielo y las de alta mar, y calienta la región adyacente de Europa septentrional. Se ha comprobado que todo el sistema es sumamente inestable en las escalas cronológica, histórica y geológica y del decenio. Por ejemplo, según los antecedentes se sabe que incluso perturbaciones insignificantes del límite del hielo marino y de la salinidad, la temperatura, y el volumen de las aguas superficiales afluentes pueden afectar seriamente el clima, la economía y las condiciones de vida en Europa. Ello sucedió, por ejemplo, entre los siglos XV y XVIII durante la llamada Pequeña Edad Glacial.

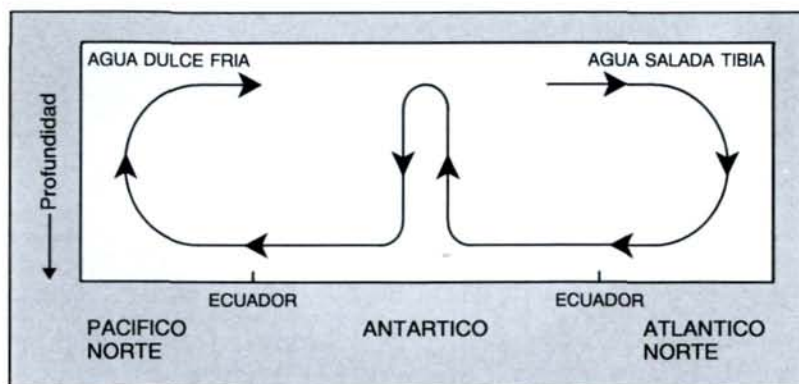
Elaboración de modelos de dinámica de los océanos

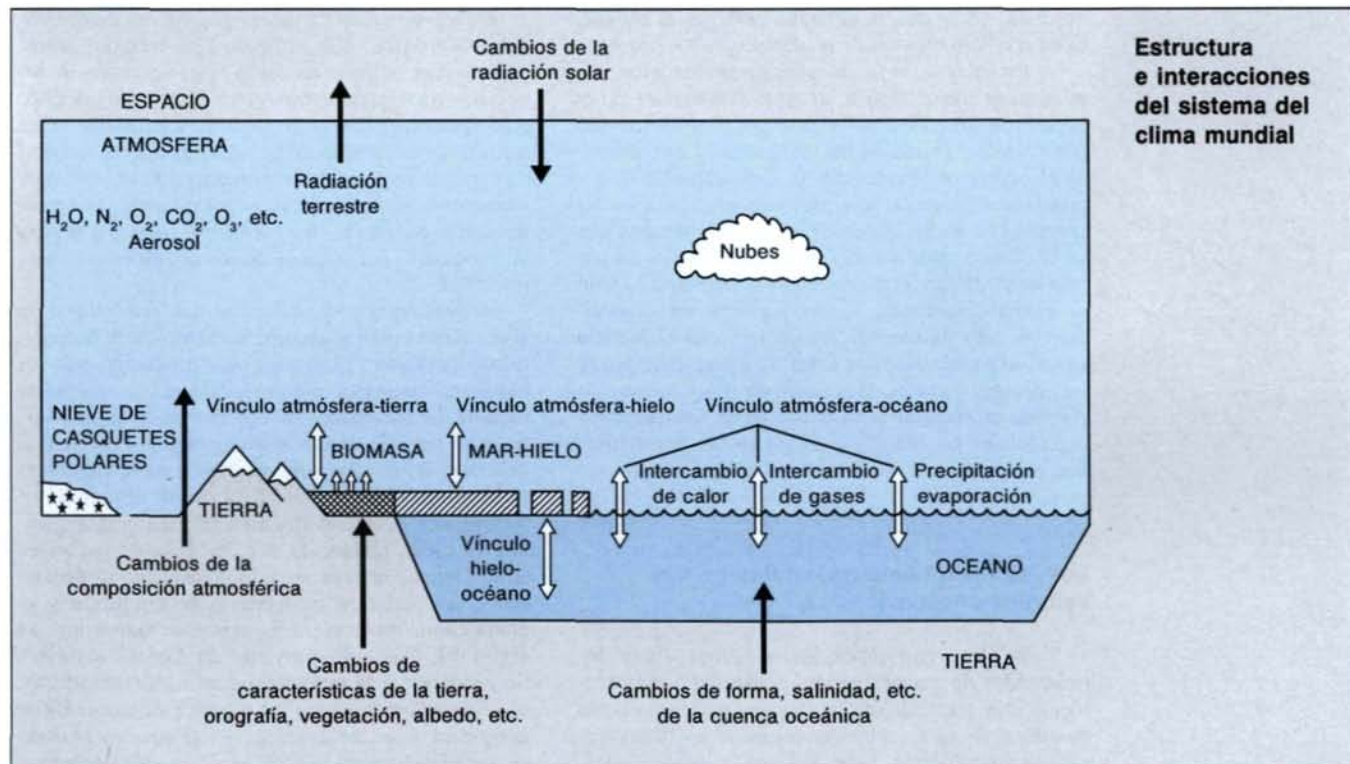
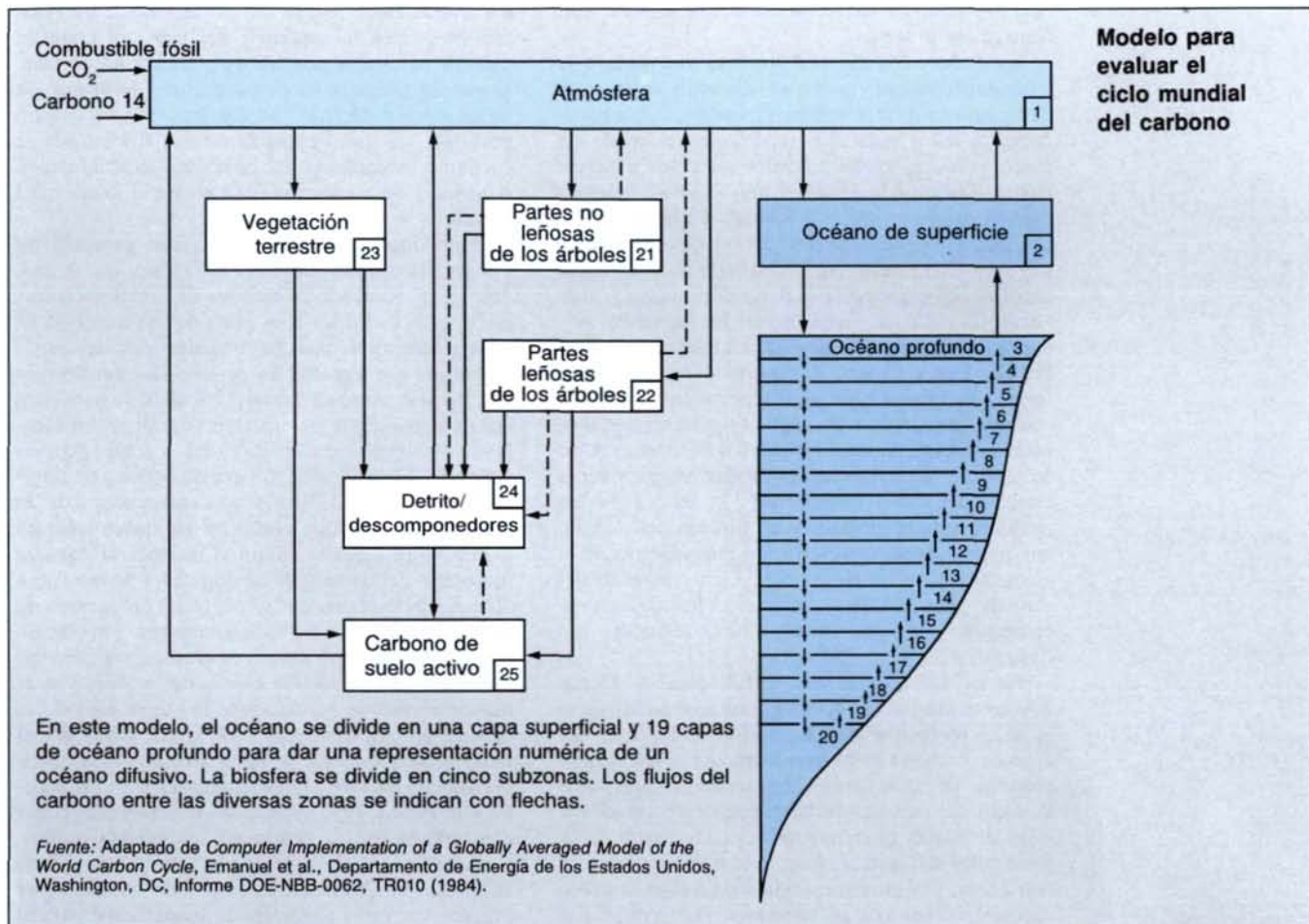
En general, nuestra comprensión de la dinámica de los océanos y su función en el ciclo mundial del carbono está aumentando gracias a dos actividades conexas: la elaboración de modelos matemáticos del sistema y la realización de estudios detallados de experimentos y observaciones.

Los modelos y los proyectos de elaboración de modelos contribuyen a que comprendamos mejor la dinámica oceánica, puesto que sintetizan conocimientos obtenidos a partir de proyectos biogeoquímicos especializados, y describen la estructura general y las modalidades de interacción del sistema objeto de estudio. El ciclo del carbono es complejo, y los procesos que se deben incorporar a cualquier modelo pueden tener escalas cronológicas que varían con los años y los siglos. Por tanto, resulta importante sintetizar los conocimientos adquiridos.

Cualquier modelo, incluso el más complejo, siempre representa una simplificación del mundo real. Se trata de una descripción empírica del sistema que sólo puede describir procesos que resulten importantes para algunas escalas espaciales y cronológicas en particular. Los resultados del modelo están sujetos a incertidumbre debido al limitado número de procesos físicos, químicos y biológicos que pueden incluirse, al análisis limitado de los procesos, y sobre todo, a nuestra falta de conoci-

Representación simplificada de la circulación mundial oceánica a menudo conocida como "correa transportadora"





mientos cuantitativos respecto de la rapidez con que ocurren los procesos.

La elaboración de modelos está vinculada a la labor experimental, ya que es necesario disponer de datos para calibrar y validar el modelo. Las necesidades de datos para cada modelo dependen de los procesos incorporados y pueden ser desde observaciones oceánicas hasta series muy especializadas de mediciones en un número limitado de lugares.

Teniendo presentes estas reservas podrán crearse una serie de modelos por orden jerárquico del ciclo mundial del carbono. En el nivel primario y más elemental, sólo se considerarán los procesos más importantes, como por ejemplo, el intercambio aire-oceano. Por lo general, dichos modelos adoptan la forma de cuadrículas que representan depósitos concretos de carbono. En el nivel siguiente, se elaborarán modelos unidimensionales o bidimensionales en que se describan determinadas características estables del ciclo. Encabezando la serie están los modelos tridimensionales y en función del tiempo, que proporcionan la descripción más objetiva de la estructura y la dinámica del ciclo mundial del carbono. No obstante, esos modelos todavía se encuentran en una etapa muy temprana de desarrollo.

En el Laboratorio del OIEA para el Medio Ambiente Marino IAEA-MEL, con sede en Mónaco, la labor preliminar de elaboración de modelos del ciclo del carbono se ha basado en una diversidad de modelos de cuadrícula de variada complejidad. El ciclo del carbono se ha conceptualizado como una serie de zonas interconectadas. Las cuatro zonas principales son la atmósfera, la biosfera terrestre, la hidrosfera, y la litosfera. Cada una de ellas se puede subdividir a su vez en subzonas. Por ejemplo, si examinamos la hidrosfera, ésta comprende tanto los sistemas de agua dulce como oceánicos. No obstante, en lo que al ciclo del carbono se refiere, basta con sólo concentrar la atención en los océanos.

A los efectos de la elaboración de modelos, los océanos se suelen dividir en capas funcionales: 1) el océano de superficie, calentado por el sol y movido por el viento, 2) una región intermedia, y por último, 3) el océano profundo. En la capa superficial, los procesos biológicos son muy activos, y la escala cronológica de los procesos es breve, mientras que en el océano profundo el ritmo de cambio es mucho más lento. (Véase el diagrama de la página 27.) Con un modelo conceptual, el paso siguiente sería cuantificar el gran número de parámetros que el modelo exige, especialmente las tasas de intercambio entre las diversas zonas. Un método muy difundido consiste en estudiar la distribución de una sustancia trazadora en el océano y la forma en que se modifica con el tiempo.

Los isótopos como trazadores en los estudios oceánicos

Tanto los radisótopos antropógenos como los producidos de manera natural constituyen el instrumento más eficaz de que se dispone para estudiar la dinámica de la circulación oceánica en diferentes escalas cronológicas. Si se conocen las modalidades,

los antecedentes temporales de la entrada de estos radisótopos en la superficie del mar, así como la manera en que ocurre su distribución en el mar, se pueden comprender mejor el ritmo de formación de las aguas profundas y su distribución en el océano profundo, las tasas de mezcla vertical en las zonas de corriente ascendente, así como las modalidades y regímenes de circulación del agua en el interior del océano.

Entre los radisótopos de uso más generalizado figuran el tritio y el carbono 14. El tritio, que se produjo como resultado de ensayos de armas nucleares realizados en el pasado, es parte de una molécula de agua y constituye, pues, un trazador ideal del movimiento de ese líquido. Su período de semidesintegración relativamente breve (12,4 años) lo hace muy útil para investigar los procesos oceánicos con escalas cronológicas características del orden de algunos decenios. El radiocarbono tiene un período de semidesintegración de 5730 años y es consecuencia de las interacciones de rayos cósmicos que tienen lugar en la atmósfera superior. Entra al mar por la difusión molecular del dióxido de carbono 14 y se incorpora al ciclo del carbono de los océanos. Su período de semidesintegración es suficientemente prolongado para investigar procesos con escalas cronológicas del orden de 1000 a 10 000 años, comparables con el tiempo medio de permanencia del agua en todo el océano (aproximadamente 1000 años). Con todo, el radiocarbono también se ha producido como resultado de los ensayos de armas nucleares en los decenios de 1950 y 1960 y, en fecha más reciente, como consecuencia de la generación de energía nucleoelectrónica y la reelaboración de combustibles. Esta señal antropógena del carbono que apareció por primera vez en la atmósfera es fundamental para el estudio de diversos aspectos del ciclo mundial del carbono.

En colaboración con otros grupos, los científicos del IAEA-MEL, han utilizado este trazador antropógeno para estudiar las zonas biogeoquímicas de los océanos y los intercambios entre el carbono orgánico e inorgánico en forma de partículas y disuelto. Este trabajo tan minucioso exige el uso de nuevas técnicas de caracterización del carbono orgánico y técnicas de medición actualizadas, como por ejemplo, la espectrometría de masas con acelerador, apropiada para la medición del radiocarbono en muestras muy pequeñas.

Recientemente, se utilizaron dos radisótopos de gases nobles para investigar la dinámica de la circulación oceánica. El criptón 85, producido por los reactores nucleares e introducido en la atmósfera durante la reelaboración del combustible nuclear, tiene un período de semidesintegración semejante al del tritio (10,7 años). Su evolución en la atmósfera es bien conocida. Se considera que el criptón 85 es un trazador potencial atractivo adecuado para sustituir al tritio, producido por los ensayos nucleares atmosféricos, que ya ha sido transferido al océano desde la atmósfera mediante la precipitación y el intercambio molecular. El segundo radisótopo, el argón 39, que sólo proviene de fuentes naturales (la producción de rayos cósmicos en la atmósfera), es un trazador útil para los estudios oceanográficos porque es químicamente inerte y porque su período de semidesintegración (269 años) se ubica entre los

del tritio, el criptón 85 y el carbono 14. La principal desventaja de estos dos trazadores radica en que para determinar sus actividades en las aguas oceánicas se necesita un procedimiento analítico relativamente complejo.

El empleo de trazadores radiactivos como el radiocarbono suministra nuevos datos importantes para comprender los procesos biogeoquímicos del carbono en los océanos. Además, garantiza que los nuevos modelos que se elaboran dispongan de los datos requeridos para la calibración y validación.

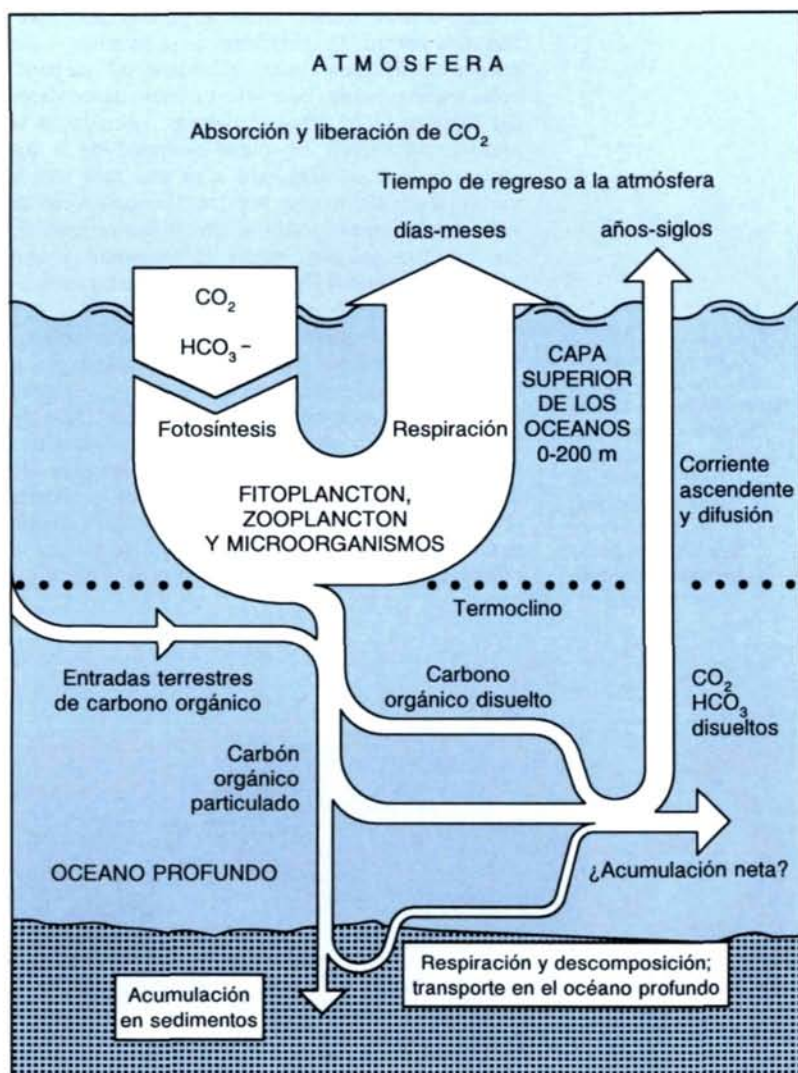
Ciclo del carbono en el mar

De la entrada estimada de CO_2 debida al quemado de combustibles fósiles y a las formas de aprovechamiento de la tierra, menos del 60% se halla ahora presente en la atmósfera. Se estima que el océano está absorbiendo gran parte del porcentaje restante, a un ritmo de alrededor de 2 gigatoneladas anuales (un gigatonelada de CO_2 equivale a 10^{15} gramos de carbono). Como el océano almacena aproximadamente 50 veces más carbono que el que está presente en la atmósfera, un cambio relativamente pequeño en el ciclo oceánico del carbono —en respuesta al cambio climático y/o a los cambios en la circulación oceánica— puede inducir grandes cambios en la concentración atmosférica del CO_2 .

Por ejemplo, se ha estimado que la absorción de CO_2 antropógeno procedente de la atmósfera en un océano completamente estancado se reduciría cuatro veces en comparación con el valor actual. Por otra parte, el incremento de la circulación aumentaría a casi el 90% la absorción de todas las emisiones actuales de CO_2 antropógeno. Sin embargo, ésta es sólo una estimación aproximada, y en verdad se sabe poco sobre cómo se regula la capacidad del océano para absorber CO_2 en las diferentes escalas cronológicas.

Estos problemas están siendo analizados actualmente en el Estudio Conjunto del Flujo Oceánico Mundial (JGOFS) uno de los proyectos básicos reconocidos del Programa Internacional Geosfera-Biosfera (IGBB), proyecto que centra su atención en la dinámica del CO_2 , así como en el ciclo oceánico del carbono y su sensibilidad a los cambios ambientales.

El ciclo del carbono en los océanos se rige por un conjunto de reacciones reversibles de oxidación-reducción entre el CO_2 disuelto y la materia orgánica, en las que los organismos marinos son los principales catalizadores. El carbono biogénico (partículas orgánicas y carbonatadas) se produce más o menos en los primeros 100 metros (la denominada "zona eufótica") mediante el proceso de fotosíntesis generado por el sol. Estas pequeñas partículas biogénicas, creadas por el proceso de "producción primaria", pasan a la cadena alimentaria. Como resultado de ello, el carbono bien se incorpora a los organismos como parte del crecimiento, se respira metabólicamente como CO_2 , o se transforma en detrito orgánico que se exporta desde las capas superficiales mediante el hundimiento gravitacional. Esta continua lluvia descendente de partículas biogénicas, la llamada "bomba biológica", es el componente principal de todos los estudios del ciclo



biogeoquímico marino que se centran en el cambio del medio ambiental mundial. (Véase la figura.)

Evaluaciones recientes indican que la bomba biológica oceánica puede exportar unas 7,4 gigatoneladas anuales de carbono orgánico en forma de partículas procedente de la zona eufótica. Este valor representa aproximadamente el 15% de las estimaciones mundiales de la producción primaria y casi equivale a la entrada anual de CO_2 a la atmósfera debida a la combustión de los combustibles fósiles.

Como las partículas biogénicas de detritos descienden lentamente por las aguas abisales, más del 90% del carbono orgánico exportado se recicla para transformarse en carbono inorgánico disuelto mediante la actividad de bacterias, la ingestión animal y la remineralización mecánica. Así, normalmente menos del 1% del carbono orgánico producido en la zona eufótica pasa al océano profundo y sólo una pequeña fracción de ese porcentaje se incorpora permanentemente a los sedimentos abisales. Pese a la importancia capital de la bomba biológica y sus vías de reciclado asociadas en el ciclo mundial del carbono, se conoce relativamente poco sobre la estructura, los mecanismos y el ritmo de esos procesos.

Elementos principales de la "bomba biológica" del océano

En los últimos años, los oceanógrafos han empleado cada vez más los colectores de sedimentos —que pueden considerarse como “pluviómetros” de partículas marinas— para cuantificar el flujo descendente del carbono y de otros elementos asociados a la materia particulada de hundimiento. Pese a los varios problemas inherentes a su uso para mover masas de agua como los océanos, los colectores de sedimentos siguen siendo el único instrumento de que se dispone para medir directamente y con bastante exactitud el flujo descendente de las partículas marinas.

Desde 1987 el IAEA-MEL ha venido colaborando con científicos franceses en el emplazamiento de colectores de sedimentos por debajo de la zona eufótica en el noroeste del Mediterráneo (Mar de Liguria). El objetivo es observar la variación interanual en la eliminación del carbono de las capas de la superficie oceánica de esta región. Los resultados preliminares indican que la exportación del carbono particulado de las aguas de la superficie no puede considerarse como un simple proceso de sedi-

mentación lento, y uniforme, por el contrario, ésta se produce en forma de “impulsos” de partículas vinculados a las modalidades de productividad biológica de las aguas suprayacentes.

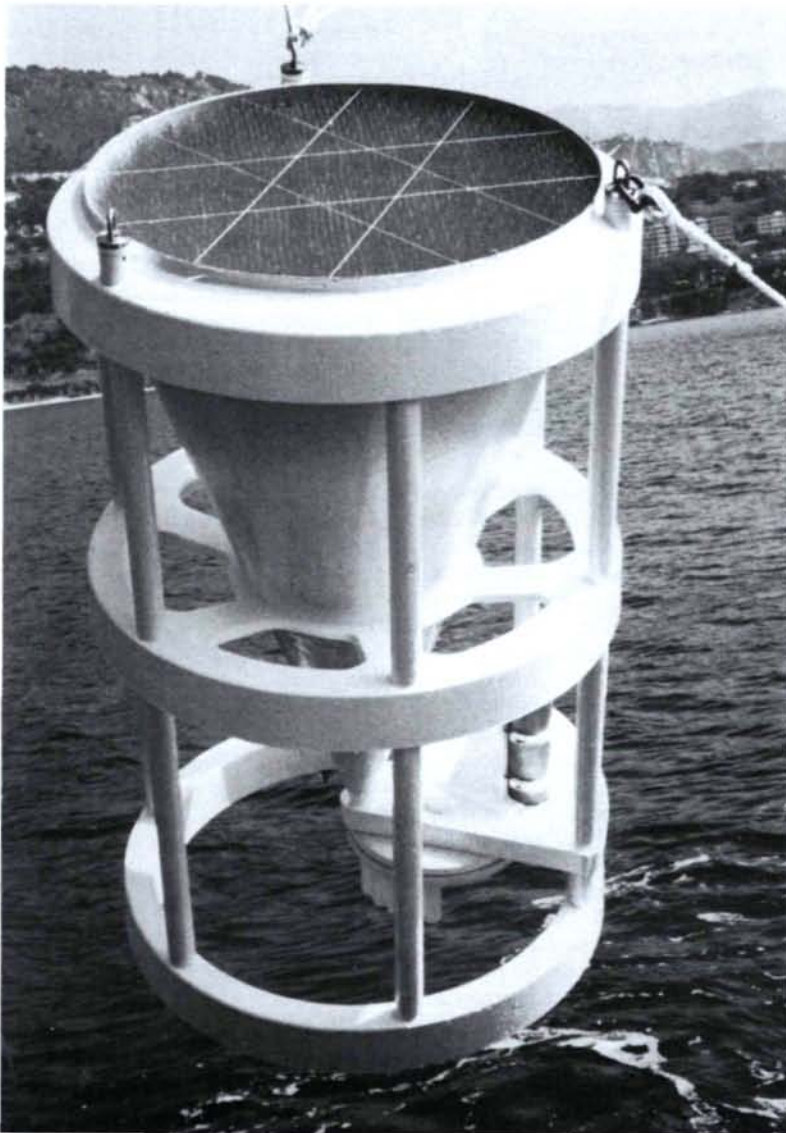
Los científicos están interesados en el flujo descendente del carbono orgánico proveniente de la zona eufótica, pues se estima que es proporcional al de “nueva producción”. En términos más sencillos, esto se define como la fracción de la producción primaria derivada de las fuentes externas de nitrógeno que entra del exterior de la zona eufótica, suponiendo que a largo plazo, la exportación de nitrógeno y carbono se equilibre con las cantidades importadas a la zona eufótica. Por tanto, si se puede considerar que la nueva producción es proporcional al carbono exportado de la zona eufótica, se puede calcular la eliminación del CO₂ desde la superficie hasta el océano profundo. Debido a las importantes consecuencias derivadas del concepto de la nueva producción, los científicos han estado tratando de hallar otras formas de calcular el ritmo de este proceso.

En tal sentido, uno de los métodos que recibe amplia atención es el relacionado con el uso del radionucleido natural torio 234 como trazador apropiado para cuantificar la formación de partículas y el ritmo de exportación en las aguas superficiales. A diferencia del uranio 238, su radionucleido precursor soluble, el torio 234 reacciona a nivel de partículas, y, debido a su período de semidesintegración relativamente corto (24,1 días), puede utilizarse para describir los procesos biogeoquímicos que tienen lugar en las escalas cronológicas que van desde días hasta algunos meses. En los últimos estudios se ha observado que existe una relación inversa entre el tiempo de permanencia del torio 234 disuelto en el agua de mar y la tasa de producción primaria. Si las partículas a las que se adsorbe el torio son biogénicas, el torio 234 puede emplearse junto con los datos sobre el carbono particulado para calcular la exportación del carbono o la nueva producción. En la mayoría de las regiones de alta mar, casi todas las partículas en suspensión son biogénicas; de ahí que la técnica del torio 234 tenga grandes posibilidades de uso, sobre todo en esas zonas.

En el estudio cooperativo que se realiza en el Mar de Liguria, el IAEA-MEL ha comenzado a examinar la relación entre el flujo del torio 234 particulado y el del carbono. Hasta ahora, los resultados indican que existe una relación general entre el flujo del torio 234 particulado y la exportación del carbono proveniente de la zona eufótica, aunque ciertas variaciones importantes, especialmente en la relación torio 234/carbono, suelen hacer imprecisa la correlación. Se trabaja para esclarecer el origen de tales variaciones.

Otro método para cuantificar la absorción de CO₂ antropógeno por el mar se basa en las estimaciones del flujo neto mundial del CO₂ a través de la interfaz aire-mar. Para calcular dicho flujo, es preciso evaluar debidamente los valores medios globales de dos variables: 1) la diferencia de la presión parcial de CO₂ entre la superficie oceánica y la atmósfera, y 2) el coeficiente de transferencia de gas del CO₂. Como ambos parámetros varían notablemente según las estaciones del año y las regiones oceánicas, este método plantea mucha incertidumbre en cuanto a la absorción estimada de CO₂. Para

En el Laboratorio del OIEA para el Medio Ambiente Marino se utiliza un colector de sedimentos automatizado de serie cronológica, el cual sirve de “pluviómetro” de las partículas marinas.



derivar el coeficiente de transferencia de gas del CO₂ se utilizaron radisótopos, principalmente carbono 14 producido en ensayos nucleares atmosféricos y radón 222 natural. Se están realizando investigaciones para lograr una mejor cobertura de extensas regiones del océano y tratar de hallar la forma de vigilar las variables mediante la detección a distancia.

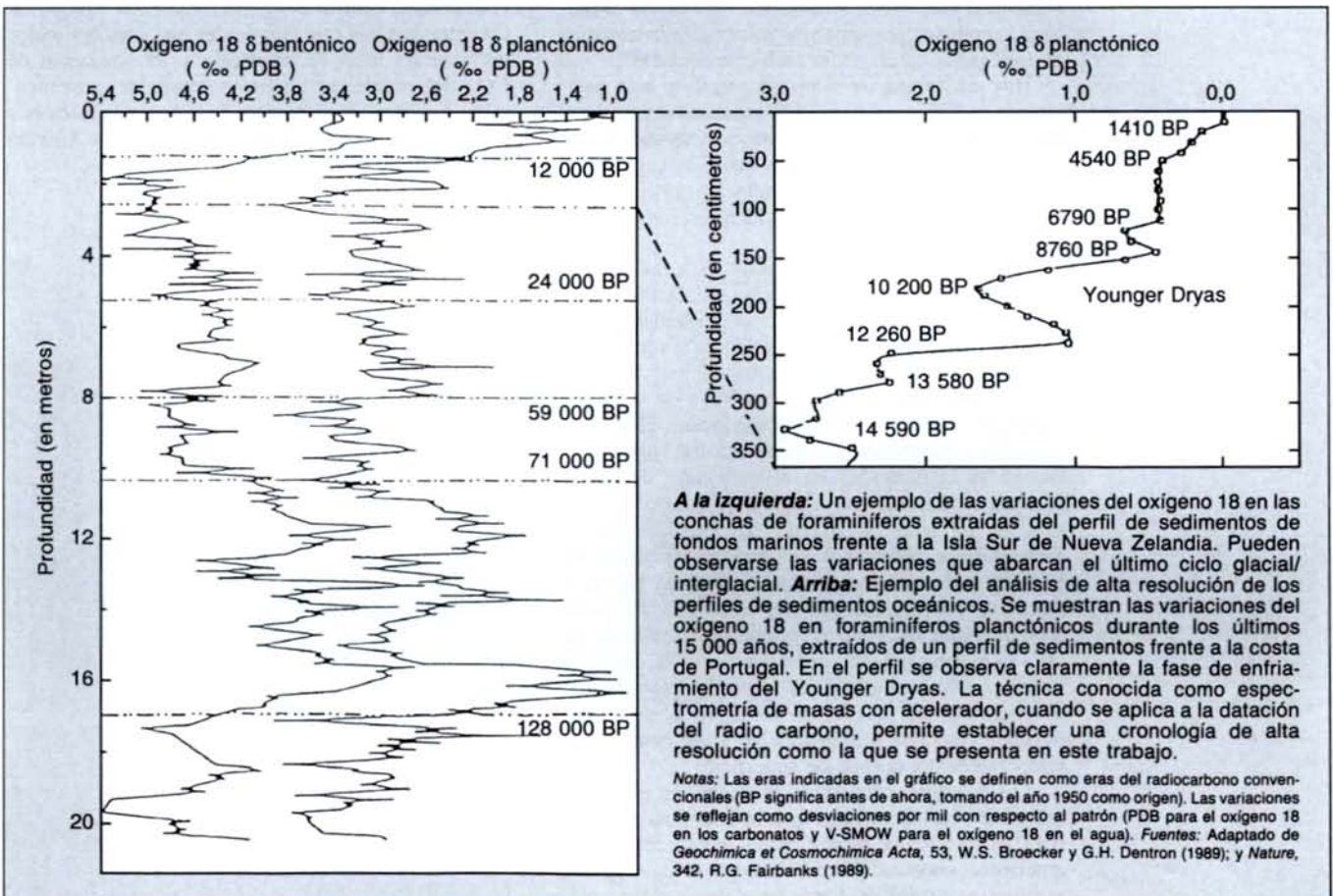
Otra forma más de cuantificar la función actual de los océanos en el ciclo mundial del carbono es elaborar un modelo de las variaciones espaciales y temporales de la concentración del CO₂ observadas en la atmósfera de la Tierra. Por lo general, se utilizan modelos tridimensionales de transporte para simular la distribución mundial de CO₂ y dar respuesta a hipótesis concretas respecto de la concentración y ubicación de los flujos superficiales de CO₂, incluidas las regiones oceánicas. La atmósfera integra los flujos provenientes de todas las zonas de fuentes y de hundimiento y, por tanto, indica las huellas a gran escala de las zonas de fuentes de CO₂ y de hundimiento, que resultan muy variables y, por ende, difíciles de medir a escalas más pequeñas.

Los datos procedentes de la actual red internacional de estaciones de observación de CO₂, situadas casi exclusivamente en regiones oceánicas, no se pueden utilizar para determinar los gradientes longitudinales de la concentración del CO₂. En consecuencia, con este método aún resulta difícil identificar con suficiente exactitud las zonas impor-

tantes de fuentes y de hundimiento. Como las relaciones isotópicas carbono 13/carbono 12 del CO₂ que liberan el océano y la biosfera terrestre difieren considerablemente, se espera que las mediciones de alta precisión de sus variaciones en gran escala ayuden a cuantificar la contribución de la tierra y el océano al equilibrio mundial del carbono. El OIEA participa activamente en esta esfera mediante un programa coordinado de investigaciones sobre las variaciones isotópicas en la atmósfera del dióxido de carbono y otros gases en trazas. El programa se dedica fundamentalmente a elaborar series cronológicas de alta calidad e intercomparables de la composición isotópica de los gases atmosféricos en trazas en lugares cuidadosamente seleccionados.

Archivo ambiental mundial

El registro oceánico de los cambios ocurridos en el mundo constituye la base sobre la cual pueden evaluarse las modificaciones que el hombre ha introducido en la Tierra. Es esencial establecer una distinción entre la repercusión antropógena y la variación natural, la cual se deduce a partir del registro de un amplio espectro de escalas cronológicas. De todos los registros relacionados con al evolución del clima oceánico y atmosférico, el oceánico es el más continuo de que se dispone, además de que contiene abun-



A la izquierda: Un ejemplo de las variaciones del oxígeno 18 en las conchas de foraminíferos extraídas del perfil de sedimentos de fondos marinos frente a la Isla Sur de Nueva Zelandia. Pueden observarse las variaciones que abarcan el último ciclo glacial/interglacial. **Arriba:** Ejemplo del análisis de alta resolución de los perfiles de sedimentos oceánicos. Se muestran las variaciones del oxígeno 18 en foraminíferos planctónicos durante los últimos 15 000 años, extraídos de un perfil de sedimentos frente a la costa de Portugal. En el perfil se observa claramente la fase de enfriamiento del Younger Dryas. La técnica conocida como espectrometría de masas con acelerador, cuando se aplica a la datación del radio carbono, permite establecer una cronología de alta resolución como la que se presenta en este trabajo.

Notas: Las eras indicadas en el gráfico se definen como eras del radiocarbono convencionales (BP significa antes de ahora, tomando el año 1950 como origen). Las variaciones se reflejan como desviaciones por mil con respecto al patrón (PDB para el oxígeno 18 en los carbonatos y V-SMOW para el oxígeno 18 en el agua). *Fuentes:* Adaptado de *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, W.S. Broecker y G.H. Dentron (1989); y *Nature*, 342, R.G. Fairbanks (1989).

dante información sobre los elementos clave de las interacciones químicas y biológicas del sistema.

Como el sistema oceánico es tan amplio, el registro oceánico transmite importantes señales a nivel mundial. Nos informa también sobre sucesos regionales como El Niño/Oscilación Meridional o los movimientos de los frentes de hielo. En los mares marginales y a lo largo de las costas de los continentes, aporta pruebas sobre sucesos continentales, como los cambios en la aridez del suelo o la entrada de partículas transportadas por los ríos y de materia disuelta a los océanos.

El registro oceánico puede considerarse en tres escalas cronológicas. En una escala cronológica prolongada de 10 000 a 100 000 años, los sedimentos oceánicos conservan la huella de los principales cambios climáticos, es decir, los ciclos glaciales e interglaciales provocados principalmente por las variaciones cíclicas de los parámetros orbitales del sistema de la Tierra, originalmente postulados por Milankovitch. En una escala cronológica intermedia de 1000 a 10 000 años, los sucesos aperiódicos de considerable amplitud, pero de duración más corta—como la fase de enfriamiento de Younger Dryas en Europa, o la Pequeña Edad Glacial— se superponen en los ciclos de Milankovitch. Por último, en una escala cronológica corta de 10 a 1000 años a la que puede tenerse acceso principalmente en los sedimentos depositados en las regiones costeras y mediante el análisis de los arrecifes coralinos—se puede examinar el carácter y frecuencia de sucesos inusuales como inundaciones importantes, períodos de sequía regional o erupciones volcánicas. Esta escala cronológica también caracteriza las principales injerencias antropógenas en el medio ambiente mundial.

Hoy existe una metodología amplia y bien establecida para tomar muestras de sedimentos y analizar muchas de las propiedades que caracterizan a una amplia diversidad de agentes paleoceanográficos. Las técnicas isotópicas, basadas en los isótopos estables y radiactivos, han resultado ser muy útiles a este respecto.

La relación oxígeno 18/oxígeno 16 de las conchas carbonatadas de los protozoos marinos denominados foraminíferos, que se encuentran presentes en los sedimentos marinos, es una función de la relación de oxígeno 18/oxígeno 16 del agua de mar y de su temperatura. Estos dos factores actúan en la misma dirección durante las fluctuaciones climáticas glaciales/interglaciales, y aumentan las variaciones isotópicas conservadas en el carbonato de calcio formado. (*Véanse los gráficos.*) Puesto que la relación oxígeno 18/oxígeno 16 obtenidas en los foraminíferos bentónicos de aguas profundas mide fundamentalmente los cambios isotópicos del agua de mar, controlados por los cambios del volumen mundial de hielo (crecimiento y retirada de los casquetes polares continentales), la relación oxígeno 18/oxígeno 16 de especies planctónicas de foraminíferos que viven cerca de la superficie del mar responde principalmente a los cambios de temperatura del océano de superficie.

Los isótopos radiactivos presentes en el medio ambiente marino ofrecen una oportunidad singular para establecer la escala cronológica correcta de anteriores sucesos climáticos conservados en los sedimentos oceánicos. Entre los métodos de uso más

generalizado se cuentan los relacionados con el radiocarbono, el desequilibrio de la serie de uranio y el potasio-argón. Con el inicio de la espectrometría de masas con acelerador y la de ionización térmica más reciente que se aplican a la datación del radiocarbono y serie del uranio, respectivamente, se ha podido establecer una cronología detallada del último ciclo climático glacial e interglacial.

Direcciones futuras

En la actualidad el principal factor que motiva la investigación del cambio mundial es la preocupación del público por el cambio antropógeno del medio ambiente (sobre todo el cambio climático) durante el próximo siglo. El supuesto calentamiento de la Tierra, inducido por las emisiones excesivas de gases de efecto de invernadero, puede tener graves consecuencias socioeconómicas para toda la humanidad. Existen motivos suficientes para estimar que los cambios previstos en el clima mundial y/o regional pueden ocurrir con relativa rapidez, sin dejar apenas margen para tomar contramedidas eficaces o iniciar programas apropiados de adaptación.

Pese a que el océano mundial es ciertamente un elemento fundamental del ecosistema de la Tierra, resulta paradójico que sea hasta ahora el menos conocido. De ahí la necesidad de realizar un esfuerzo internacional concertado para investigar los diferentes aspectos de este sistema inmenso y sumamente complejo y el papel que desempeña en lo que concierne al control del clima. Entre las tareas más urgentes que hay que emprender está conocer mejor las diversas tasas de absorción y de liberación de CO₂ del océano en distintas condiciones ambientales. Las técnicas isotópicas basadas en los isótopos estables y radiactivos tienen una importante función que desempeñar en este ambicioso empeño.