

El fenómeno conocido como “cambio ambiental global” que amenaza de diversas formas el funcionamiento del planeta, abarca varios fenómenos y procesos que están íntimamente relacionados. Un cambio global se define, según Vitousek, en dos contextos: a) es aquel que altera las capas de fluidos del sistema de la Tierra (la atmósfera y los océanos) y que, por lo tanto, se experimenta a escala planetaria, y b) aquel que ocurre en sitios muy localizados pero tan ampliamente distribuidos que constituye un cambio a nivel global. Como ejemplos del primero tenemos el cambio en la composición de la atmósfera (p.ej. aumentos en la concentración de bióxido de carbono y de metano), el cambio climático, la destrucción de la capa de ozono en la estratósfera y el aumento de la incidencia de radiación ultravioleta. Dentro del segundo tipo están la pérdida de la diversidad biológica, el cambio en el uso del suelo (p.ej. la destrucción de los bosques para uso agropecuario), los cambios en la química atmosférica (p.ej. la lluvia ácida y el aumento en la concentración de ozono en la tropósfera) y las invasiones biológicas. El denominador común a todos estos componentes del cambio ambiental global es el hombre y sus actividades. Estas incluyen las actividades productivas, el desarrollo de ciertas tecnologías, la expansión de las tierras agrícolas y urbanas, un creciente e ineficiente uso de los combustibles fósiles y la emisión de nutrientes, toxinas y gases traza a la atmósfera como consecuencia de estos procesos. La actividad del hombre ha adquirido proporciones enormes, incluso en relación con el flujo de energía y materiales en la Tierra. Por ejemplo, las sociedades humanas consumen directamente cerca de 2% de la productividad primaria neta de los ecosistemas terrestres, pero al hacerlo utilizan o destruyen cerca de 40% del total.

La certeza o la incertidumbre en cuanto a la ocurrencia de los diversos

El cambio global: interacciones de la biota y la atmósfera

VÍCTOR J. JARAMILLO

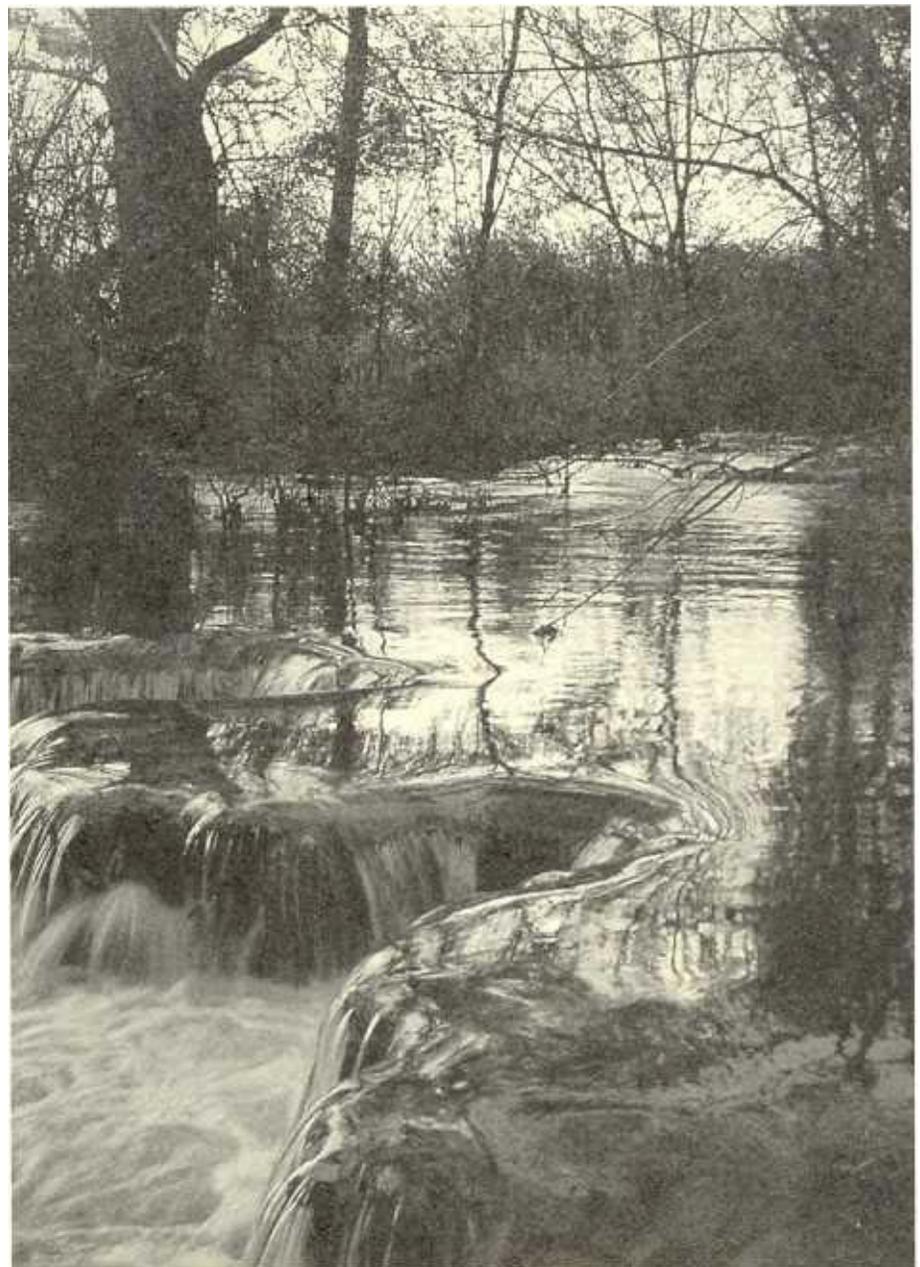
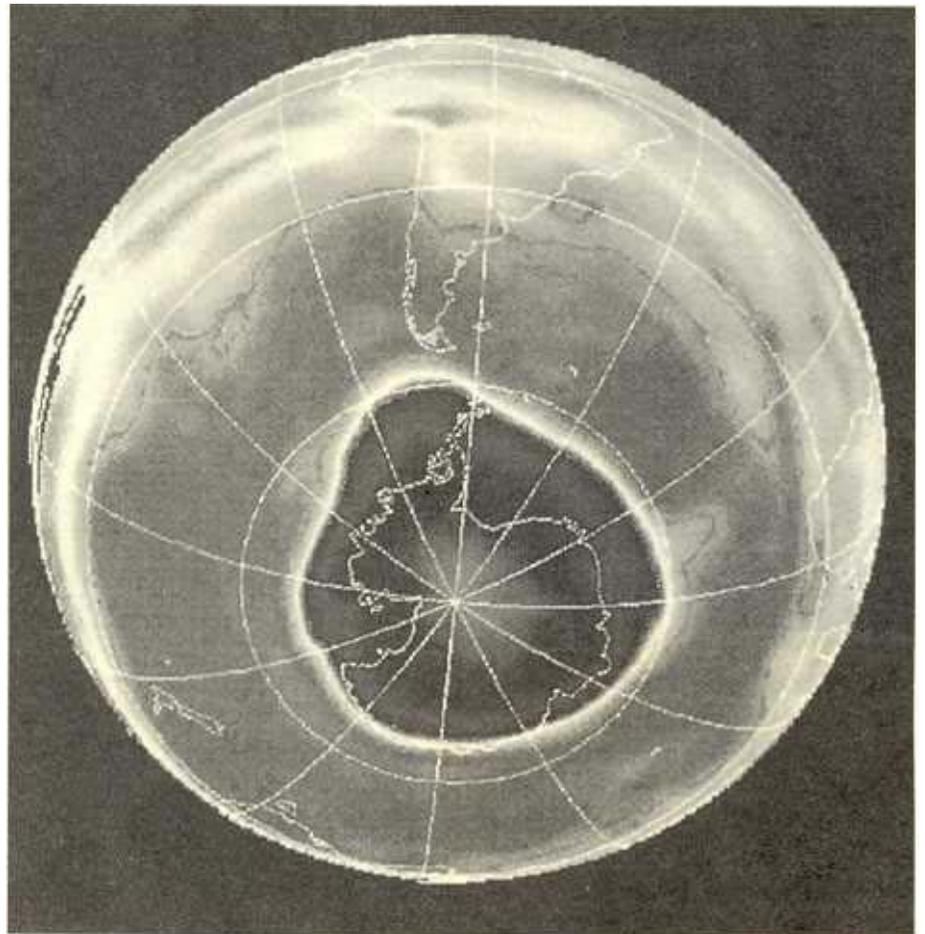


Foto: Kathleen Norris

componentes del cambio global es relativamente fácil de discernir. Por ejemplo, los cambios en la atmósfera, en particular el aumento en la concentración de bióxido de carbono, de óxido nítrico y de metano en la parte baja de la atmósfera (tropósfera), así como la disminución de la concentración de ozono en la estratósfera están bien documentados como se detallará más adelante. Asimismo, la pérdida de la diversidad biológica puede ser un alto grado de certeza. Por otro lado, no podemos asegurar que ya esté ocurriendo un cambio climático debido a las modificaciones inducidas por el hombre en el planeta. Sin embargo, existen evidencias que sugieren que por la exacerbación del fenómeno de invernadero puede estar ya presentándose un calentamiento. Por ejemplo, el nivel global del océano ha aumentado a una tasa de 15 a 25 cm por siglo en los últimos 100 años, debido probablemente al deshielo de las capas polares y a la expansión térmica del agua oceánica. También la temperatura promedio global del aire muestra una tendencia al aumento de aproximadamente 0.7°C desde 1880. Aunque el aumento concomitante de CO₂ y de la temperatura en los últimos 100 años son consistentes con las predicciones de los modelos climáticos avanzados, es un hecho que esta magnitud de calentamiento ha ocurrido numerosas veces en la historia de la Tierra. Por lo tanto, la tendencia documentada puede representar un fenómeno de variabilidad natural sin relación con las actividades humanas en el planeta.

El efecto de los diferentes componentes del cambio global es más difícil de establecer. A largo plazo, el cambio climático es el que tiene el mayor potencial para alterar el funcionamiento de la Tierra y, además, interacciona fuertemente con los otros componentes. Sus efectos más dramáticos se verán en un futuro, mientras que las consecuencias de los otros ya están ocurrien-



Agujero en la capa de ozono

do. Según Vitousek, existe un consenso entre los ecólogos estudiosos de los ecosistemas terrestres en cuanto a que el cambio en el uso de la tierra (p.ej. la transformación de ecosistemas naturales para uso agropecuario) es en la actualidad el componente del cambio global más importante.

Se ha considerado que la situación actual ha colocado a la humanidad en una posición sin precedente, ya que se espera que en el lapso de una sola generación el ambiente que hace posible la vida en la Tierra cambie más rápidamente que en ningún otro periodo comparable de la historia del planeta. Sin embargo, existen evidencias recientes que sugieren que habra que replantear algunas concepciones con respecto a la estabilidad climática experimentada por la humanidad en el Holoceno (los últimos 10 000 años). Los descubrimientos logrados median-

te el análisis isotópico del hielo en Groenlandia indican que durante el periodo interglacial anterior, el Eemiano, que abarcó de los 125 000 a los 115 000 años a.C., existieron oscilaciones climáticas que determinaron la existencia de periodos calientes (hasta 2°C más que en la actualidad) y fríos (hasta 5°C menos que en el Holoceno). Lo más sorprendente es que los cambios de estado se completaron en tan sólo 10 a 20 años y los periodos duraron de 70 hasta 5 000 años. La pregunta pertinente es, por qué el clima de los últimos 10 000 años ha sido tan estable dadas las notables variaciones registradas para los últimos 150 000 años, incluyendo un periodo interglacial análogo al presente pero ligeramente más caliente que el actual. White señala que en realidad no sabemos qué periodo representa la norma de los interglaciales; si el Holoceno, es-

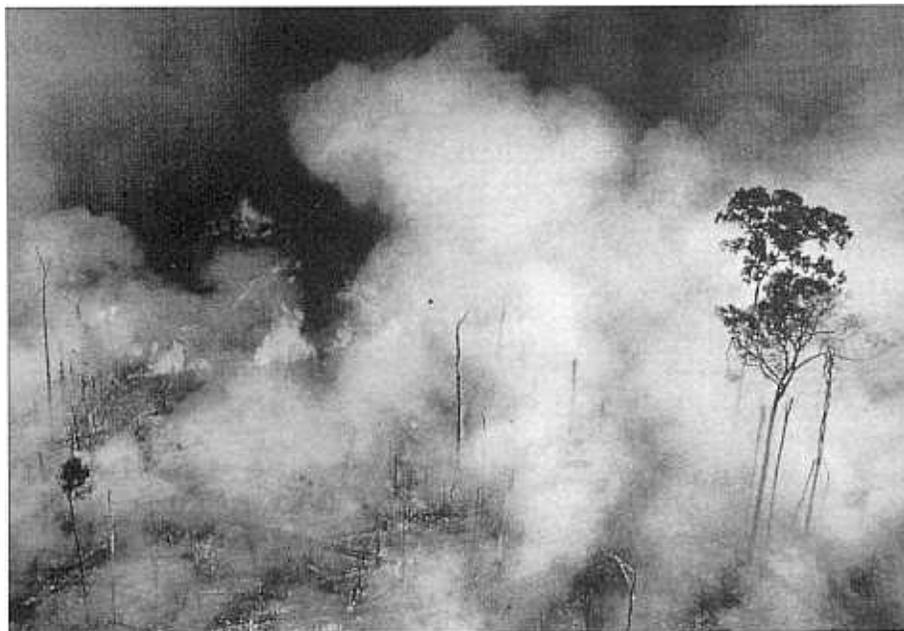


Foto: Michael Harvey

table y monofásico el Eemiano, multifásico y cambiante. Resalta, además, el hecho de que los humanos hemos construido un sistema socioeconómico complejo en lo que es, probablemente, el único periodo con patrones climáticos suficientemente estables como para desarrollarlo; se trata, sin duda, de una afortunada casualidad.

La duración de los eventos del Eemiano sugiere que los cambios en la circulación de los océanos estuvieron involucrados de manera causal en esos patrones. Aún se requieren muchas explicaciones que nos indiquen los "requisitos" para inducir una desestabilización "tipo Eemiano" en el patrón climático del Holoceno. Pero como el trabajo mismo señala, el hombre está perturbando ya uno de los factores que pueden estar involucrados: los gases de invernadero.

Los gases de invernadero tienen la propiedad de dejar pasar las radiaciones de longitud de onda corta pero absorben la radiación infrarroja (de longitud de onda larga) emitida por la Tierra y la retienen en la tropósfera (ver en Gay *et al.* 1991 una descripción más detallada de este fenómeno). Un aumento sustancial en la concentración de estos gases puede, por lo tanto,

producir el calentamiento de la superficie de la Tierra y afectar considerablemente el clima del planeta. No obstante su gran capacidad para absorber la radiación infrarroja, estos gases están presentes en la tropósfera en concentraciones muy bajas: baste considerar que 99.9% de los gases atmosféricos lo constituyen el nitrógeno, oxígeno y otros gases nobles inertes, que no son gases de invernadero. Ante la creciente preocupación respecto a un posible calentamiento global, se tiende a pensar que el "fenómeno de invernadero" es algo que está ocurriendo como resultado de las actividades humanas o que ocurrirá en el futuro. Es necesario entonces reflexionar sobre la posible existencia de este fenómeno en la historia de la Tierra, sobre la "constancia" de la composición de la atmósfera y sobre la relación entre ésta y los seres vivos.

La atmósfera en la evolución del planeta

Se ha estimado que en sus estados tempranos de desarrollo como estrella, el Sol emitía aproximadamente 30% menos de radiación que en la actualidad. Esto implica que con la composición química de la atmósfera actual, la Tierra ha-

bría estado congelada hasta hace 2 000 millones de años. Sin embargo, sabemos por el registro fósil que no fue así y que ha existido agua en estado líquido desde hace aproximadamente 3 800 millones de años. La explicación más aceptable de esto es que la atmósfera primitiva era más rica en bióxido de carbono —aproximadamente una concentración de 3% contra 0.035% en la actualidad— y evitaba la salida de la radiación produciendo un calentamiento global en el planeta. Es decir, este gas producía un efecto de invernadero. Aún en la actualidad, y con el Sol emitiendo más energía, sin la presencia del bióxido de carbono y del vapor de agua en la atmósfera, la temperatura promedio del planeta sería 33°C más fría y, por lo tanto, estaría congelado.

Es evidente que estos gases, que se presentan en la atmósfera en concentraciones muy bajas, han desempeñado un papel fundamental en la regulación de la temperatura del planeta desde sus orígenes. Un ejemplo claro de la constancia de las condiciones favorables para la vida en el planeta es que la temperatura promedio de la Tierra no ha bajado de 15°C ni ha rebasado los 30°C por lo menos durante los últimos 140 millones de años. Se ha propuesto que el factor que ha controlado la variación de temperatura en la escala geológica es la concentración atmosférica de CO₂ mediante un sistema de retroalimentación negativa regulado por el ciclo geológico del carbonato-silicato.

Dicho ciclo es responsable del intercambio de cerca de 80% del bióxido de carbono entre la superficie terrestre y la atmósfera en una escala de tiempo que rebasa los 500 000 años. Tal mecanismo sugiere que a los aumentos de temperatura en la superficie terrestre corresponden descensos en la concentración del CO₂ atmosférico que regulan la temperatura del planeta. Sin embargo, sería preciso conciliar las predicciones de este sistema de regulación planetario con las evidencias obte-

nidas para los últimos 60 000 años. Dichos resultados muestran un acoplamiento positivo entre la temperatura del planeta y la concentración de bióxido de carbono en la atmósfera.

Aunque no es posible establecer una relación causal de esto, es obvio que el patrón es diferente al sugerido por Kasting y colaboradores. Se tendría que resolver hasta qué punto el mecanismo propuesto por ellos es erróneo o es un problema de las escalas de tiempo involucradas —el ciclo geoquímico operaría en periodos que rebasan los 500 000 años y los datos presentados corresponden a sólo 160 000.

La composición química de la atmósfera de la Tierra y la del escenario en que evolucionó la vida obedecen a tres restricciones iniciales: 1) la abundancia cósmica de los gases, 2) su distribución durante la formación de la Tierra, y 3) la solubilidad de los diferentes elementos en el agua. Esto último tuvo como consecuencia que los elementos abundantes en el agua oceánica fueran constituyentes importantes de la química de la vida.

Como se sugirió anteriormente, la composición de la atmósfera no ha permanecido constante desde el origen de la Tierra. Ha estado sujeta en un princi-

pio a cambios debidos a los procesos geoquímicos y después a los procesos biológicos resultantes de la evolución de la vida. Aunque no se sabe con exactitud cuál era la composición de la atmósfera primaria de la Tierra, es muy probable que en el surgimiento de la vida, la atmósfera estuviera dominada por el nitrógeno molecular (N_2), con proporciones menores de vapor de agua y de bióxido de carbono, y cantidades muy pequeñas de gases emitidos por las erupciones volcánicas, y que careciera de oxígeno. Es decir, en el origen de la vida y durante los primeros 2 500 millones de años del planeta no existió una capa de ozono (O_3) en la estratósfera que protegiera la superficie terrestre de la incidencia de la radiación ultravioleta (el ozono en esta zona de la atmósfera se deriva del oxígeno (O_2) sujeto a reacciones fotoquímicas).

La vida estuvo, pues, dominada por formas microbianas que desarrollaron los mecanismos bioquímicos necesarios para utilizar un ambiente anaerobio entre ellas las bacterias fotosintéticas que utilizaban el sulfuro de hidrógeno (H_2S) como fuente de hidrógeno. Lynn Margulis sostiene que fue la incesante demanda de hidrógeno y la disponibilidad limitada del mismo lo que "empujó" a los ancestros de las cianobacterias a obtenerlo de otra fuente abundante en el planeta: el agua (H_2O). Esta innovación metabólica de las bacterias tuvo implicaciones enormes para la historia de la vida en la Tierra. Simplemente, los animales no podrían haber evolucionado sin el alimento provisto por la fotosíntesis y el oxígeno del aire. Al mismo tiempo, esta innovación bioquímica produjo lo que Lynn Margulis y Dorion Sagan denominan un "holocausto" de dimensiones planetarias hace aproximadamente 2 000 millones de años, cuando el oxígeno se empezó a acumular en la atmósfera debido a que los reactivos pasivos, como los compuestos metálicos, los gases atmosféricos reducidos y los



minerales de las rocas, se agotaron. Dicho evento se considera un "holocausto" debido a que el oxígeno atmosférico constituyó un veneno letal para los microorganismos de entonces por su enorme capacidad de reacción con la materia orgánica. El oxígeno capta electrones (oxida) y puede alterar drásticamente los compuestos de carbono, hidrógeno, nitrógeno y azufre que son la base de vida. Ciertamente, la presencia de O₂ en la atmósfera produjo la desaparición de muchísimas especies de microbios, pero otros encontraron la forma de sobrevivir en las nuevas condiciones. Más aún, algunas cianobacterias "inventaron" un sistema metabólico capaz de utilizar ese oxígeno letal: la respiración aerobia. Los sobrevivientes anaerobios del "holocausto" encontraron refugio y están todavía con nosotros en los ambientes carentes de oxígeno como las zonas inundadas y el aparato digestivo de muchos organismos, realizando labores clave para el funcionamiento tanto de los seres vivos como del planeta.

Para tener una idea más clara del cambio tan radical que ocurrió en la composición de la atmósfera debido al "holocausto", basta considerar lo siguiente. En la actualidad estamos preocupados por un cambio de 0.028% a 0.035% en la concentración del CO₂ atmosférico, y por las consecuencias que

éste o un aumento más severo —por lo general se considera el doble de la concentración actual— pueden tener en cuanto a los patrones climáticos del planeta. En contraste, el cambio ocurrido hace 2 000 millones de años llevó la concentración de O₂ de 0.0001% a 21% (un cambio de 5 órdenes de magnitud) que se ha mantenido casi constante en este último nivel durante millones de años. La importancia de dicha constancia radica en que con unos cuantos puntos porcentuales menos de oxígeno los organismos aerobios nos asfixiaríamos: con 15% menos se podría iniciar un fuego y con más de 25% hasta la materia orgánica mojada ardería espontáneamente. Los microorganismos regularon el balance de oxígeno de la Tierra y crearon una anomalía planetaria.

La atmósfera del planeta entró en lo que se reconoce como un estado de desequilibrio químico. Por ejemplo, la concentración actual de metano excede de 29 a 140 órdenes de magnitud y la de óxido nitroso de 12 a 13 (según dos estimaciones independientes) la concentración que les correspondería en el equilibrio termodinámico. El registro de estas variables desde la nave espacial Galileo, así como el de la inusitada cantidad de oxígeno en la atmósfera comparada con la de otros planetas, son utilizadas por Carl Sagan y

colaboradores en la realización de un experimento único en su género como evidencia de la existencia de vida en la Tierra. Es decir, tales características atmosféricas sólo pueden presentarse si existen mecanismos activos que las mantengan. En este mismo sentido, Schlesinger indica que la emisión de oxígeno a la Tierra anaeróbica es el recordatorio más fuerte de la influencia de los seres vivos en la geoquímica de la superficie terrestre.

Para ilustrar de otra forma la anomalía de la atmósfera del planeta comparemos la composición atmosférica de planetas sin vida con la de la Tierra en la actualidad (tabla 1). Se observa que la atmósfera de una Tierra sin vida no sería muy diferente de la de Marte y Venus, ya que sería muy rica en bióxido de carbono y muy pobre en nitrógeno. Es obvio también que, con esa composición atmosférica, la temperatura de la Tierra sería mucho más alta que la que se observa hoy día. La atmósfera estaría seguramente en equilibrio termodinámico.

Los gases de invernadero en la actualidad

Como es imposible exponer con detalle todos los aspectos relevantes de los gases de invernadero aun de los más importantes, expondremos a continuación la problemática general de algunos de ellos. Trataremos con mayor extensión el caso del bióxido de carbono ya que es, probablemente, el más importante y acerca del cual se ha realizado más investigación en muy diversas áreas del conocimiento. Es necesario señalar que, salvo los clorofluorocarburos, los gases que se mencionan son, en primera instancia, producto de procesos naturales que ya existían muchísimos millones de años antes de la evolución del hombre. En particular, varios de ellos son emitidos como resultado de la actividad biológica de los microorganismos del suelo.

G A S	P L A N E T A			
	VENUS	TIERRA sv	MARTE	TIERRA
Bióxido de carbono	98	98	95	0.035
Nitrógeno	1.9	1.9	2.5	78
Oxígeno	0	TR	0.25	21
Argón	0.1	0.1	2.0	0.9
Temperatura (°C)	477	290 + 50	-53	16

Tabla 1. Comparación de la composición atmosférica y de la temperatura superficial de los planetas interiores del Sistema Solar. Se incluyen las características hipotéticas de la Tierra sin vida (sv). (Modificada de Lovelock 1988 y Schlesinger 1991). Los valores de concentración son porcentuales (%). TR= traza.

El bióxido de carbono

Este gas, importante componente de nuestra atmósfera desde hace miles de millones de años, tuvo su origen en la actividad volcánica del planeta que lo lanzaba a la atmósfera. Ya mencionamos que la concentración de dicho gas en la atmósfera podría estar controlada en el largo plazo por el ciclo geoquímico del carbonato-silicato, pero a corto plazo el ciclo está regulado por procesos biológicos. El bióxido de carbono es, posiblemente, el componente atmosférico más importante y más afectado por las actividades humanas. De acuerdo con las predicciones de los modelos climáticos globales, cerca de 55% del calentamiento predicho para el próximo siglo se debe al bióxido de carbono (CO_2), 20% a los clorofluorocarburos (CFC) y el 25% restante al metano (CH_4) y al óxido nitroso (N_2O).

El aumento de CO_2 en la atmósfera está bien documentado. Las mediciones realizadas en Mauna Loa, Hawai, han mostrado un aumento en su concentración de 315 partes por millón (ppm) en 1957 a 350 ppm en 1988. Los resultados obtenidos con núcleos de hielo han mostrado concentraciones de 280 ppm al principio de la era industrial (1880). Esto significa un incremento de 25% en poco más de 100 años (0.25% anual), cuando la tasa de aumento actual es de 0.4% por año. Aunque se han documentado concentraciones similares a la actual en el registro geológico, ésta constituye el nivel más alto alcanzado en los últimos 160 000 años y la velocidad de cambio parece mucho mayor.

Las causas de este incremento incluyen el uso industrial y doméstico de combustibles que contienen carbono (petróleo, carbón, gas natural y leña), la deforestación —que provoca la descomposición de la materia orgánica— y la quema de la biomasa vegetal (tabla 2). Sin embargo, es el uso indiscriminado e ineficiente de los combustibles fó-



Foto: Robert P. Carr

siles el principal generador de la tendencia actual. La quema de dichos combustibles ha aumentado a una tasa de 4.3% anual desde la Revolución Industrial, excepto en algunos periodos como las guerras mundiales y durante la Gran Depresión. La cantidad de carbono emitida por esta vía varía, según los cálculos, entre 5.5 y 5.7 Pg/año (tabla 3) (1 petagramo [Pg] = 1015 g). Las estimaciones recientes indican que la deforestación de los bosques tropicales podría contribuir con alrededor de 35% a 50% de dichas emisiones, es decir de 2 a 3 Pg/año, pero aún existe mucha incertidumbre sobre los flujos

de carbono debidos al cambio en el uso de la tierra, sobre todo en los trópicos. De hecho, la magnitud de este flujo podría ser menor. Los cálculos realizados recientemente para América Latina, afinando las estimaciones de la pérdida de carbono del suelo entre otras variables, mostraron valores por debajo de los obtenidos previamente. Por ejemplo, el flujo neto de carbono obtenido para el año de 1985 estuvo entre 0.4 y 0.8 Pg y representó valores de 40% por debajo de las estimaciones previas. Asimismo, en dicho estudio se determinó que dos de los tres factores que produjeron mayor variación en

GAS	ORIGEN	PERMANENCIA EN ATMÓSFERA
Bióxido de carbono (CO ₂)	Combustibles fósiles Desforestación Quemas	100 años
Metano (CH ₄)	Arroz, Ganado Combustibles fósiles Quemas	10 años
Oxido nitroso (N ₂ O)	Fertilizantes Desforestación Quemas	170 años
Clorofluorocarburos (CFC)	Aerosoles Refrigerantes Espumas	60-100 años

Tabla 2. Principales gases de invernadero cuya concentración está aumentando en la atmósfera como consecuencia de diversas actividades humanas. (Tabla modificada de Graedel & Crutzen 1989).

los cálculos se relacionan con las estimaciones de biomasa de los bosques. Esto hace más evidente la necesidad de determinar la biomasa vegetal de manera más precisa si queremos reducir la incertidumbre en la estimación de los flujos debidos a los cambios en el uso de la tierra. Desde la perspectiva del ciclo global del carbono, estos flujos antropogénicos son pequeños si se comparan con los que se dan naturalmente entre la atmósfera, los ecosistemas terrestres y los océanos, pero son suficientes para modificar los flujos netos y aumentar el contenido de CO₂ de la atmósfera a una tasa de 3.2 Pg/año.

Para el cálculo del balance global de carbono hay que considerar fuentes de emisión y sumideros o sitios que captan carbono (tabla 3). De los valores presentados, sólo la magnitud de los flujos debidos a la quema de combustibles fósiles y el del aumento en la atmósfera son bien conocidos; los demás valores presentan diversos grados de incertidumbre. Se observa que del CO₂ emitido por los combustibles fósiles sólo 56% se acumula en la atmósfera, lo que sugiere que el resto debe acumularse

en otros sumideros. Es justamente la magnitud de los mismos lo que constituye una de las controversias y áreas de investigación más activas en la actualidad.

Se distinguen tres posibles sumideros para el carbono: a) los océanos, b) los bosques templados y los boreales, y c) los bosques y pastizales tropicales (tabla 3).

La capacidad de los océanos para captar bióxido de carbono ha sido ampliamente discutida en los últimos años. El intercambio de CO₂ de la superficie del océano y la atmósfera está regulado por la diferencia en la presión parcial de dicho gas (pCO₂) entre ambos fluidos, por la velocidad del viento sobre la superficie oceánica y por el estado de la misma. Existen pruebas de que la "bomba biológica" del océano controla la pCO₂ de las aguas superficiales. De esta manera cuando la "bomba" está activa, baja la pCO₂ superficial, aumenta la presión parcial de las aguas profundas que no están en contacto con la atmósfera y permite la entrada de bióxido de carbono al océano. En áreas de baja productividad primaria la presión parcial su-

perficial es a menudo mayor que la de la atmósfera y por lo tanto el CO₂ es liberado de la superficie oceánica. La medición de estas variables es más compleja de lo que uno podría suponer, pero los esfuerzos recientes del World Ocean Circulation Experiment (WOCE) y del Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) del Programa Internacional de la Geósfera-Biósfera (IGBP) han mostrado que la pCO₂ es mucho más cambiante de lo que se pensaba y que está influida negativamente por la abundancia de fitoplancton. Es decir, a mayor abundancia de éste menor es la pCO₂.

Los modelos recientes indican que la capacidad del océano para actuar como sumidero del bióxido de carbono que no permanece en la atmósfera es mucho más reducida de lo calculado previamente. Cuando más, podría captar en el orden de 1 Pg/año de CO₂; lo cual implica que por lo menos 3 Pg/año deberían ser captados por la biota terrestre. Takahashi et al sugieren que no es el océano el principal sumidero de carbono sino que son los bosques templados y boreales del Norte. No obstante, se opina que cuando se tome en cuenta una serie de factores como la estacionalidad biológica, las influencias a nivel de meso-escala y el papel de los mares cercanos a las costas en el ciclo del carbono oceánico, la capacidad del océano como sumidero de carbono tendrá que ser evaluada nuevamente.

La capacidad de los ecosistemas terrestres para capturar el CO₂ atmosférico también ha estado sujeta a debate, en particular la concerniente a los ecosistemas tropicales. Existen posiciones muy escépticas que sostienen que dadas las tasas actuales de perturbación de la vegetación y del crecimiento poblacional, la discusión se vuelve puramente académica (Schlesinger, 1990). De manera menos pesimista pero no menos crítica, se ha cuestionado también la suposición teórica de que los ecosistemas terrestres naturales estén en estado estable y que estaban en

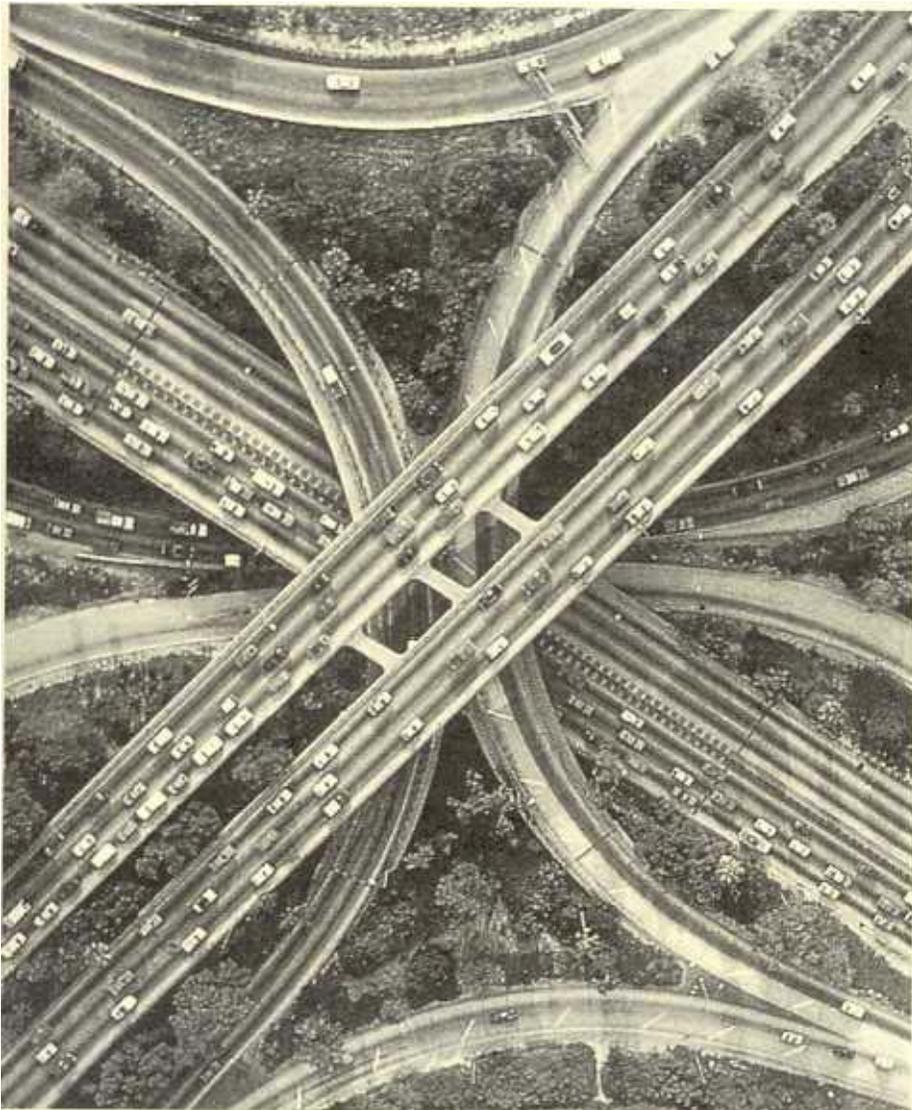
equilibrio o casi antes de 1860. Lugo y Brown llevan este cuestionamiento al caso de los bosques tropicales y calculan que éstos tienen una capacidad potencial para "secuestrar" carbono del orden de 1.5 a 3.2 Pg/año. El mayor potencial lo tienen los bosques sucesionales, que capturan 43% del total. Estos resultados contradicen el consenso respecto a que sólo los bosques templados y boreales pueden actuar como sumideros y que los bosques tropicales funcionan fundamentalmente como emisores de CO₂ a la atmósfera.

La capacidad de los ecosistemas terrestres para funcionar como sumideros depende también del posible efecto de fertilización por el aumento

en la concentración de bióxido de carbono en la atmósfera. ¿Pero sabemos de sus consecuencias sobre el funcionamiento y crecimiento de las plantas? Las investigaciones fisiológicas han mostrado, entre otros resultados, lo siguiente: a) las plantas con la ruta fotosintética C₃ —la mayoría de las plantas silvestres y cultivadas— responden más que las C₄ (maíz, caña de azúcar y otras); b) el incremento inicial en las tasas de fotosíntesis y de crecimiento puede disminuir conforme avanza el tiempo de exposición a las concentraciones elevadas; c) hay un aumento en la eficiencia del uso del agua aun bajo condiciones de campo; d) la respuesta de la fotosíntesis y del crecimiento es

particularmente pronunciada cuando otros recursos como la luz, el agua y los nutrientes son abundantes; e) las plantas fijadoras de nitrógeno tienden a beneficiarse más del aumento que las no fijadoras; f) el contenido de carbohidratos no estructurales aumenta generalmente, mientras que la concentración de nutrientes disminuye; g) en consecuencia, la calidad de la hoja como recurso disminuye provocando un aumento en los requerimientos de biomasa *per capita* en el caso de los herbívoros, y h) la respuesta puede diferir entre las especies de la misma comunidad y entre las poblaciones de la misma especie. La mayoría de los estudios que permiten llegar a las consideraciones anteriores se han realizado en condiciones controladas y más de dos tercios de los trabajos publicados se han realizado con especies cultivadas. Del tercio restante, gran parte lo constituyen investigaciones con plántulas de árboles y malezas.

Aunque la investigación ha permitido generar predicciones factibles de ser validadas en condiciones naturales, existen críticas a los resultados obtenidos en dichos estudios. Por ejemplo, algunos trabajos recientes han mostrado que si no se tiene un control adecuado de la nutrición mineral de las plantas sujetas a experimentación no puede saber cuál es el verdadero efecto de un aumento en la concentración de CO₂. Esto es, la disponibilidad de nutrientes puede determinar el tipo de respuesta al tratamiento. La respuesta diferencial de las especies y de las poblaciones, la existencia de ajustes, tanto en la planta como en el ecosistema, y la notable preferencia de esos estudios por las especies cultivadas, hacen que la modelación del cambio de vegetación en respuesta a las concentraciones altas de CO₂ sea una tarea muy difícil. Sin duda, la información más útil será producto de las investigaciones en condiciones naturales. Los problemas logísticos para montar los experimentos son grandes



y en la actualidad se han publicado únicamente resultados de dos ecosistemas: la tundra del Ártico y la vegetación de zonas inundables en la costa atlántica de Estados Unidos. Ambos ecosistemas tienen vegetación de baja estatura que facilita el montaje de las cámaras de enriquecimiento de CO_2 . Los resultados revelan que los ecosistemas responden de manera diferente al enriquecimiento y que los patrones de respuesta no coinciden necesariamente con los obtenidos en condiciones controladas (ver Mooney *et al.* 1991). Como las investigaciones realizadas en los ecosistemas naturales representan un porcentaje bajísimo del total (menor a 1%), actualmente la investigación se dirige hacia otros ecosistemas como los pastizales y los bosques boreales y tropicales, de modo que permita tener bases más sólidas para la modelación requerida a escala global.

Metano (CH_4)

Este gas es, después del bióxido de carbono, el compuesto de carbono más abundante en la atmósfera. Se produce de manera natural en la fermentación de la materia orgánica en condiciones anaeróbicas, tal como ocurre en los humedales, los sedimentos lacustres y en el aparato digestivo de los rumiantes y las termitas. Su concentración en la tropósfera está aumentando cerca de 1% anual, una tasa mucho más alta que la del CO_2 , y se ha duplicado en los últimos 240 años hasta alcanzar su nivel actual de 1.7 partes por millón. La concentración de metano muestra variaciones latitudinales —es mayor en el hemisferio norte— y fuertes oscilaciones estacionales. El metano tiene una capacidad de absorción de la radiación infrarroja 20 veces mayor por molécula que el bióxido de carbono, por lo que el aumento de este gas en la tropósfera puede sin lugar a dudas contribuir de manera significativa a un

cambio climático global. Aunque con cierto grado de incertidumbre, se cree que la creciente superficie cultivada con arroz así como la quema de la biomasa vegetal están contribuyendo de manera importante a dicho aumento (tabla 2). El incremento del hato ganadero y de las poblaciones de termitas han sido descartado como fuente importante de metano en términos globales. Por otro lado, muchos investigadores creen que el aumento puede deberse a una disminución de radicales OH que reaccionan con el metano y lo eliminan de la atmósfera. Tal fenómeno podría deberse al incremento en las emisiones de monóxido de carbono, contaminante que se combina rápidamente con dichos radicales. Otra posibilidad es que los cambios en el uso de la tierra en los trópicos estén reduciendo la tasa de consumo de metano por parte del suelo y que esto contribuya también a su aumento en la atmósfera.

Óxido nítrico (N_2O)

El óxido nítrico se origina de manera natural en los procesos microbianos tanto en los ecosistemas terrestres

como marinos en los que se produce como resultado de la nitrificación (conversión de amonio a nitratos o nitratos) y la desnitrificación (conversión de nitratos a óxido nítrico y nitrógeno molecular). Su concentración ha aumentado a una tasa anual de 0.2 a 0.3% en los últimos 20 a 30 años hasta alcanzar una concentración actual de 330 partes por billón. La molécula de N_2O es 250 veces más eficaz que la de bióxido de carbono para absorber la radiación infrarroja por lo que, al igual que en el caso del metano, su aumento tiene potencialmente la capacidad de contribuir al cambio climático global. Una característica de este gas es que además de actuar como "gas de invernadero" en la tropósfera, dada su larga permanencia en la atmósfera (tabla 2) llega a la estratósfera donde se oxida a óxido nítrico, el cual reacciona con el ozono y lo destruye. Por ello el aumento actual adquiere mayor importancia. Las causas del aumento no son bien conocidas pero se cree que la quema de la vegetación, el uso indiscriminado de fertilizantes nitrogenados y la conversión de tierras en los trópicos constituyen las fuentes de emisión más importantes (tabla 2).

FUENTES	CO_2 (Pg/año)	SUMIDEROS	CO_2 (Pg/año)
Combustibles fósiles	5.7	Atmósfera	3.2
Deforestación en los trópicos	2.1 ?	Océanos	1.0 ?
CO y CH_4 de quema de vegetación y cambios del suelo	0.7 ?	Bosques templados y boreales	1.8 ?
		Bosques y pastizales tropicales	2.5 ?
Total emisiones	8.5 ?	Total sumideros	8.5 ?

Tabla 3. Proyección del balance anual de bióxido de carbono para 1990 (Modificada de Jarvis & Dewar 1993). Los valores con un signo de interrogación son inciertos. 1Pg=1015g.

Clorofluorocarburos

Estos compuestos conocidos como CFC son, en contraste con los anteriores, de origen netamente antropogénico ya que se producen como propelentes de aerosoles, refrigerantes y solventes (tabla 2). Tienen la propiedad de ser prácticamente inertes en la tropósfera y por eso llegan a la estratósfera en donde son los principales responsables de la destrucción del ozono. La radiación ultravioleta libera los iones de cloro, sumamente reactivos con el ozono y se produce oxígeno molecular. Sin embargo, en la tropósfera los CFC pueden contribuir también de manera significativa al calentamiento del planeta ya que los dos más comunes (CFC-11 y CFC-12) tienen, por molécula, de 17 500 a 20 000 veces la capacidad de la del bióxido de carbono para absorber la radiación infrarroja. Su concentración está aumentando a una tasa de 5% anual, lo que aunado a su larga permanencia en la atmósfera (tabla 2) los hace de crucial importancia. A eso se debe que la comunidad internacional haya promovido acuerdos (p.ej. el Protocolo de Montreal) para controlar la producción de dichos compuestos.

Perspectiva de investigación: el IGBP

A pesar de que en el presente artículo se hace hincapié en los gases de invernadero y en su relación con la biota, es preciso insistir, nuevamente, en que el cambio global es un tema mucho más amplio. Lo tratado aquí es solamente un aspecto del problema, aunque los cambios en la composición atmosférica representen individualmente a amenaza más importante para la estabilidad ambiental. El reconocimiento de que la humanidad está alterando significativamente todos los sistemas y ciclos que en conjunto hacen posible la vida en la Tierra, dio como resultado el lanzamiento en 1986, por parte del Consejo Internacional de Uniones Científicas



Foto: Pablo Ortíz Monasterio

(ICSU), de un programa de investigación muy ambicioso: el Programa Internacional de la Geósfera-Biósfera, más conocido como IGBP (International Geosphere-Biosphere Program: A Study of Global Change). Se reconoció que el clima, los ciclos globales del carbono y del agua, y la estructura y el funcionamiento de los ecosistemas naturales están íntimamente relacionados, y que cualquier cambio importante en cualquiera de estos sistemas afectaría a los demás, con consecuencias potenciales muy serias para la humanidad y otras formas de vida en el planeta. El objetivo fundamental del IGBP fue, por lo tanto, describir y entender los procesos físicos, químicos y biológicos interactuantes que regulan el sistema de la Tierra, el ambiente singular que provee

para la vida, los cambios que están ocurriendo en este sistema y la forma en que los afectan las actividades humanas. Cumplir con este objetivo implica la interacción activa y constante de disciplinas científicas que nunca o rara vez se comunicaban entre sí, un reto pocas veces planteado con estas dimensiones. Se empezó por identificar los problemas y a construir el programa a partir de preguntas clave.

En la actualidad el IGBP está estructurado en seis proyectos núcleo y tres actividades. Los proyectos abordan cuestiones de la química atmosférica, los ecosistemas terrestres, el ciclo hidrológico, las interacciones océano-tierra en la zona costera, la biogeoquímica de los océanos y los cambios globales del pasado. Casi todos ellos cuentan ya con un



Foto: Pablo Ortiz Monasterio

programa activo de investigación con subproyectos y actividades muy precisas, y son los comités nacionales involucrados en el programa los que están llevando a cabo el trabajo.

Se trata de un reto formidable y aunque la investigación en muchas áreas es muy costosa, la comunidad científica ha decidido que es mucho más costoso no entender ni predecir las consecuencias de lo que estamos haciendo con este planeta. ●

Agradecimientos

Agradezco los comentarios de Alejandro Morón y de Manuel Maass para mejorar el presente manuscrito.

Literatura citada

Bolin, B., 1989, "Changing climates", pp. 127-147. en: L. Friday & R. Laskey, *The Fragile En-*

vironment, Cambridge University Press, Cambridge.

Gay, C., L. Menchaca & C. Conde, 1991, "El efecto invernadero y México", *Ciencias* 22: 3-10.

Graedel, T.E. & P.J. Crutzen, 1989, "The changing atmosphere", *Scientific American* 261: 28-37.

GRIP, 1993, "Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core", *Nature* 364: 203-207.

Houghton, R.A., D.L. Skole, & D.S. Lefkowitz, 1991, "Changes in the landscape of Latin America between 1850 and 1985", II. Net release of CO₂ to the atmosphere. *Forest Ecology and Management* 38: 173-199.

Jarvis, P.G. & R.C. Dewar, 1993, "Forests in the global carbon balance: From stand to region", en: Ehleringer, J.R. & C.B. Field, (eds.) *Scaling Physiological Processes: Leaf to Globe*, pp.191-222. Academic Press, Nueva York.

Kasting, J.F., O.B. Toon, & J.B. Pollack, 1988, "How climate evolved on the terrestrial planet" *Scientific American* 256: 90-97.

Korner, C. 1993 "CO₂ fertilization: The great uncertainty in future vegetation develop-

ment", en: A.M. Solomon, & H.H. Shugart, (eds.) *Vegetation Dynamics and Global Change*, pp.53-70. Chapman & Hall, Nueva York.

Lovelock, J.E., 1979, *Gaia: A New Look at Life on Earth*, Oxford University Press, Oxford.

Lovelock, J.E., 1988, *The Ages of Gaia*, W.W. Norton, Nueva York.

Lugo, A. E. & S. Brown, 1992, "Tropical forests as sinks of atmospheric carbon", *Forest Ecology and Management* 54: 239-255.

Margulis, L. & D. Sagan, 1986, *Microcosmos*, Simon & Schuster, Nueva York.

Matson, P.A. & P.M. Vitousek, 1990, "Ecosystem approach to a global nitrous oxide budget", *BioScience* 40: 667-672.

Mooney, H.A., B.G. Drake, R.J. Luxmoore, W.C. Oechel, & L.F. Pitelka, 1991, "Predicting ecosystem responses to elevated CO₂ concentrations", *BioScience* 41: 96-104.

Moore, III B. & B. Bolin, 1986, "The oceans, carbon dioxide, and global climate change", *Oceanus* 29: 9-15.

Rosswall, T., 1991, "Greenhouse gases and global change: International collaboration", *Environmental Science and Technology* 25: 567-573.

Sagan, C., W.R. Thompson, R. Carlson, D. Gurnett & C. Hord, 1993, "A search for life on Earth from the Galileo spacecraft", *Nature* 365: 715-721.

Schneider, S.H., 1989, "The changing climate", *Scientific American* 261: 38-47.

Schlesinger, W.H., 1990, "Vegetation: an unlikely answer", *Nature* 348: 679.

Schlesinger, W.H., 1991, *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change*, Academic Press, New York.

Silver, C.S. & R.S. DeFries, 1990, *One Earth, One Future*, National Academy Press, Washington, D.C.

Takahashi, T., P.P. Tans & I. Fung, 1992, "Balancing the budget: Carbon dioxide sources and sinks, and the effects of industry", *Oceanus* 35: 18-28.

Vitousek, P.M., 1992, "Global environmental change: An introduction", *Annual Review of Ecology and Systematics* 23: 1-14.

Vitousek, P.M., P.R. Ehrlich, A.H. Ehrlich & P.A. Matson, 1986, "Human appropriation of the products of photosynthesis" *BioScience* 36: 368-373.

White, J.W.C., 1993, "Don't touch that dial", *Nature* 364: 186.

Williamson, P. & P.M. Holligan, 1990. "Ocean productivity and climate change", *Trends in Ecology and Evolution* 5: 299-303.

Victor Jaramillo: Centro de Ecología, UNAM.