

INTRODUCCIÓN A LOS MODELOS CLIMÁTICOS SIMPLES UTILIZADOS EN EL SEGUNDO INFORME DE EVALUACIÓN DEL IPCC

Documento técnico II del IPCC



GRUPO INTERGUBERNAMENTAL DE EXPERTOS SOBRE EL CAMBIO CLIMÁTICO



Introducción a los modelos climáticos simples utilizados en el Segundo Informe de Evaluación del IPCC

Editado por

John T. Houghton

L. Gylvan Meira Filho

David J. Griggs

Kathy Maskell

Este es un documento técnico del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) preparado en respuesta a una petición de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. El material que contiene ha sido examinado por expertos y gobiernos, pero no considerado por el Grupo para su posible aceptación o aprobación.

Febrero de 1997

Documento preparado bajo los auspicios del Grupo de Trabajo I del IPCC,
copresidido por Sir John T. Houghton del Reino Unido y el Dr L. Gylvan Meira Filho del Brasil.

© 1997, Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático

ISBN: 92-9169-301-4

Índice

<i>Prefacio</i>	v
Resumen	3
1. Introducción	7
1.1 Finalidades	7
1.2. Los modelos climáticos como herramienta para los análisis científicos y de políticas	7
2. El clima y el sistema climático	9
2.1 Perturbación antropógena de la composición de la atmósfera	10
2.2 Las nubes, la superficie y las interacciones dinámicas	10
2.2.1 Nubes	10
2.2.2 Superficie terrestre	11
2.2.3 Océanos	11
2.2.4 Movimientos atmosféricos	11
2.3 Forzamiento radiativo, retroalimentaciones y sensibilidad climática	11
2.3.1 Forzamiento radiativo	11
2.3.2 Retroalimentaciones rápidas y lentas	12
2.3.3 Sensibilidad climática: definición	12
2.3.4 Sensibilidad climática: persistencia e independencia	12
2.3.5 Respuesta del clima regional	13
3. Cómo simular el cambio climático	15
3.1 Jerarquía de modelos climáticos de la atmósfera y el océano	15
3.2 Modelos del ciclo del carbono	1
3.3 Modelos de la química atmosférica y los aerosoles	18
3.4 Modelos de las capas de hielo	19
3.5 Cómo calcular la subida del nivel del mar	19
3.6 Utilización de los modelos simples y complejos	19
3.6.1 Comparación de los modelos simples y complejos	22
3.6.2 Condicionantes de los datos de los modelos de la biosfera	23
3.6.3 Formulación de políticas	23
4. Modelos climáticos simples usados en el Segundo Informe de Evaluación del IPCC	25
4.1 El componente biogeoquímico de un modelo climático simple – Convirtiendo las emisiones en forzamiento radiativo	25
4.1.1 Tratamiento de los gases bien mezclados y con tiempos de vida bien definidos	25
4.1.2 Tratamiento del dióxido de carbono	25
4.1.3 Tratamiento de los gases emitidos no directamente	26
4.1.4 Tratamiento de los aerosoles	27
4.1.5 Calcular el forzamiento radiativo a partir de las concentraciones	27
4.2 Convertir el forzamiento radiativo en un cambio de la temperatura media mundial	28
4.3 Calcular el cambio de nivel del mar	30
4.3.1 Cálculos que comienzan con el modelo de difusión-afloramiento unidimensional	31
4.3.2 Cálculos que comienzan con el modelo de difusión-afloramiento bidimensional	33
4.3.3 Incertidumbres de las proyecciones sobre el nivel del mar	34
5. Comparación de los cambios de temperatura de la superficie y de expansión térmica del océano simulados por MCGAO y MCS	35

Referencias	37
Apéndices	41
Apéndice 1 Resumen de los métodos utilizados para calcular las concentraciones de gases de efecto invernadero en el SIE GTI (Capítulo 2 y en el documento técnico del IPCC sobre estabilización de los gases de invernadero (IPCC TP STAB, 1997)	41
Apéndice 2 Dependencia funcional del forzamiento por gases de efecto invernadero y aerosoles utilizado en el SIE GTI (sección 6.3) e IPCC TP STAB (1997)	42
Apéndice 3 Valores de los parámetros del módulo de fusión del hielo descritos en el texto, y usados para obtener las estimaciones de los casos bajo, medio y alto de subida del mar en este documento técnico y en IPCC TP STAB (1997)	43
Apéndice 4 Glosario de términos	44
Apéndice 5 Acrónimos y abreviaturas	48
Apéndice 6 Unidades	49
Apéndice 7 Afiliación de los autores principales	50
Apéndice 8 Lista de publicaciones del IPCC	51

Prefacio

Este documento técnico del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) sobre "Introducción a los modelos climáticos simples utilizados en el Segundo informe de evaluación del IPCC" es el segundo de la serie de Documentos Técnicos del IPCC preparado en respuesta a una petición del Órgano Subsidiario de Asesoramiento Científico y Tecnológico (OSACT) de la Conferencia de las Partes (CP) de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMCC).

Los documentos técnicos se preparan a petición de los órganos de la CP, con el acuerdo de la Mesa del IPCC, o por decisión del propio IPCC. Se basan en el material que figura ya en los informes de evaluación e informes especiales del IPCC y son redactados por autores principales elegidos con tal fin. Se sometieron a un examen simultáneo de expertos y gobiernos, durante el que se recibieron comentarios sobre este documento de 81 examinadores de 26 países, y a un examen final subsiguiente de los gobiernos. La Mesa del IPCC actúa como comité de redacción, para tener la seguridad de que los comentarios examinados son tratados debidamente por los autores principales al finalizar el documento técnico.

La Mesa se reunió en su duodécima reunión (Ginebra, 3-5 de febrero de 1997) y consideró los principales comentarios recibidos durante el examen final de los gobiernos. A la luz de sus observaciones y peticiones, los autores principales terminaron el documento técnico. La Mesa expresó su satisfacción porque se habían seguido los procedimientos convenidos y autorizó la distribución del documento al OSACT y su difusión pública posterior.

Tenemos una gran deuda de gratitud con los autores principales que aportaron con toda generosidad su tiempo y terminaron el documento en un período muy breve y con arreglo a lo programado. Damos las gracias a los Copresidentes del Grupo de Trabajo I del IPCC, John Houghton y Gylvan Meira Filho, que supervisaron tan ardua labor, al personal del estudio de gráficos de la Oficina Meteorológica del Reino Unido, que preparó las figuras para publicarlas, y en particular a David Griggs, Kathy Maskell y Anne Murrill, del Servicio de Apoyo Técnico del Grupo de Trabajo I del IPCC, por su insistencia en el respeto de la calidad y de los plazos.

B. Bolin
Presidente del IPCC

N. Sundararaman
Secretario del IPCC

Introducción a los modelos climáticos simples utilizados en el Segundo Informe de Evaluación del IPCC

Documento preparado bajo los auspicios del Grupo de Trabajo I del IPCC.

Autores principales:

***Danny Harvey**, Jonathan Gregory, Martin Hoffert, Atul Jain, Murari Lal, Rik Leemans,
Sarah Raper, Tom Wigley, Jan de Wolde*

RESUMEN

Este documento técnico es una introducción al sistema climático y a los modelos climáticos simples (MCS) y tiene dos finalidades: *a)* explicar cómo funcionan los modelos climáticos simples, los procesos incluidos, las ventajas y desventajas con respecto a los modelos más complejos, los fines a los que se aplican y los motivos que han inducido al Grupo de Trabajo I del IPCC a utilizarlos ampliamente en su contribución al Segundo Informe de Evaluación del IPCC (IPCC GTI, 1996¹); y *b)* documentar de forma completa los procedimientos y supuestos usados para elaborar las proyecciones sobre concentración de gases de efecto invernadero, y los cambios medios mundiales de la temperatura y el aumento del nivel del mar presentadas en el SIE GTI (sección 6.3) y en el documento técnico del IPCC sobre estabilización de los gases de invernadero en la atmósfera (IPCC TD STAB, 1997).

Los componentes principales del sistema climático que revestirán importancia durante el siglo próximo para el cambio climático y sus consecuencias, como la subida del nivel del mar, son: la atmósfera, los océanos, la biosfera terrestre, los glaciares y capas de hielo y la superficie terrestre. Para elaborar proyecciones sobre el impacto de las perturbaciones antropogénicas del sistema climático es necesario calcular los efectos de todos los procesos clave que intervienen en dichos componentes del sistema climático y las interacciones correspondientes. Estos procesos climáticos se pueden representar en términos matemáticos basados en leyes físicas, como la conservación de la masa, la conservación del momento y la conservación de la energía. Ahora bien, la complejidad del sistema hace que, en la práctica, los cálculos con esas ecuaciones matemáticas sólo se puedan realizar mediante computadora. Por consiguiente, la formulación matemática se realiza en un programa informático, al que se denomina “modelo”. Cuando el modelo contiene los componentes del sistema climático que bastan para simular el clima se lo denomina “modelo climático”. Los modelos del sistema climático son fundamentalmente diferentes de los modelos puramente estadísticos empleados en algunas ciencias sociales, que se basan sólo en correlaciones empíricas y no se apoyan en un conjunto de leyes físicas.

Se puede representar el sistema climático mediante modelos de diversos grados de complejidad; dicho de otra manera, a cada componente del sistema climático se le puede aplicar una jerarquía de modelos. Las diferencias más importantes que distinguen a los modelos de una jerarquía determinada son:

- *La cantidad de dimensiones espaciales del modelo.* En un modelo es necesario representar las cantidades físicas que varían continuamente en el espacio (por ejemplo: temperatura, humedad, velocidad del viento) mediante sus valores en un número finito de puntos. El espaciamiento entre los puntos de la rejilla es la “resolución espacial”. En los modelos de la atmósfera y el océano más complejos utilizados para estudiar el clima (llamados modelos de la circulación general atmosféricos y oceánicos, MCGAO), dichas cantidades se representan mediante una rejilla tridimensional longitud-latitud-altura con resoluciones típicas de varios cientos de kilómetros. En los modelos climáticos más simples, estas cantidades físicas se pueden representar como promedios en una o más dimensiones espaciales. Por ejemplo, en vez de emplear una rejilla tridimensional se podría usar una bidimensional latitud-altura, en la que cada punto es un promedio de todas las longitudes a una latitud y altura determinadas.
- *Hasta qué punto se pueden representar explícitamente los procesos físicos.* Incluso los modelos climáticos más complejos usados para proyectar el clima del siglo próximo (MCGAO) tienen una resolución típica de cientos de kilómetros en la horizontal. En la realidad, muchos elementos importantes del sistema climático (por ejemplo: las nubes, la superficie terrestre) tienen escalas muy inferiores. Se dispone de modelos detallados y de resolución alta para esos procesos, pero son muy caros desde el punto de vista de la computación como para incluirlos en un modelo climático. Por ello, el modelo climático tiene que representar con la escala poco fina de su rejilla el efecto que tienen en el sistema climático esos procesos de escala subreticular. La formulación del efecto de un proceso de escala pequeña con una escala grande se denomina “parametrización” (SIE GTI, sección 1.6.1). Cuando la dimensionalidad del modelo se reduce como se describe más arriba, hay que parametrizar más procesos.
- *El nivel en el que se introducen las parametrizaciones empíricas.* Todos los modelos recurren a la parametrización para representar los procesos que la rejilla no puede representar explícitamente. Por consiguiente, lo que distingue a los modelos de diversa resolución y dimensionalidad no es la necesidad de parametrización, sino el nivel en el que se introducen las parametrizaciones. Ahora bien, incluso en los MCGAO tridimensionales, la forma en que se parametrizan los procesos de escala subreticular (escala de subrejilla) puede tener una enorme influencia en el comportamiento a gran escala del modelo y en la naturaleza de los procesos que se calculan explícitamente (por ejemplo: vientos y corrientes oceánicas).
- *Los costos computacionales de la ejecución del modelo.* Los modelos climáticos simples son más eficaces desde el punto de vista computacional que los modelos más complejos y, por ello, sirven para estudiar el cambio climático en respuesta a un gran número de escenarios diferentes de las emisiones de gases de invernadero que se producirán en el futuro. No resulta práctico realizar ese análisis de escenarios con MCGAO.

¹ En adelante, SIE GTI.

Los modelos climáticos también pueden presentar diferencias respecto de su alcance, es decir, la cantidad de componentes climáticos representados. Por ejemplo, un modelo climático puede tratar de modelizar sólo la atmósfera, mientras que un modelo de mayor alcance (más completo) podría incluir la atmósfera (y la química atmosférica), el océano y las biosferas terrestre y marina.

En este informe se utiliza la expresión “modelo climático simple”(MCS) para referirse a los modelos simplificados empleados en el SIE GTI (secciones 6.3, 7.5.2 y 7.5.3) para elaborar previsiones de los cambios de la temperatura media mundial y el nivel del mar en respuesta a los escenarios de emisiones IS92 y los perfiles de estabilización del CO₂. Los MCS contienen módulos que calculan *a*) la concentración de gases de efecto invernadero (GEI) conforme a las emisiones futuras; *b*) el forzamiento radiativo resultante de las concentraciones de gases de efecto invernadero y las emisiones de gases precursores de aerosoles calculadas; *c*) la respuesta de la temperatura media mundial al forzamiento radiativo calculado, y *d*) la subida del nivel del mar ocasionada por la expansión térmica del agua marina y la respuesta de glaciares y capas de hielo.

De emisiones a concentraciones

Calcular las futuras concentraciones de los gases de invernadero a partir de emisiones determinadas significa modelizar los procesos de transformación de los diferentes gases en la atmósfera y su eliminación de la misma. Por ejemplo, en SAR GTI se calculan las concentraciones futuras de CO₂ con modelos del ciclo del carbono en los que se representan los intercambios de dióxido de carbono entre la atmósfera y los océanos y la biosfera terrestre. Otros gases no se intercambian entre reservorios diferentes, sino que son destruidos por reacciones químicas. En los MCS se pueden obtener las concentraciones a partir de las emisiones mediante ecuaciones bastante sencillas, después de determinar los tiempos de vida de los gases en la atmósfera mediante modelos de química atmosférica más complejos de dos y tres dimensiones.

De concentraciones a forzamiento radiativo medio mundial

Dado que las concentraciones de los gases de invernadero son uniformes en todo el mundo, se puede calcular el forzamiento radiativo directo mediante fórmulas sencillas, cuyos resultados concuerdan bien con los de los cálculos detallados de la transferencia radiativa. El caso del ozono troposférico es algo más complicado, pues este gas se fabrica por reacción química a partir de las emisiones de gases precursores, y porque su concentración varía mucho en el tiempo y el espacio. Por consiguiente, estas concentraciones no se calculan directamente, y se supone que los cambios de forzamiento radiativo obedecen a vínculos simples con otros gases y no a la química

completa. Análogamente, el forzamiento radiativo ocasionado por el agotamiento del ozono atmosférico se calcula directamente a partir de una relación simple con las emisiones de cloro y bromo que contienen sustancias químicas calibradas en base a los resultados de modelos detallados. Por último, la cantidad de aerosoles en la atmósfera inferior responde fundamentalmente de forma instantánea a los cambios de las emisiones debido al tiempo de vida corto de los aerosoles; por consiguiente, especificar un escenario de emisiones es lo mismo que especificar un escenario de concentraciones. En vista de ello, en los modelos climáticos simples usados en el SIE GTI, las emisiones de aerosoles de todo el mundo se vinculan directamente al forzamiento radiativo medio mundial (ambos componentes directo e indirecto), mediante los resultados de los modelos de la circulación general atmosféricas (MCGA) tridimensionales, que tratan de representar explícitamente los procesos que determinan la cantidad, distribución y propiedades de los aerosoles en la atmósfera, y el forzamiento medio mundial resultante. Estos procesos no se conocen lo suficiente y los forzamientos resultantes son muy inciertos.

De forzamiento radiativo medio mundial a temperatura media mundial

Con un escenario del forzamiento radiativo medio mundial, el paso siguiente consiste en calcular la respuesta del clima transitorio (que varía con el tiempo) resultante. Ésta depende tanto de la sensibilidad climática como de la tasa de captación de calor por los océanos. La sensibilidad climática es una medida del cambio de la temperatura mundial de la superficie correspondiente a un forzamiento radiativo específico, y engloba los diversos procesos responsables de la manera en que el sistema climático responde a un forzamiento radiativo, incluidos los procesos de retroalimentación en los que intervienen, por ejemplo, nubes, agua marina, vapor de agua).

Dado un escenario específico de emisiones futuras de gases de invernadero y gases precursores de aerosoles, la respuesta del MCS se rige por la sensibilidad climática y unos pocos parámetros que controlan la captación del calor por los océanos. La sensibilidad climática se puede estimar con cuatro métodos independientes a partir de: *a*) simulaciones realizadas con MCGA tridimensionales; *b*) observaciones directas, en las escalas temporales y espaciales de interés, de los procesos clave que determinan el amortiguamiento radiativo hacia el espacio y, por consiguiente, la sensibilidad climática; *c*) reconstrucciones del forzamiento radiativo y de la respuesta climática de los climas del pasado (paleoclimas); y *d*) comparaciones entre las pasadas de los modelos climáticos oceánicos y los registros históricos de la temperatura mundial.

El módulo climático del MCS sólo proporciona información sobre la temperatura mundial. Para obtener información sobre el cambio climático regional, los cambios de otras variables (por ejemplo la precipitación) y los cambios de la variabilidad y las extremas, se necesitan MCGAO tridimensionales.

De temperatura media mundial a aumento medio mundial del nivel del mar

En los MCS, el aumento del nivel del mar medio mundial se calcula en base a las contribuciones de *a)* la expansión térmica del agua marina, que depende del perfil del cambio de la temperatura del océano, perfil que evoluciona continuamente, y *b)* glaciares, casquetes y capas de hielo, cuyas contribuciones se calculan mediante modelos simples de esos componentes conducidos por el cambio de la temperatura media mundial calculado por el MCS.

La fuente más grande de las incertidumbres que aquejan a las proyecciones del cambio futuro, dependiente del tiempo, de la temperatura media mundial es la sensibilidad climática de equilibrio, cuyo valor se calcula entre 1,5°C y 4,5°C con duplicación de CO₂. En los MCS se supone que la respuesta de la temperatura media mundial a una perturbación de forzamiento radiativo depende sólo del valor medio mundial de la perturbación, y que la sensibilidad climática es la misma, independientemente de la magnitud o la dirección del forzamiento radiativo. Se estima que, en la mayoría de los casos, la dependencia de la sensibilidad climática respecto de la magnitud, dirección y naturaleza del forzamiento radiativo es pequeña, en comparación con la incertidumbre subyacente de la sensibilidad climática propiamente dicha (de un factor de tres).

La sensibilidad climática de equilibrio también es la fuente más importante de incertidumbre en las previsiones del aumento del nivel del mar medio mundial, aunque otras fuentes importantes de incertidumbre son la variación del cambio de temperatura en el océano con la profundidad, y la respuesta de los glaciares y las capas de hielo. En lo que hace a la acumulación de dióxido de carbono en la atmósfera, la incertidumbre más grande se relaciona con el clima y la biosfera terrestre. Se cree que las incertidumbres de la acumulación estimada de CO₂ atmosférico serán pequeñas en las previsiones que abarquen 2 a 3 decenios, pero que serán considerablemente mayores para las de duración más larga.

Tanto los modelos simples como los complejos tienen funciones importantes en lo que respecta a una mejor comprensión del abanico de posibles cambios climáticos futuros, sus impactos y efectos interactivos. Los modelos más complejos son especial-

mente adecuados para estudiar los procesos fundamentales que resuelven los modelos complejos y que los simples no pueden resolver. También tienen la capacidad de proporcionar previsiones creíbles de los cambios de las medias climáticas y la variabilidad a escala regional. Se pueden construir modelos simples para replicar el comportamiento promediado mundialmente de los modelos complejos y calibrarlos con las observaciones a escala mundial. Vistas la eficacia computacional y la claridad conceptual de los modelos simples, resultan útiles para desarrollar escenarios del cambio mundial y su análisis, y para estudiar el efecto interactivo de las propiedades de los subsistemas. La decisión de utilizar MCGAO para simular el cambio climático regional que varía con el tiempo, y MCS para sensibilidades más amplias y el análisis de los escenarios obedece a consideraciones prácticas, entre las que destacan los recursos computacionales y el nivel de detalle necesario para acoplar los diversos componentes. Uno de los objetivos a largo plazo de la ciencia de la Tierra es el desarrollo de modelos acoplados del sistema climático cada vez más sofisticados.

Se han probado todos los modelos del sistema climático usados en el SIE GTI con respecto a la destreza para reproducir los rasgos distintivos del clima reinante y también los cambios históricos y paleoclimáticos. Aunque no se haya demostrado la validez de esos modelos para las condiciones futuras, el hecho de que pueden recuperar diversas características observadas del sistema atmósfera/océano/biosfera y los cambios observados durante el pasado reciente nos permite pensar que se podrán aplicar a previsiones del cambio climático futuro.

No obstante, todavía existen muchas incertidumbres en la modelización del sistema climático. Una de las más importantes es la relativa a los cambios que podrían ocurrir en algunos procesos del sistema climático, como los relacionados con las nubes en un clima perturbado. Tampoco se conoce lo suficiente el efecto de los aerosoles sobre el balance de radiación del clima. Los cambios que se producen en la circulación oceánica, cuya previsión resulta difícil, podrían tener un efecto considerable en los cambios climáticos regionales y mundiales. Cabe la posibilidad de que se produzcan cambios imprevistos en el flujo de carbono entre la atmósfera y la biosfera terrestre y/o los océanos. A pesar de ello, las investigaciones en curso nos permiten una mejor comprensión de los procesos importantes y su representación en los modelos.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Finalidades

Este documento técnico es una presentación del sistema climático y de los modelos climáticos simples (MCS) y tiene dos finalidades: *a*) explicar cómo funcionan los modelos climáticos simples, los procesos que están incluidos, las ventajas y desventajas con respecto a los modelos más complejos, los fines a los que se aplican y los motivos que han inducido al Grupo de Trabajo I del IPCC a utilizarlos ampliamente en su contribución al Segundo Informe de Evaluación del IPCC (IPCC GTI, 1996); y *b*) documentar de forma completa los procedimientos y supuestos usados para elaborar las proyecciones sobre concentración de gases en trazas, y los cambios medios mundiales de la temperatura y el aumento del nivel del mar presentadas en el SIE GTI (sección 6.3) y el documento técnico del IPCC sobre estabilización de los gases de invernadero en la atmósfera (IPCC TD STAB, 1997).

1.2 Los modelos climáticos como herramienta para los análisis científicos y de políticas

La comprensión del sistema climático es un problema de gran interés científico. Los adelantos en la comprensión de las interacciones entre la atmósfera, los océanos, la biosfera, la criosfera y la superficie terrestre están revolucionando las ciencias de la Tierra. Además, en estos últimos años, una sensación de urgencia viene alimentando la investigación sobre la modelización del sistema climático. La probabilidad de que las actividades humanas alteren la composición de la atmósfera, afecten el clima a nivel regional y mundial, y repercutan en las economías de los países y en los ecosistemas naturales, estimula el desarrollo de modelos del sistema climático.

No hay duda de que es importante contar con herramientas útiles y creíbles para realizar análisis de políticas antes de que se produzca el cambio climático. En vista de ello, los modelos del sistema climático que utilizan los contribuyentes al SIE GTI están motivados, al menos en parte, por la intención de formular predicciones oportunas de los impactos antropógenos sobre el clima que desencadenan las emisiones de gases de efecto invernadero y los aerosoles, que abarquen toda la cadena de causalidad que va desde las emisiones hasta los impactos.

Un concepto importante para la modelización del clima es el de jerarquía de modelos de diferentes niveles de complejidad, dimensionalidad y resolución espacial, cada uno de los cuales puede ser el óptimo para resolver las diversas cuestiones objeto de estudio. No tiene sentido decir que un nivel es mejor que otro sin tener en cuenta el contexto del análisis.

Idealmente, se trata de conseguir un equilibrio, en el que cada componente del clima esté representado con el nivel de detalle apropiado. En esto consiste el “arte” de las personas que se dedican a la modelización. No hay ninguna clave metodológica, aunque algunos principios generales son obvios: por ejemplo, acoplar un modelo detallado de cierta parte del sistema y de escasos efectos sobre la

esfera de interés particular, con uno que representa de forma tosca los procesos físicos que dominan la salida del modelo es una utilización poco eficaz de los recursos computacionales. Einstein advirtió que “todo debería ser lo más simple posible, pero no más simple”. Generaciones de modelizadores han tratado desesperadamente de averiguar el significado de la frase “no más simple”. Ésta ha sido, y seguirá siendo, una cuestión particularmente importante para las evaluaciones del cambio climático de origen humano que viene realizando el IPCC.

Los modelos informáticos del cambio climático más generales que utiliza el IPCC son los MCGAO (ver la sección 3.1), que resuelven las ecuaciones de la atmósfera y los océanos aproximadamente mediante el desglose de sus dominios en rejillas volumétricas, o cajas, a cada una de las cuales se le asigna un valor promedio para propiedades como velocidad, temperatura, humedad (de la atmósfera) y salinidad (de los océanos). El tamaño de la caja es la resolución espacial del modelo. Cuanto más pequeña es la caja, tanto más alta es la resolución. Una hipótesis postulada en las investigaciones en las que se utilizan modelos de la circulación general (MCG) es que el realismo de las simulaciones del clima mejorará en la medida en que aumente la resolución.

En la práctica, los condicionantes de la computación no permiten que los modelos de resolución lo suficientemente alta resuelvan los procesos microescalares importantes. Entre los fenómenos que ocurren a escalas más pequeñas que las de los MCG de resolución más alta, procesos que es imperativo incluir en los modelos, se encuentran, por citar unos pocos: la formación de las nubes y su interacción con la radiación atmosférica; la dinámica de los aerosoles de sulfato y la dispersión de la luz; los penachos oceánicos y las capas límite; los remolinos turbulentos a escala de subrejilla que se producen en la atmósfera y los océanos; los intercambios de masa, energía y momento entre la atmósfera y la biosfera; el crecimiento, la descomposición y las interacciones de las especies de la biosfera terrestre; y la dinámica del ecosistema de la biosfera marina. La falta de concordancia entre las escalas de estos procesos y las de la rejilla de los modelos mundiales ejecutables en computadora es un problema bien conocido de la ciencia de la Tierra.

Para tener en cuenta los procesos climáticos microescalares se utiliza la “parametrización”, es decir, la aplicación de relaciones empíricas o semiempíricas para aproximar los efectos netos (o promediados zonalmente) con la escala de resolución del modelo (ver la sección 3 para un análisis más amplio). Es importante insistir en que todos los modelos del sistema climático contienen parametrizaciones empíricas; y en que ningún modelo obtiene sus resultados únicamente con los principios fundamentales. La diferencia conceptual más importante entre los modelos simples y los complejos es el nivel jerárquico en el que se introduce el empirismo.

Por ejemplo, es fundamental tener en cuenta el calor y el carbono que penetran en los océanos a medida que se calienta el clima debido al efecto invernadero de CO₂ emitido por la combustión de combustibles fósiles. La mezcla interna y el transporte en los

océanos de esta energía y masa que invade por la interfaz aire-mar son procesos clave que deben estar representados en cualquier modelo utilizado para las predicciones futuras de dióxido de carbono y las variaciones del clima y el nivel del mar. La velocidad con que el calor y el carbono disuelto penetran en la termoclina (más o menos el primer kilómetro de la capa profunda del océano) controla cuánto calentamiento mundial se realiza para un forzamiento radiativo determinado, y cuánto CO₂ permanece en la atmósfera. En principio, estos procesos se podrían calcular con MCGAO, pero dichos modelos consumen mucho tiempo de computación para una gama amplia de escenarios de emisiones. Por ello, las predicciones medias mundiales del CO₂, la temperatura y el nivel del mar de los escenarios de emisiones IS92, y los cálculos de estabilización del CO₂ presentados en el SIE GTI, y los cálculos similares de IPCC DT STAB (1997) se efectuaron con modelos simples.

La elección del nivel más adecuado de parametrización en la modelización del sistema climático es una decisión de índole cualitativa, que se basa en los mejores conocimientos científicos y en los condicionantes de la computación. Tómese como ejemplo el océano de difusión-afloramiento unidimensional presentado por Hoffert y otros (1980, 1981), y desarrollado después por muchos otros investigadores (sección 3.1), empleado para parametrizar los océanos del mundo en varios cálculos del ciclo del carbono, el clima y el nivel del mar realizados por el IPCC. En este paradigma, los océanos tridimensionales se sustituyen por una columna integrada horizontalmente, en la que la concentración del carbono y la temperatura varían con la profundidad. En la parte superior, la columna intercambia masa y energía con la capa de superficie del océano bien mezclada; en su parte inferior, la columna es alimentada por agua fría procedente de un mar polar de sumersión. Este paradigma unidimensional funciona bien para las simulaciones de las variaciones históricas del ciclo del carbono y el clima. Si se lo simplificara aún más, sustituyendo la columna por una sola caja bien mezclada, o un océano completamente difusivo, se lo convertiría en demasiado simple. Una caja bien mezclada no puede explicar el hecho de que el tiempo de mezcla de los océanos es muy largo en comparación con las velocidades con que cambian las emisiones de carbono y el forzamiento radiativo en la superficie. El resultado será velocidades erróneas de captación de calor y masa con el tiempo. Las cosas ya son “lo más simple posible” con un modelo oceánico de difusión-afloramiento unidimensional; no vale la pena ir más lejos.

Otro interrogante que se plantea con mucha frecuencia es: ¿cómo saber si las predicciones del modelo son creíbles? Hoy en día, la ciencia reconoce que no hay manera de probar la verdad absoluta de cualquier hipótesis o modelo, ya que siempre cabrá la posibilidad de encontrar una explicación diferente para las mismas observaciones. En este sentido, hasta las leyes físicas más sólidas son “condicionales”. Entonces, lo que cabe hacer es demostrar que la teoría o el modelo son falsos. Cuantas más pruebas independientes pasen con éxito la teoría o el modelo, tanto mayor será la confianza que podremos otorgarles. De hecho, la prueba de una conjetura se ha convertido en una condición necesaria para que se la considere en el dominio de la ciencia. Como dijera Sir Karl Raimund Popper,

filósofo de la ciencia y formulador de la teoría de la falsabilidad: "El que creamos en una ley natural determinada no puede tener mejor base que nuestros fracasados intentos para refutarla". (Popper, 1969)

La aplicación de la regla de falsabilidad (sección 2.3.3) se puede observar en los valores de la sensibilidad climática equivalente al cambio de temperatura en estado de equilibrio para una duplicación de CO₂, que el SIE GTI estima que oscilan, con bastante probabilidad, entre 1,5 y 4,5°C (SIE GTI, Resumen Técnico, sección D.2). En los MCGA, la sensibilidad climática se calcula sobre la base de una combinación de leyes físicas y parametrizaciones de modelo a escala de subrejilla, pero viene directamente especificada como entrada en los modelos climáticos oceánicos simples. Para estimar la sensibilidad climática se han usado al menos cuatro métodos independientes: *a*) simulaciones con MCGA tridimensionales (Cess y otros, 1989); *b*) observaciones directas, en las escalas temporales y espaciales de interés, de los procesos clave que determinan el amortiguamiento radiativo hacia el espacio y, por consiguiente, la sensibilidad climática (por ejemplo, Soden y Fu, 1995); *c*) reconstrucciones del forzamiento radiativo y de la respuesta del clima a los climas del pasado (paleoclimas) (Hoffert y Covey, 1992); y *d*) comparaciones de pasadas de los modelos climáticos oceánicos con registros históricos de la temperatura mundial (ver la sección 4.2 y la Figura 10). Cada método tiene insuficiencias e incertidumbres únicas. Sin embargo, todos estos métodos independientes arrojan resultados que son coherentes con la gama 1,5-4,5°C del SIE GTI, e incoherentes con valores mucho mayores o menores.

Por último, los modelos simples del sistema climático parecen tener la desventaja de tratar sólo los promedios mundiales o zonales, siendo que se necesitan las variaciones regionales de los cambios de temperatura y precipitación para completar el vínculo entre emisiones e impactos en las evaluaciones integradas. Una vez más, en la práctica, muchas evaluaciones integradas se realizan hoy día con modelos cuyos cálculos básicos del clima transitorio se efectúan con modelos oceánicos y climáticos simples con distribuciones regionales de la temperatura y la precipitación (habitualmente producidas por los MCGAO), que se escalan con respecto al cambio de la temperatura media mundial (Santer y otros, 1990; Hulme y otros, 1995).

Estas consideraciones se ofrecen para explicar los motivos que llevaron a elegir modelos simplificados del sistema climático en el SIE, y no apuntan a que ninguna metodología de modelización o nivel de complejidad sea inherentemente superior para el análisis del sistema climático en todo momento. De hecho, el consenso de la comunidad de modelizadores es que los modelos de la dinámica de la atmósfera y el océano detallados y tridimensionales, así como los modelos de alta resolución de la biota terrestre y marina de la Tierra, son los objetivos a largo plazo de la ciencia de la Tierra. Es preciso que estos esfuerzos de modelización del sistema climático se lleven a cabo de forma simultánea con los modelos más idealizados del sistema climático utilizados en los trabajos relacionados con los análisis de escenarios y las políticas sobre el clima, y que ambos se refuercen entre sí, a medida que evoluciona el proceso del IPCC.

2. EL CLIMA Y EL SISTEMA CLIMÁTICO

Es habitual definir el clima como el “tiempo medio” o, con más rigor, como la descripción estadística del tiempo en términos de la media y la variabilidad de ciertas magnitudes importantes durante períodos de varios decenios (de tres decenios, como los define la OMM). A menudo, se trata de variables de superficie, como la temperatura, la precipitación y el viento, pero en un sentido más amplio, el tiempo es una descripción del estado del sistema climático.

El sistema climático consta de los componentes principales siguientes: *a*) la atmósfera, *b*) los océanos, *c*) las biosferas terrestre y marina, *d*) la criosfera (hielo marino, cubierta de nieve estacional, glaciares de montaña y capas de hielo a escala continental), y *e*) la superficie terrestre. Estos componentes actúan entre sí y, como resultado de esa interacción colectiva, determinan el clima de la superficie de la Tierra. Las interacciones se producen a través de flujos de energía de diversas formas, de intercambios de agua, de flujos de otros gases en trazas radiativamente importantes, entre los que figuran el dióxido de carbono (CO_2) y el metano (CH_4), y del ciclo de nutrientes. Lo que mueve el sistema climático es la entrada de energía solar, equilibrada por la emisión de energía infrarroja (“calor”) hacia el espacio. La energía solar es la fuerza conductora más importante de los movimientos de la atmósfera y el océano, de los flujos de calor y agua y de la actividad biológica.

La Figura 1 es una representación esquemática del sistema climático y muestra algunas interacciones clave entre los diversos componentes y las propiedades de los componentes que pueden cambiar (ver el SIE GTI, sección 1.1).

Los componentes del sistema climático inciden en el clima regional y mundial de varias maneras diferentes: *a*) influyen en la composición de la atmósfera de la Tierra, por lo que modulan la absorción y transmisión de la energía solar y la emisión de energía infrarroja que se devuelve al espacio; *b*) alteran las propiedades de la superficie y la cantidad y naturaleza de la nubosidad, lo que repercute sobre el clima a nivel regional y mundial; y *c*) distribuyen el calor horizontal y verticalmente, desde una región hacia otra mediante los movimientos atmosféricos y las corrientes oceánicas.

En su estado natural, los diversos flujos entre los componentes del sistema climático se encuentran, por lo común, muy cerca del equilibrio exacto cuando se integran a lo largo de períodos de uno a varios decenios. Por ejemplo, antes de la revolución industrial, la absorción de dióxido de carbono por fotosíntesis alcanzó su equilibrio casi exacto mediante la liberación efectuada por los detritos de materiales vegetales y del suelo, como lo demuestran las concentraciones casi constantes de CO_2 en la atmósfera durante varios milenios hasta cerca de 1880

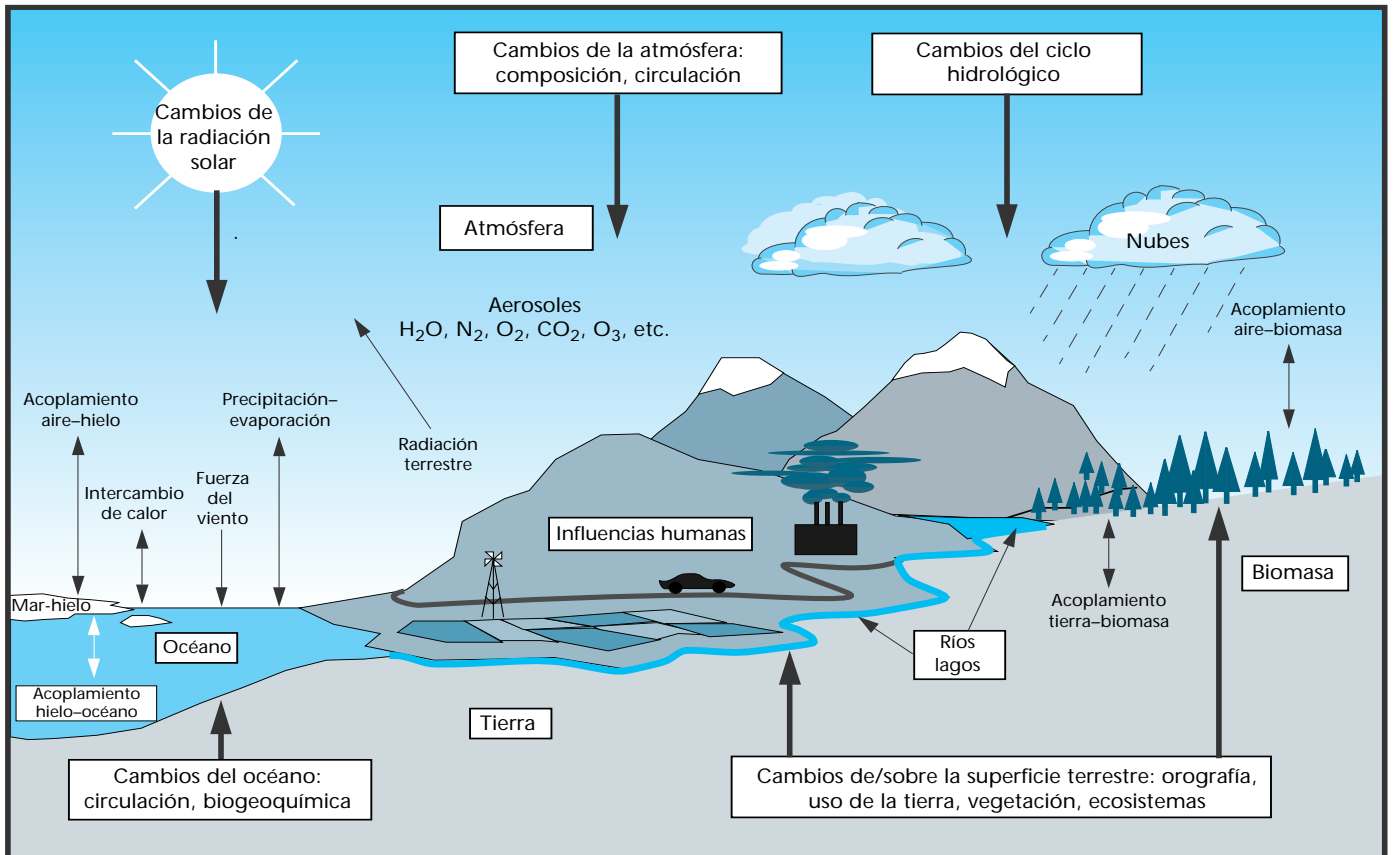


Figura 1. Visión esquemática de los componentes del sistema climático mundial que revisten importancia para los cambios climáticos a escala temporal de siglo (negrita), sus procesos e interacciones (flecha fina) y algunos elementos que pueden cambiar (flecha negra). Copiada del SIE GTI (Figura 1.1).

(ver IPCC, (1995)², Informe, capítulo 1). Ahora bien, de un año a otro se pueden producir desequilibrios de signo fluctuante, debidos a la variabilidad natural del sistema climático. La humanidad está afectando el desenvolvimiento de los procesos climáticos y, por consiguiente, el equilibrio natural del sistema climático, pues perturba, sin interrupción y a escalas regional y mundial, la composición de la atmósfera de la Tierra y las propiedades de la superficie terrestre.

2.1 Perturbación antropógena de la composición de la atmósfera

La humanidad está alterando la concentración de los gases de invernadero y los aerosoles, que influyen en el clima y, a la vez, son influidos por éste. Los gases de invernadero reducen la pérdida neta de radiación infrarroja hacia el espacio y tienen poco impacto en la absorción de la radiación solar, lo que hace que la temperatura de la superficie sea más cálida y produce el denominado “efecto invernadero” (ver el SIE GTI, secciones 1.2.2 y 1.3.1). Los aerosoles revisten gran importancia por su impacto sobre la radiación solar, y tienen casi siempre un efecto de enfriamiento (ver el SIE GTI, sección 1.3.2).

Ciertos gases de efecto invernadero surgen naturalmente, pero están influenciados directa o indirectamente por las actividades humanas, mientras que otros son totalmente antropógenos. Los principales gases que surgen naturalmente son: vapor de agua (H₂O), dióxido de carbono (CO₂), ozono (O₃), metano (CH₄) y óxido nitroso (N₂O). Los principales grupos de gases de invernadero completamente antropógenos son: clorofluorocarbonos (CFC), hidrofluorocarbonos (HFC) e hidroclorofluorocarbonos (HCFC) (a los que se denomina colectivamente halocarbonos), y las especies totalmente fluorinadas, como el hexafluoruro de azufre (SF₆) (ver el SIE GTI, capítulo 2).

El vapor de agua es el mayor contribuyente al efecto invernadero natural y es el que está más directamente vinculado al clima y, por consiguiente, menos directamente controlado por la actividad humana. Esto es así porque la evaporación depende fuertemente de la temperatura de la superficie, y porque el vapor de agua atraviesa la atmósfera en ciclos muy rápidos, de una duración por término medio de uno cada ocho días. Por el contrario, las concentraciones de los demás gases de invernadero están sujetas a la influencia fuerte y directa de las emisiones asociadas con la quema de combustibles fósiles, algunas actividades forestales y la mayoría de las agrícolas, y la producción y el empleo de diversas sustancias químicas.

Excepto el ozono, todos los gases de invernadero directamente influidos por las emisiones humanas están bien mezclados en la atmósfera, de forma que su concentración es casi la misma en cualquier parte y es independiente del lugar donde se produce. El ozono también difiere de los demás gases de invernadero

porque no se emite directamente hacia la atmósfera, sino que es fabricado por reacciones fotoquímicas en las que participan otras sustancias, denominadas “precursores”, que sí se emiten directamente. En lo que respecta a los procesos de eliminación, todos los gases de invernadero, excepto el dióxido de carbono, se eliminan en buena parte a través de reacciones químicas o fotoquímicas dentro de la atmósfera. De modo diferente, el dióxido de carbono efectúa ciclos continuos entre varios “reservorios” o depósitos de almacenamiento temporales (atmósfera, plantas terrestres, suelos, aguas y sedimentos de los océanos). Las fuentes de los gases de invernadero naturales y los procesos de eliminación de todos los gases de invernadero están influenciados por el clima (ver el SIE GTI, secciones 1.2 y 2.2).

Los aerosoles son partículas diminutas en suspensión en el aire, que influyen sobre el clima sobre todo porque reflejan hacia el espacio una parte de la radiación solar incidente (efecto directo), y regulan, hasta cierto punto, la cantidad y las propiedades ópticas de las nubes (efecto indirecto). Los aerosoles también absorben una cierta cantidad de radiación infrarroja. Se producen natural y artificialmente; entre los naturales se encuentran la sal marina, el polvo y las partículas volcánicas, mientras que los artificiales resultan de la quema de biomasa y combustibles fósiles, entre otras fuentes. Algunos aerosoles, como el polvo, se emiten directamente hacia la atmósfera. Pero la mayoría no se emiten directamente sino que, como el ozono troposférico, se fabrican a partir de la transformación química de los precursores. Todos los gases troposféricos tienen un tiempo de vida corto en la atmósfera debido a que la lluvia los elimina rápidamente. Por ello, y porque la intensidad de las fuentes de emisión cambia considerablemente de una región a otra, la cantidad de aerosoles en la atmósfera varía mucho entre las regiones. El clima influye en la naturaleza, la cantidad y la distribución de los aerosoles atmosféricos (ver el SIE GTI, secciones 2.3 y 2.4).

2.2 Las nubes, la superficie y las interacciones dinámicas

Además de la composición de la atmósfera de la Tierra, diversos procesos en los que intervienen las nubes, las propiedades de la superficie y los movimientos atmosféricos y oceánicos también son importantes para el clima a escala regional y mundial.

2.2.1 Nubes

La cantidad, el lugar, la altura, el tiempo de vida y las propiedades ópticas de las nubes ejercen controles importantes sobre el clima de la Tierra, y los cambios de esas propiedades podrían tener una función importante en el cambio climático. El impacto radiativo de un cambio determinado de las propiedades, la cantidad y la altura de las nubes depende del lugar y del mes y día en que se producen dichos cambios. Los cambios que se produzcan dependerán de los campos tridimensionales de la temperatura y la humedad y de los procesos dinámicos de la atmósfera (por ejemplo, los relacionados con los vientos). Por estas razones, los modelos tridimensionales con resolución espa-

² IPCC (1995), en adelante IPCC94.

cial alta y ciclo diurno son los únicos que pueden simular correctamente el efecto neto de los cambios de las nubes sobre el clima. Pero la mayoría de los procesos de nubes clave ocurren a escalas muy inferiores a la resolución de los modelos mundiales, por lo que se necesitan representaciones sencillas promediadas zonalmente (“parametrizaciones”) de los procesos nubosos, que podrían ocasionar errores de envergadura en los cambios simulados de las nubes (ver el SIE GTI, secciones 4.2 y 5.3.1.1.4, y la sección 3 de este documento).

2.2.2 Superficie terrestre

Las características físicas de la superficie terrestre, incluida la cubierta de vegetación, tienen un gran efecto sobre la absorción de energía solar y los flujos de calor, vapor de agua y momento entre la superficie y la atmósfera. En cualquier lugar determinado, estos flujos influyen considerablemente en el clima de superficie local y tienen repercusiones en la atmósfera que, en algunos casos, se amplían a todo el globo. Los cambios de los mantos de hielo y nieve, altamente reflectantes, revisten importancia particular; al calentarse el clima, disminuye la extensión de hielo y nieve, lo que ocasiona una mayor absorción de energía solar y el calentamiento consiguiente. Ahora bien, los cambios concurrentes de la nubosidad inducidos por los cambios de las cubiertas de hielo y nieve complican estas consideraciones. La simulación correcta de los cambios de la superficie terrestre y sus efectos exigen modelos que tengan una resolución espacial y temporal alta, considerando las posibles interacciones con las nubes y la heterogeneidad espacial de la superficie (ver el SIE GTI, secciones 1.4.3 y 4.4). En una escala temporal de decenios a siglos, los cambios de la cubierta de vegetación y las propiedades del suelo también alterarán los intercambios de calor, humedad y momento entre la superficie y la atmósfera, y también las fuentes y sumideros de ciertos gases de invernadero.

2.2.3 Océanos

Los océanos desempeñan funciones importantes en el sistema climático y en el cambio climático. Primero, son uno de los principales depósitos de carbono, y han tenido un papel esencial al absorber una parte del dióxido de carbono artificial emitido hasta el presente; hasta cierto punto, seguirán teniendo este papel en el futuro. Segundo, las corrientes oceánicas transportan cantidades considerables de calor, por lo que ejercen una fuerte influencia sobre los climas regionales. Los cambios de transporte de calor en el océano podrían afectar significativamente los cambios climáticos regionales, y mientras el clima mundial se vuelve más templado, quizás algunas regiones sufran un enfriamiento temporal, y otras, un calentamiento temporal muy por encima de la media mundial. Tercero, la absorción de calor y la mezcla descendente que efectúan los océanos aminoran considerablemente el ritmo del calentamiento de la superficie. Esto reduce los impactos que dependen de la velocidad del cambio climático, pero también implica que, hasta cierto tiempo después de que las concentra-

ciones de gases de invernadero se hayan estabilizado, se producirá un compromiso irreversible hacia un cambio climático mayor que el ocurrido. Las corrientes oceánicas y la tasa de absorción del calor por los océanos dependen de los vientos y del intercambio de calor y agua dulce (a través de la precipitación y la evaporación) entre el océano y la atmósfera. En las latitudes altas, la presencia de hielo marino tiene un efecto muy fuerte sobre esos intercambios, de allí que la simulación satisfactoria del hielo marino revista mucha importancia (ver el SIE GTI, secciones 1.4.2, 4.3 y 6.2, y capítulo 10).

2.2.4 Movimientos atmosféricos

Los movimientos atmosféricos (vientos) son importantes porque efectúan el transporte de calor y humedad y moderan las temperaturas en las regiones polar y ecuatorial. Dichos movimientos ejercen un control fuerte sobre la formación, la naturaleza y el tiempo de vida de las nubes, por lo que proporcionan un acoplamiento directo de los balances térmicos de la radiación solar e infrarroja. El transporte de calor en la atmósfera y sus cambios también incidirán en la respuesta de la cubierta de hielo marino y de nieve sobre la tierra a los cambios de la temperatura media mundial y, por consiguiente, constituye otro vínculo con el balance de radiación general de la Tierra. Los cambios de los vientos atmosféricos, o de la evaporación y la precipitación, debidos, en parte, a los cambios de los vientos atmosféricos, también podrían acarrear cambios de la circulación de los océanos significativos y quizás bruscos (ver el SIE GTI, secciones 4.2, 4.3 y 6.2).

2.3 Forzamiento radiativo, retroalimentaciones y sensibilidad climática

La temperatura de la Tierra tiende a ajustarse por sí misma, de forma que hay un equilibrio entre la absorción de la energía del Sol y la emisión de radiación infrarroja que realiza el sistema superficie-atmósfera. Cuando la energía solar absorbida es mayor que la radiación infrarroja emitida (lo que ocurre, por ejemplo, al añadir gases de efecto invernadero a la atmósfera), sube la temperatura, pero también aumenta la emisión de radiación infrarroja hacia el espacio. Esto hace que se reduzca el desequilibrio inicial y que, con el tiempo, se alcance un equilibrio nuevo, pero con otra temperatura más cálida (ver el SIE GTI, secciones 1.2 y 1.3.1).

2.3.1 Forzamiento radiativo

Los gases de efecto invernadero y los aerosoles antropógenos afectan el sistema climático, pues alteran el equilibrio entre la energía solar absorbida y la radiación infrarroja emitida, como se analiza en el SIE GTI (sección 2.41). El desequilibrio se cuantifica como “forzamiento radiativo”, que se define como el cambio de la radiación neta descendente (solar e infrarroja combinadas) que se opera en la tropopausa cuando, por ejemplo, se alteran las cantidades de gases de efecto invernadero y aerosoles, una vez tenido en cuenta sólo el ajuste de las tempe-

raturas estratosféricas. El clima de la superficie responde al cambio de la radiación neta en la tropopausa, no en la superficie propiamente dicha o en la parte superior de la atmósfera, porque la superficie y la troposfera están estrechamente acopladas mediante los intercambios de calor, y responden como una unidad a la perturbación calorífica combinada. En el forzamiento radiativo se incluye el acomodamiento de la estratosfera porque ésta responde de forma rápida e independiente del sistema superficie-troposfera. Los forzamientos radiativos que no tienen origen humano y son importantes a la escala temporal de decenios a siglos incluyen las variaciones de la luminosidad solar y las erupciones volcánicas; estas últimas producen aerosoles de sulfato, que permanecen durante varios años en la estratosfera.

El forzamiento radiativo correspondiente a una duplicación de CO_2 es $4,0\text{-}4,5 \text{ W m}^{-2}$ antes del ajuste de las temperaturas estratosféricas (Cess y otros, 1993); este ajuste reduce el forzamiento en alrededor de $0,5 \text{ W m}^{-2}$, o sea a $3,5\text{-}4,0 \text{ W m}^{-2}$. Si la temperatura fuera la única variable climática que cambia en respuesta a este forzamiento radiativo, entonces el clima debería calentarse $1,2^\circ\text{C}$ para restablecer el balance de radiación. Ahora bien, dicho cambio de temperatura alterará las propiedades de la atmósfera y la superficie, lo que ocasionará otras perturbaciones del balance de radiación y forzarán otros cambios de temperatura mediante una serie de procesos de retroalimentación, que se analizan en la sección siguiente y en el SIE GTI, Resumen técnico, sección D.

2.3.2 Retroalimentaciones rápidas y lentas

La retroalimentación es un proceso por el que un cambio inicial de cierta variable ("A") conduce a un cambio en otra variable ("B") que, a su vez, produce otros cambios en la variable inicial. Se dice que la retroalimentación es positiva cuando el cambio de B produce otros cambios en A con la misma dirección que la del cambio inicial, lo que tiende a amplificarlo. Por su parte, la acción de la retroalimentación negativa reduce el cambio inicial. Entre las retroalimentaciones que hay que incluir en el cálculo del cambio climático medio mundial figuran: *a) Cantidad de vapor de agua:* al hacerse el clima más cálido, aumenta la concentración de vapor de agua. Puesto que el vapor de agua es un gas de invernadero, esto representa una retroalimentación positiva. *b) Nubes:* los cambios nubosos resultan difíciles de calcular con fiabilidad, como se señala en la sección 2.2.1. Las nubes tienen un fuerte efecto radiativo, por lo que es probable que causen una retroalimentación apreciable. Dicha retroalimentación depende de los cambios de cantidad, altitud y características de las nubes, y también de la reflectividad de la superficie subyacente, de manera que no se conoce con certeza el signo de la retroalimentación. *c) Cubiertas de hielo y nieve:* a medida que se calienta el clima, se reducen las zonas de hielo marino y de nieve estacional sobre tierra, lo que hace disminuir la reflectividad de la superficie y tiende a producir un calentamiento más acusado (retroalimentación positiva). Pero los cambios concurrentes de las nubes complican estas consideraciones, como se indica en la sección 2.2.3. *d) Vegetación:* los

cambios de distribución de biomas diferentes, o del tipo de vegetación dentro de un bioma determinado, también pueden ocasionar cambios de la reflectividad de la superficie, que ejercen un efecto de retroalimentación sobre el cambio climático. *e) Ciclo del carbono:* es posible que el efecto del clima sobre la biosfera terrestre y los océanos altere las fuentes y sumideros de CO_2 y CH_4 , y ocasione cambios de sus concentraciones en la atmósfera, lo que originará un forzamiento radiativo (ver el SIE GTI, secciones 1.4, 2.1, 4.2 y 4.4; y capítulos 9 y 10).

De estas retroalimentaciones, aquellas en las que intervienen el vapor de agua y las nubes responden fundamentalmente de manera instantánea al cambio climático, mientras que las que conciernen a la nieve y el hielo marino responden a escasos años. Por consiguiente, se las califica de "rápidas". Algunos procesos de la vegetación y del ciclo del carbono son significativos a una escala temporal de decenios, mientras que otros, no mencionados más arriba, como la reducción de las capas de hielo continentales, la disolución de los sedimentos de carbonato en el océano, y la intensificación del envejecimiento climático sobre la tierra (los dos últimos tienden a reducir la concentración de CO_2 en la atmósfera), necesitan cientos a miles de años para desarrollarse. A estas retroalimentaciones se las califica de "lentas".

2.3.3 Sensibilidad climática: definición

La expresión "sensibilidad climática" se refiere al aumento constante de la temperatura media mundial anual del aire en la superficie asociado con un determinado forzamiento radiativo medio mundial. En el cálculo de la sensibilidad climática, es práctica habitual incluir sólo los procesos de retroalimentación rápida, incluidos los cambios de vapor de agua, y excluir los posibles cambios inducidos en las concentraciones de otros gases de invernadero (y también otros procesos de retroalimentación lenta).

Como se señala más arriba (introducción a la sección 2.3), la temperatura de la Tierra realiza un ajuste por sí misma, de forma que la radiación solar absorbida y la radiación infrarroja emitida están en equilibrio. Cuando hay un exceso de energía solar, la temperatura tiende a aumentar, lo que incrementa la emisión de radiación infrarroja al espacio. Cuanto más fuerte sea el aumento de la emisión infrarroja al espacio con la temperatura (es decir, cuanto más fuerte sea el *amortiguamiento radiativo*), tanto menor serán el aumento de temperatura necesario para restablecer el balance de energía neto cero y la sensibilidad climática. Los cambios de albedo (reflectividad) del sistema atmósfera-superficie también contribuyen (positiva o negativamente) al amortiguamiento radiativo. Las retroalimentaciones rápidas afectan la sensibilidad climática, puesto que inciden en la facilidad con que se devuelve el exceso de calor al espacio; dicho de otra forma, alteran el amortiguamiento radiativo.

En la comparación de las sensibilidades de los modelos climáticos es común utilizar como referencia la duplicación de CO_2 . Como se informa en el SIE GTI (Resumen técnico, sección D.2),

se prevé que la sensibilidad climática con duplicación de CO_2 oscilará entre $1,5^\circ\text{C}$ y $4,5^\circ\text{C}$. En la medida en que la respuesta de la temperatura media mundial depende sólo del forzamiento medio mundial, cualquier combinación de forzamientos debidos a gases de efecto invernadero, luminosidad solar o aerosoles que arroje el mismo forzamiento neto que la duplicación de CO_2 producirá la misma respuesta de la temperatura media mundial en régimen estacionario. Si la sensibilidad climática es constante, la respuesta de la temperatura en régimen estacionario variará proporcionalmente al forzamiento neto. No obstante, estas condiciones son aproximaciones toscas, como se analiza en la sección siguiente.

2.3.4 Sensibilidad climática: persistencia e independencia

Vista la cantidad de no linealidades asociadas con las retroalimentaciones rápidas, que determinan la sensibilidad climática según se ha definido, cabría esperar que la sensibilidad climática dependa tanto de la magnitud como de la distribución vertical, latitudinal y estacional del forzamiento. Pero los experimentos realizados con varios modelos indican que, para forzamientos de magnitudes como los que podrían acaecer durante el siglo próximo, la sensibilidad climática es aproximadamente constante (es decir que la respuesta de la temperatura media mundial en superficie es aproximadamente proporcional al forzamiento medio mundial). Asimismo, para varios forzamientos diferentes, la sensibilidad climática es, en gran parte, independiente de las combinaciones específicas de los factores que producen un determinado forzamiento medio mundial. En particular, la respuesta de la temperatura media mundial a los incrementos de una mezcla de gases de efecto invernadero cae dentro del 10% de la respuesta a un incremento de sólo CO_2 que tenga el mismo forzamiento medio mundial que el de la mezcla de gases (IPCC94, secciones 4.1.1 y 4.8; y SIE GTI, sección 6.2.1.1).

Por otra parte, la proporcionalidad aproximada que existe entre el forzamiento medio mundial y la respuesta de la temperatura media mundial establecida para las variaciones de la luminosidad solar y los gases bien mezclados puede desaparecer en los casos de forzamientos muy grandes, o de forzamientos espacial o estacionalmente heterogéneos (como los ocasionados por las variaciones de la órbita de la Tierra, que ocurren a lo largo de períodos de decenas de miles de años), o cuando se producen interacciones particularmente fuertes entre el forzamiento y las nubes. Tal parece ser el caso de los cambios del ozono troposférico y los aerosoles troposféricos, que producen variaciones espaciales del forzamiento radiativo mucho más intensas que las de los cambios de los gases bien mezclados, y que tienen una estructura de forzamiento vertical claramente diferente (IPCC94, secciones 4.1.1 y 4.8).

Si bien cabe la posibilidad de que la sensibilidad climática media mundial a los cambios de los gases de efecto invernadero y los aerosoles difiera de la correspondiente a los cambios de otros gases de efecto invernadero, los modelos climáticos simples usados en el SIE GTI (sección 6.3) están formulados con el supuesto de que a todos estos forzamientos se les aplica la misma sensibilidad. Pero la respuesta del clima a un aumento específico de aerosoles depende tanto de la sensibilidad climática a los aumentos de aerosoles como del forzamiento por aerosoles, y este último es muy incierto (oscila entre $-0,2 \text{ W m}^{-2}$ y $-2,3 \text{ W m}^{-2}$, ver el SIE GTI, sección 2.4.2). Por ello, la incertidumbre del cambio climático debida a las posibles diferencias de la respuesta del clima a los aumentos de aerosoles y de gases de efecto invernadero bien mezclados es, actualmente, menor que la incertidumbre del forzamiento radiativo propiamente dicho.

2.3.5 Respuesta del clima regional

Independientemente del grado en que la temperatura media mundial dependa sólo del forzamiento medio mundial neto, las combinaciones diferentes de forzamientos en los que intervienen ozono, aerosoles y gases de efecto invernadero bien mezclados producirán cambios climáticos significativamente diferentes en una región determinada. Esto es válido especialmente para los aumentos de aerosoles troposféricos, que pueden producir un enfriamiento regional en medio del calentamiento medio mundial y, en menor grado, para los cambios de ozono troposférico y estratosférico (SIE GTI, capítulo 6). Por ello, el cambio climático de una región determinada asociado con un forzamiento medio mundial dado depende de los forzamientos específicos que se producen al combinar los forzamientos por aerosoles y por ozono con los debidos a gases de efecto invernadero, aunque la respuesta de la temperatura media mundial sea aproximadamente la misma. Además, cuando ocurren forzamientos por aerosoles netos negativos muy grandes a escala regional, los efectos del enfriamiento no se sentirán únicamente en las regiones cercanas al lugar donde se presentan los aerosoles debido a los efectos del transporte de calor que efectúan los vientos y las corrientes oceánicas.

También habrán fuertes variaciones regionales de la respuesta del clima a los aumentos de gases de efecto invernadero, incluso los que están bien mezclados, como CO_2 y CH_4 , cuyo forzamiento es relativamente uniforme de una región a la siguiente. Esto obedece a las variaciones espaciales de la naturaleza e intensidad de los diversos procesos de retroalimentación (como las que se producen con las cubiertas de nieve y hielo marino y las nubes), y de los vientos atmosféricos y las corrientes oceánicas, que pueden cambiar en respuesta a los cambios generales del clima mundial (ver el SIE GTI, capítulo 6).

3. CÓMO SIMULAR EL CAMBIO CLIMÁTICO

Para elaborar proyecciones sobre el impacto de las perturbaciones de origen humano es preciso calcular los efectos de todos los procesos clave que actúan en el sistema climático. Estos procesos se pueden representar mediante términos matemáticos, pero la complejidad del sistema implica que, en la práctica, los cálculos sólo se pueden hacer con computadora. Por consiguiente, la formulación matemática se realiza con un programa informático, al que se denomina “modelo”. Si el modelo contiene suficientes elementos de los componentes del sistema climático para efectuar simulaciones del clima, se lo denomina comúnmente “modelo climático”.

Con las computadoras que hay en el mercado resulta muy difícil ejecutar un modelo climático que incluya de forma explícita todo el cuerpo de conocimientos que se tiene hoy día sobre el sistema climático. Por motivos prácticos, hay que hacer algunos compromisos. El interrogante básico que se plantea es: ¿con qué grado de detalle se representarán los componentes y procesos del sistema climático? Si se simplifica la representación, se necesitan menos cálculos y se podrá ejecutar el programa más rápido, o en una computadora menos potente.

El modelo más detallado de un proceso determinado es el que se basa en los principios físicos fundamentales, considerados invariantes. Ese modelo será aplicable a cualquier clima. Para representar el proceso de manera que se lo pueda utilizar en un modelo climático habrá que añadir otros supuestos que lo simplifiquen. En algunos casos, se incorporan relaciones derivadas empíricamente. Cuando esto es necesario, el rango de validez del modelo se verá inevitablemente mucho más limitado. En la medida de lo posible, los modelos climáticos emplean principios físicos básicos, o simplificaciones que crean la menor cantidad de incertidumbres. Esto es así porque las condiciones de un clima cambiado pueden ser muy diferentes de las del clima actual, por lo que no se cumplirán necesariamente las relaciones obtenidas empíricamente o estadísticamente para el clima actual (ver el SIE GTI, sección 1.6).

El modelo más detallado de un proceso determinado es el que se basa en los principios físicos fundamentales, considerados invariantes. Ese modelo será aplicable a cualquier clima. Para representar el proceso de manera que se lo pueda utilizar en un modelo climático habrá que añadir otros supuestos que lo simplifiquen. En algunos casos, se incorporan relaciones derivadas empíricamente. Cuando esto es necesario, el rango de validez del modelo se verá inevitablemente mucho más limitado. En la medida de lo posible, los modelos climáticos emplean principios físicos básicos, o simplificaciones que crean la menor cantidad de incertidumbres. Esto es así porque las condiciones de un clima cambiado pueden ser muy diferentes de las del clima actual, por lo que no se cumplirán necesariamente las relaciones obtenidas empíricamente o estadísticamente para el clima actual (ver el SIE GTI, sección 1.6).

Otra clase de simplificación que se emplea en los modelos climáticos consiste en integrar en una dimensión espacial. Así,

en vez de usar una rejilla tridimensional longitud–latitud– altura, se podría usar una bidimensional latitud–altura, en la que cada punto se integra en todas las longitudes a esa latitud y altura. Cuando se reduce la dimensionalidad hay que parametrizar más procesos.

En los apartados siguientes se describe brevemente los principales tipos de modelo construidos para cada una de las etapas importantes de la simulación de la respuesta del clima y el nivel del mar a las emisiones antropógenas. Esto proporciona un contexto para los modelos climáticos simples que ha utilizado el IPCC y que se describen en la sección 4.

3.1 Jerarquía de modelos climáticos de la atmósfera y el océano

Algunos de los tipos principales de modelo de los componentes atmosféricos y oceánicos del sistema climático son:

Modelos atmosféricos radiativos–convectivos unidimensionales. Estos modelos se integran mundialmente (horizontalmente), pero contienen muchas capas dentro de la atmósfera. Tratan con mucho detalle los procesos relacionados con la transferencia de radiación infrarroja y solar en la atmósfera, y son especialmente útiles para calcular el forzamiento radiativo asociado con los cambios de la composición de la atmósfera. Se debe prescribir el cambio de la cantidad de vapor de agua a medida que cambia el tiempo (sobre la base de observaciones), pero el impacto de la radiación asociada con un cambio determinado del vapor de agua se puede calcular con exactitud. Por consiguiente, los modelos radiativos–convectivos ofrecen un medio para determinar una de las retroalimentaciones clave que reviste importancia para la sensibilidad climática mediante una combinación de observaciones y procesos físicos bien establecidos.

Modelos oceánicos de difusión–afloramiento unidimensionales. Tratan la atmósfera como una sola caja bien mezclada, que intercambia calor con el océano y la superficie de la tierra subyacentes. La absorción de la radiación solar por la atmósfera y la superficie depende de la reflectividad de la superficie especificada y de la transmisividad y reflectividad de la atmósfera. En estos modelos, la emisión de radiación infrarroja al espacio es una función de los incrementos lineales de la temperatura de la superficie, y la constante de proporcionalidad actúa como amortiguamiento de la radiación infrarroja. Al océano se lo trata como una columna unidimensional, que representa la integración horizontal sobre el océano real, excluidas las regiones limitadas en las que se forma el agua profunda, que llegan hasta el fondo del océano y se tratan por separado. En la Figura 2 se ilustra este modelo. El tubo al costado de la columna representa la sumersión del agua en las regiones polares. Este hundimiento, junto con el afloramiento que lo compensa dentro de la columna, representan la circulación termohalínica a escala mundial. Este

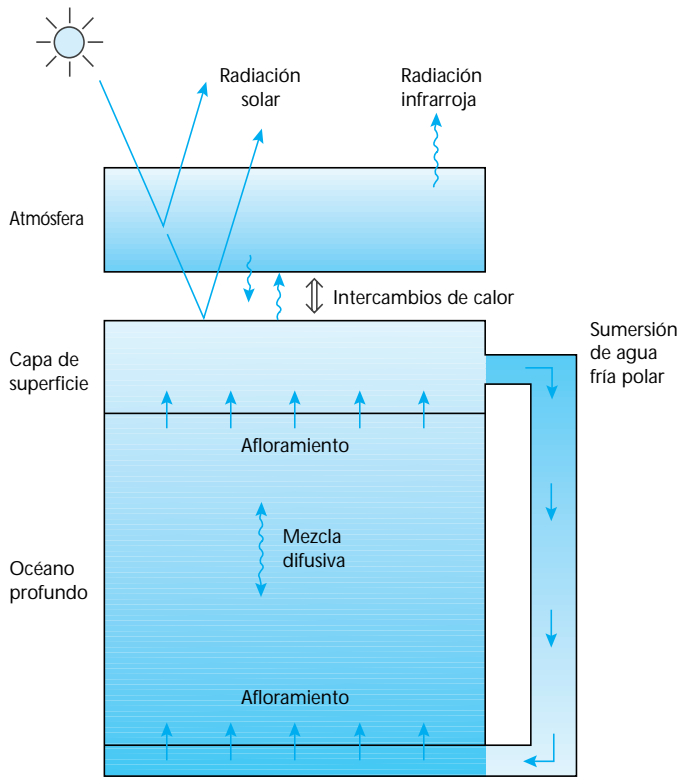


Figura 2. Ilustración del modelo climático de difusión-afloramiento, que consiste en una sola caja atmosférica, una capa de superficie que representa la tierra y el océano, capa de mezcla, y un océano profundo. En el modelo se representan las transferencias de la radiación solar e infrarroja, el intercambio de calor aire-mar y la mezcla en el océano profundo por difusión y variación termohalina, que se indican en la figura. Basada en Harvey y Schneider (1985).

modelo se utiliza sobre todo para estudiar la función de los océanos en la respuesta de la temperatura de la superficie a los cambios de forzamiento radiativo.

Modelos del balance de energía unidimensionales. En estos modelos, la única dimensión representada es la variación con la latitud; la atmósfera se integra verticalmente en dirección este-oeste, y a menudo se combina con la superficie para formar una sola capa. Por lo común, los múltiples procesos de transporte de calor en dirección norte-sur que efectúan la atmósfera y los océanos se representan como difusión, mientras que la radiación infrarroja saliente se representa de igual forma que en el modelo de difusión-afloramiento. Estos modelos han aportado conocimientos útiles sobre la interacción de las retroalimentaciones del transporte de calor horizontal y aquellas en las que intervienen el hielo y la nieve.

Modelos atmosféricos y oceánicos bidimensionales. Se han construido varios modelos de la atmósfera y los océanos bidimensionales (latitud-altura o latitud-profundidad) (por ejemplo: Peng y Arking (1987), de la atmósfera; Wright y Stocker (1991), de los océanos). Los modelos bidimensionales posibilitan el cálculo del transporte de calor más fundado en principios físicos que los modelos del balance de energía unidimensionales. En

algunos modelos oceánicos bidimensionales (por ejemplo, Wright y Stocker, 1991), la intensidad de la variación termohalina viene determinada por el modelo, mientras que en otros (por ejemplo, de Wolde y otros, 1995), está prescrita, como en el modelo de difusión-afloramiento unidimensional. El modelo climático del balance de energía atmósfera-superficie unidimensional también se ha acoplado a un modelo oceánico bidimensional (Harvey, 1992; de Wolde y otros, 1995; y Bintanja, 1995). Es relativamente fácil correr modelos oceánicos en modalidad autónoma para las cuencas de los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, con una conexión en los límites australes (que representa el océano Antártico) y en interacción con una atmósfera única promediada zonalmente.

Modelos de la circulación general atmosféricos y oceánicos tridimensionales. Los modelos atmosféricos y oceánicos más complejos son los MCGA y los modelos de la circulación general oceánicos (MCGO) tridimensionales, que se analizan ampliamente en el SIE GTI (capítulo 5). En estos modelos, la atmósfera o el océano se divide en una rejilla horizontal, cuya resolución es de 2-4° de latitud por 2-4° de longitud en los modelos más recientes, y de 10 a 20 capas en la vertical. Simulan directamente los vientos, las corrientes oceánicas y muchas otras variables y procesos que caracterizan la atmósfera y los océanos. Tanto los MCGA como los MCGO se han utilizado ampliamente en modalidad autónoma; en los primeros, las temperaturas de la superficie del océano y del hielo marino están prescritas, y en los últimos se prescriben las temperaturas de superficie y la salinidad, o los flujos de calor y agua dulce correspondientes. Un MCGAO consiste en un MCGA acoplado a un MCGO, y la información sobre el estado de la atmósfera y del océano adyacente o de la superficie marina se usa para calcular los intercambios de calor, humedad y momento entre los dos componentes.

Los MCGAO calculan la transferencia de radiación a través de la atmósfera (y modelan explícitamente el vapor de agua, las nubes y otros componentes atmosféricos), la nieve y el hielo marino, los flujos de superficie, el transporte de calor y agua por la atmósfera y el océano, y la captación de calor por los océanos (que retrasan y modifican la respuesta inicial de la temperatura de superficie y contribuyen a la subida del nivel del mar, ya que el agua se expande a medida que se calienta. Por ello, los MCGAO acoplados calculan explícitamente los procesos de retroalimentación rápida, cuyos efectos interactivos determinan la sensibilidad climática. Ahora bien, debido a los condicionantes computacionales, la mayoría de estos procesos se parametrizan hasta cierto punto (ver el SIE GTI, secciones 4.2 y 4.3 sobre los procesos de los MCG atmosféricos y oceánicos, respectivamente). Las representaciones más pormenorizadas o bien no son prácticas en un modelo mundial, o todavía no se han desarrollado. Es inevitable que algunas parametrizaciones incluyan constantes que se han acomodado a las observaciones del clima actual. Los MCGAO tratan de representar explícitamente una gran cantidad de procesos, mientras que los modelos más simples representan esos procesos mediante un escaso número de parámetros ajustables.

3.2 Modelos del ciclo del carbono

El ciclo del carbono es una parte integrante del sistema climático, y rige la acumulación de CO₂ en respuesta a las emisiones de origen humano. Los procesos clave que hay que simular correctamente son la fotosíntesis y la respiración sobre la tierra, y el intercambio neto de CO₂ entre el océano y la atmósfera. Porque el CO₂ es químicamente inerte en la atmósfera, y su concentración es bastante uniforme, los cambios naturales de la concentración de CO₂ atmosférico dependen sólo de la suma de la fotosíntesis, la respiración y los flujos aire-mar. Ahora bien, cada uno de estos flujos presenta una variación considerable en el tiempo y el espacio, y dependen de un número de subprocesos que se conocen insuficientemente (SIE GTI, capítulos 9 y 10, SIE GTII³, capítulo A). Por ejemplo, los cambios a largo plazo de los flujos de fotosíntesis y respiración del carbono entre la biosfera terrestre y la atmósfera están modulados por procesos en los que participan los nutrientes del suelo y los microorganismos, mientras que el flujo aire-mar está modulado por varios procesos que afectan la concentración de CO₂ en el agua superficial. Entre ellos figuran la mezcla vertical de todo el carbono disuelto y el hundimiento neto de las materias orgánicas particuladas y material de carbonato en el océano profundo, empujado en parte por la productividad biológica de la superficie. Esta última, a su vez, será influenciada por la mezcla vertical de nutrientes y los cambios de temperatura. Por ello, los cambios de la circulación oceánica incidirán en el intercambio aire-mar de CO₂ porque alteran el intercambio del carbono total disuelto entre la capa de superficie y el océano profundo, y porque alteran la productividad biológica mediante el cambio de los flujos de nutrientes desde las profundidades del océano hacia la capa de superficie.

Como parte oceánica del ciclo del carbono se puede emplear el modelo de difusión-afloramiento unidimensional (Hoffert y otros, 1981; Piehler y Bach, 1992). En este modelo se pueden representar el intercambio medio mundial atmósfera-océano de CO₂, la mezcla vertical del total de carbono disuelto por la variación termohalínica y la difusión, y la sumersión del material particulado producido por la actividad biológica. Se ha usado un modelo oceánico bidimensional como el componente oceánico del ciclo del carbono mundial (Stocker y otros, 1994). Por último, como componente oceánico del ciclo del carbono mundial también se pueden utilizar los MCGO, en los que las corrientes oceánicas y otros procesos de mezcla vienen calculados por el modelo, en combinación con representaciones sencillas de los procesos y el intercambio aire-mar (por ejemplo, Bacastow y Maier-Reimer, 1990; Najjar y otros, 1992). Cuando se elaboró el SIE, sólo se habían publicado los cálculos de la captación de CO₂ con modelos tridimensionales para los MCGO de modalidad autónoma, con los campos de circulación y temperatura de superficie prescritos. En una simulación con acoplamiento, los cambios de estas dos variables en respuesta a concentraciones intensificadas de gases de invernadero alterarán

hasta cierto punto la captación de CO₂ siguiente (ver el SIE GTI, capítulo 10).

También se han construido y aplicado diversos modelos de la biosfera terrestre de caja integrados mundialmente, junto con modelos simples de la parte oceánica del ciclo del carbono para elaborar proyecciones de las concentraciones de CO₂ futuras. En Harvey (1989) se comparan cuantitativamente los modelos de caja mundiales utilizados con mayor frecuencia. Puesto que la biosfera terrestre está integrada mundialmente en los MCS empleados en el SIE GTI, no se pueden simular respuestas separadas en zonas de latitud diferente (por ejemplo, liberación neta del carbono por los efectos de la temperatura en las latitudes altas, captación neta del carbono en los trópicos por fertilización de CO₂), como las que se obtienen de los modelos resueltos a nivel regional (van Minnen y otros, 1996); sólo se simula una respuesta media mundial. Visto que las respuestas regionales no varían linealmente con la temperatura y la concentración de CO₂ en la atmósfera, no cabe duda de que la utilización de modelos integrados mundialmente añade errores.

Se ha simulado la función de la biosfera terrestre en el cambio climático mundial con modelos de la vegetación relativamente simples, con una rejilla mundial de resolución tan fina como 0,5° de latitud x 0,5° de longitud (ver el SIE GTI, sección 9.4). Dichos modelos de rejilla simulan la distribución de la vegetación potencial en vez de real; para simular esta última hay que tener en cuenta las perturbaciones antropógenas y las propiedades del suelo. Estos modelos se han usado para evaluar el impacto sobre la productividad neta de los ecosistemas de concentraciones más altas de CO₂ (que tienden a estimular la fotosíntesis y a que las plantas hagan un uso más eficiente del agua), y de temperaturas más cálidas (que pueden aumentar o disminuir la fotosíntesis e intensificar los procesos de descomposición)⁴. Estos modelos distinguen, como mínimo, entre la biomasa aérea y la materia orgánica del suelo. Los tipos más pormenorizados analizan los flujos del carbono y el nitrógeno (considerados como los nutrientes limitativos), e incluyen las retroalimentaciones con el nitrógeno y la velocidad de la fotosíntesis y la descomposición del carbono en el suelo (por ejemplo, Rastetter y otros, 1991; 1992; Melillo y otros, 1993).

Se han empleado modelos de la biosfera terrestre con puntos reticulares para evaluar el efecto sobre el flujo neto biosfera-CO₂ atmosférico de los cambios de temperatura hipotéticos (o generados por los MCG) y/o la concentración de CO₂ atmosférico, pero casi nunca se permiten desviaciones del tipo de ecosistema en un punto determinado de la rejilla cuando cambia el clima. Se están elaborando y sometiendo a prueba modelos de ecosistemas más perfeccionados, que vinculan los modelos de bioma (que predicen los tipos de ecosistema cambiantes) con los modelos ecofisiológicos (que predicen los flujos del carbono) (ver el

³ En adelante SIE GTII.

⁴ Al efecto de estimulación que ejercen las concentraciones más altas de CO₂ sobre la fotosíntesis se lo denomina "fertilización", y se analiza con más detalle en el recuadro correspondiente.

Respuestas de los ecosistemas a los cambios de la concentración de CO₂ atmosférico y el clima

Las plantas de los ecosistemas terrestres desempeñan una función importante en el ciclo del carbono terrestre, ya que captan CO₂ atmosférico durante la fotosíntesis y almacenan carbono como biomasa. Las tasas de fotosíntesis están sujetas a la influencia del tipo de planta, las concentraciones de CO₂ ambiental y la temperatura, y con frecuencia están condicionadas por la disponibilidad de nutrientes y humedad. Las concentraciones más altas de CO₂ ambiental podrían intensificar el crecimiento de las plantas, gracias al efecto de fertilización por CO₂ y un uso más eficiente del agua. La respuesta de las plantas a concentraciones más elevadas de CO₂ depende, en parte, del camino fotosintético utilizado (es decir, de que las plantas sean C₃ o C₄; ver el SIE GTI, sección 9.2). Esto añade diferencias regionales significativas a la respuesta de las plantas a concentraciones más altas de dióxido de carbono. El cambio climático también incide en el crecimiento de las plantas de diversas maneras. Una temperatura más cálida puede hacer aumentar o disminuir la tasa de fotosíntesis, y tenderá a acelerar la respiración de las plantas, lo que devuelve carbono a la atmósfera. La descomposición de la biomasa muerta (efectuada predominantemente en el suelo), también libera CO₂ hacia la atmósfera; esta respiración del suelo es una función del tipo de suelo, la temperatura del suelo, la humedad y la disponibilidad de nutrientes. Por ello, los cambios de la concentración de CO₂ ambiental y el clima influyen en la productividad del ecosistema de forma muy compleja y no lineal. Estos procesos ecofisiológicos se tratan con detalle en el SIE GTI (capítulo 9) y el SIE GTII (capítulo A).

Otros cambios de la productividad de los ecosistemas obedecen a cambios en el uso de la tierra, fertilización por nitrógeno (aplicaciones de fertilizantes y deposición de nitrógeno por contaminación del aire), y riego. Ahora bien, la mayoría de MCS consideran generalmente sólo la deforestación, el cambio de uso de la tierra más obvio que viene originando cambios importantes e inmediatos del almacenamiento del carbono en el mundo.

Las relaciones que se usan en los MCS para calcular la respuesta de la biosfera terrestre a los cambios de la concentración de CO₂ atmosférico y el clima apuntan principalmente al crecimiento de las plantas en condiciones alteradas. Las parametrizaciones aplicadas se basan, en gran medida, en experimentos realizados en invernadero a corto plazo con especies vegetales adecuadas bajo condiciones ideales, y no tienen en cuenta los complejos efectos no lineales e interactivos, las retroalimentaciones sistémicas y los cambios de uso de la tierra. Las simulaciones efectuadas con esos modelos indican que la biosfera aumentará la captación de carbono según las condiciones futuras. En los ecosistemas reales, la respuesta podría ser bien diferente. La complejidad y la heterogeneidad de los ecosistemas terrestres y sus respuestas tornan difícil y peligrosa la extrapolación de las condiciones reinantes a un punto muy avanzado del tiempo.

SIE GTI, sección 9.4). Las simulaciones efectuadas con estos modelos y otros más antiguos demuestran la importancia que pueden revestir las retroalimentaciones con el ciclo de nutrientes, e indican la posible magnitud de los flujos biosfera terrestre-CO₂ atmosférico, inducidos por el clima. Ahora bien, cada uno de estos modelos ofrece respuestas muy diferentes (Miembros de VEMAP, 1995). Como sucede con los modelos de la parte oceánica del ciclo del carbono, es necesario que esas simulaciones se realicen interactivamente con MCGAO acoplados. Estos modelos no se han combinado aún con los MCGO que analizan la captación de carbono por el océano.

También se han elaborado y aplicado a lugares o regiones específicas modelos bastante detallados de la biosfera marina, con diversas cantidades de especies e interacciones (por ejemplo, Gregg y Walsh, 1992; Sarmiento y *otros*, 1993; Antoine y Morel, 1995).

3.3 Modelos de la química atmosférica y los aerosoles

La química atmosférica es fundamental para la distribución y cantidad del ozono en la atmósfera porque las reacciones químicas son responsables de la fabricación y la eliminación del O₃.

Las reacciones químicas y las sensibilidades dominantes son muy diferentes según se trate de la estratosfera o de la troposfera. Estos procesos sólo se pueden modelizar correctamente con modelos atmosféricos tridimensionales (en el caso de la troposfera) o con modelos bidimensionales (latitud-altura) (en el caso de la estratosfera). La química atmosférica también resulta esencial en la eliminación del CH₄ de la atmósfera y, en menor grado, de la de todos los demás gases de efecto invernadero, salvo H₂O y CO₂. En el caso del CH₄, un cambio de la concentración afecta su propia velocidad de eliminación y, por consiguiente, los cambios de concentración subsiguientes. Una simulación correcta de los cambios de velocidad de eliminación del CH₄ exige la especificación de las concentraciones concurrentes de otras especies radiativas, en particular NO_x (óxidos de nitrógeno), CO (monóxido de carbono) y COV (compuestos orgánicos volátiles), así como la aplicación de un modelo con resolución vertical y latitudinal. Ahora bien, se han elaborado modelos de las interacciones química-clima simples integrados mundialmente. Estos modelos tratan el ciclo CH₄-CO-OH mundial de forma que se tienen en cuenta los efectos de la heterogeneidad de los procesos químicos y de transporte, y proporcionan estimaciones de los futuros cambios medios de la química de la atmósfera de la Tierra hemisféricos o mundiales. Ciertos modelos también simulan las concentraciones de halocarburos y las

concentraciones de cloro atmosférico resultantes, así como los efectos radiativos de los halocarburos (Prather y *otros*, 1992). Un método aún más sencillo consiste en tratar la atmósfera como una sola caja bien mezclada, pero teniendo en cuenta los efectos de la química atmosférica al hacer que el tiempo de permanencia del CH_4 dependa de su concentración, de forma que imite aproximadamente el comportamiento de los modelos integrados mundialmente mencionados más arriba o el de los modelos con resolución espacial explícita.

La química atmosférica, aunque sólo sea una parte de lo que se necesita para simular los efectos de los aerosoles sobre el clima, también es fundamental para la distribución y las propiedades radiativas de los aerosoles. Los procesos clave que hay que representar son: las emisiones de aerosoles, o precursores de aerosoles; el transporte atmosférico, la mezcla y las transformaciones químicas y físicas, y los procesos de eliminación (la deposición seca, la deposición en lluvia y el lavado por lluvia). Visto que parte del efecto de los aerosoles sobre el clima obedece a que actúan como núcleos de condensación de nubes (lo que conduce a la deposición en lluvia), es importante que se pueda representar la relación entre los cambios del aporte de masa por aerosoles a la atmósfera, y las propiedades radiativas de las nubes. Ahora bien, la formulación del vínculo entre las emisiones de aerosoles y las propiedades de las nubes necesita etapas que no se conocen lo suficiente y tienen muchas incertidumbres.

La química de O_3 y CH_4 atmosféricos se está incorporando en los MCGA a efectos de simulación del clima. Las emisiones de aerosoles de azufre distribuidas geográficamente se han utilizado como entrada en los MCGA y, en combinación con las representaciones de los procesos químicos y físicos de los aerosoles, se han empleado para calcular la distribución geográfica de la masa de los aerosoles de azufre y los efectos directos (cielo despejado) sobre el forzamiento radiativo. Por otra parte, en los modelos simples se ha considerado los efectos directos e indirectos de los aerosoles procedentes de la industria y la biomasa.

3.4 Modelos de capa de hielo

Se han construido y aplicado modelos de capa de hielo polar de dos y tres dimensiones y resolución alta (rejilla horizontal de 20 km x 20 km) para evaluar el impacto sobre el nivel del mar medio mundial de varios escenarios idealizados de los cambios de temperatura y precipitación sobre las capas de hielo (por ejemplo, Huybrechts y Oerlemans, 1990; Huybrechts y *otros*, 1991). No hace mucho, se emplearon resultados de MCGA para configurar un modelo tridimensional de la capa de hielo de la Antártida oriental (Verbitsky y Saltzman, 1995), pero todavía no se ha aplicado para evaluar la posible contribución de los cambios de los glaciares de montaña a la subida del nivel del mar en el futuro. Las salidas de los modelos de capa de hielo con resolución alta se pueden usar para formular relaciones sencillas, en las que la contribución de los cambios de las capas de hielo a la subida futura del nivel del mar se escala con respecto a los cambios de la temperatura media mundial.

3.5 Cómo calcular la subida del nivel del mar

La subida del nivel del mar es una salida importante de los modelos del clima, glaciares y capas de hielo, pero difiere de las salidas de otros modelos del sistema climático porque no interviene en ninguna retroalimentación. Dicho de otra manera, el aumento del nivel del mar no afectará los cambios subsiguientes del clima de forma significativa. Además, la energía implicada en la fusión de las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida y los efectos del albedo debidos a los cambios de extensión de los mantos son pequeños en comparación con los forzamientos. Por ello, no importa que los cálculos se realicen junto con el modelo climático o por separado, en cuyo caso se aplican los resultados del modelo climático. Los componentes del aumento del nivel del mar son: *a*) la expansión térmica del océano, que se calcula mediante el perfil en evolución del calentamiento del océano arrojado por un modelo climático atmósfera-océano acoplado; *b*) la contribución de los glaciares de montaña y los casquetes; y *c*) la contribución de las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida (SIE GTI, capítulo 7). Los últimos dos componentes precisan los resultados sobre los cambios de temperatura integrados mundialmente o distribuidos regionalmente de los modelos climáticos atmosféricos y oceánicos acoplados, que se utilizan para conducir los modelos de capa de hielo y de glaciar/casquete.

3.6 Utilización de los modelos simples y complejos

Como se señala más arriba, existe un amplio abanico de modelos para la mayoría de los componentes del sistema climático. En el resto de este documento técnico se aplica la expresión “modelo climático simple” (MCS) sobre todo a los modelos climáticos del ciclo del carbono y de difusión-afloramiento de los océanos, porque se han usado ampliamente en el SIE GTI para calcular la

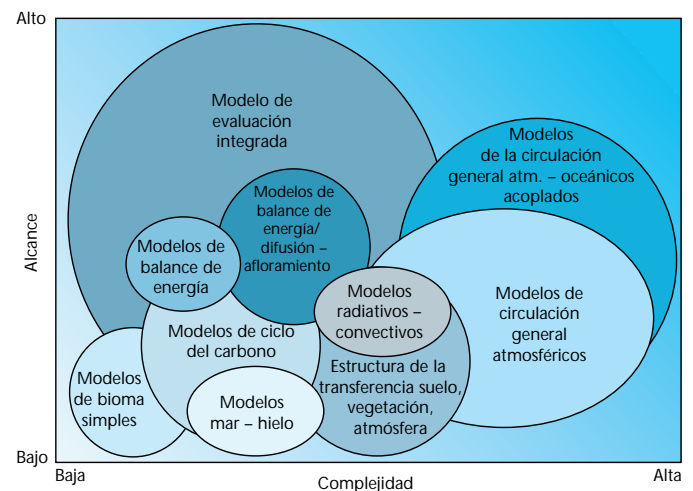


Figura 3. Comparación esquemática de modelos climáticos diferentes, y de los componentes de esos modelos en términos de alcance (eje vertical) y complejidad (eje horizontal). El alcance se refiere a la cantidad de componentes o procesos incluidos en el modelo, y la complejidad al grado de detalle con que se analizan los componentes.

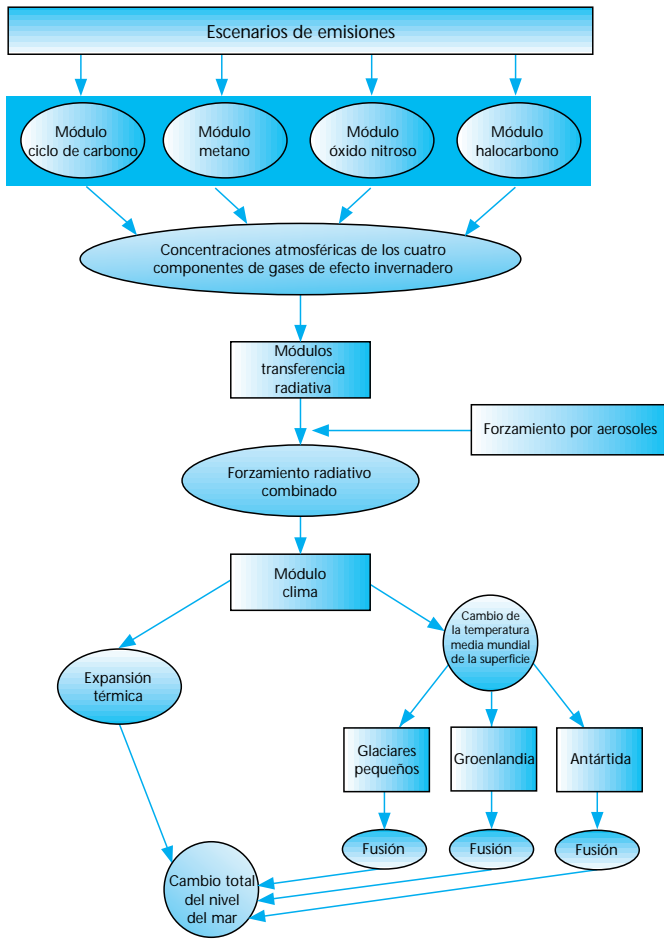


Figura 4. Etapas de la evaluación integrada de los cambios de concentración de los gases de efecto invernadero y aerosoles, el cambio climático y la subida del nivel del mar, efectuada con modelos climáticos simples.

acumulación de CO₂, los cambios de temperatura y el aumento del nivel del mar. Se aplica la expresión “modelo complejo” a los modelos de la circulación general (MCG) atmosféricos y oceánicos ejecutados en modalidad autónoma o acoplada. En realidad, los modelos del sistema climático varían continuamente en lo que respecta a la complejidad y el alcance (los modelos de evaluación integrada, que también se muestran en la Figura 3, se analizan en el apartado 3.6.3). Por “complejidad” se entiende el nivel de detalle con que se trata cada uno de los componentes del modelo, y por “alcance”, el número de componentes incluidos.

Hay que tener en cuenta que ninguno de los modelos mencionados más arriba es el modelo más complejo disponible. Por ejemplo, se han construido modelos de las nubes de resolución muy alta, con un espaciado de rejilla de decenas de metros y cobertura de varias decenas de kilómetros cuadrados, aunque incluso estos modelos sólo incluyen aproximaciones de los procesos microfísicos. También se han elaborado modelos muy detallados de la fotosíntesis y la respiración de las plantas, que se calibraron con respecto a las mediciones de las hojas. Por consiguiente, hasta los modelos más complejos usados para simular el cambio climático a escala mundial se simplifican con respecto a varios aspectos importantes, y en última instancia, dependen de las parametrizaciones de procesos que no pueden representar explícitamente.

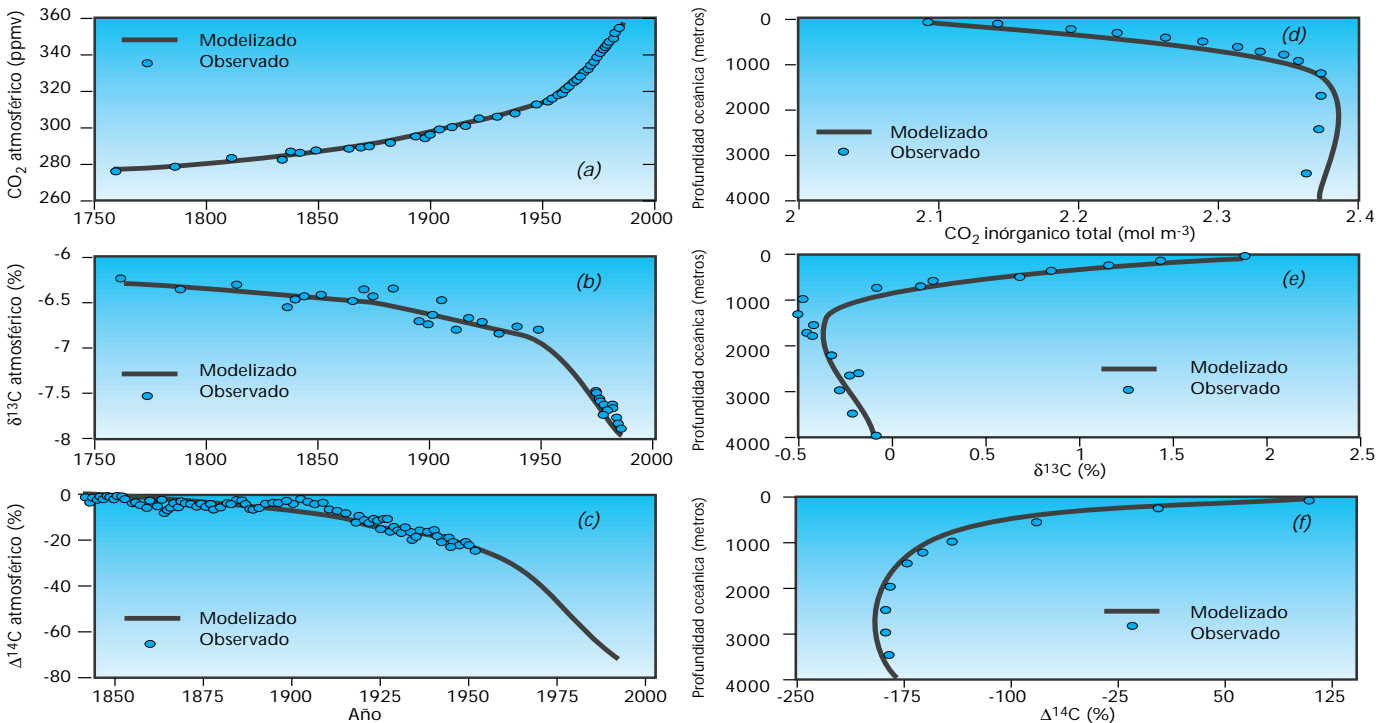


Figura 5. Comparación de la variación histórica, observada y simulada por modelo, de a) concentración de CO₂ atmosférico, b) δ¹³C atmosférico (medida de la proporción de ¹³C con respecto al carbono total), c) Δ¹⁴C atmosférico (medida de la proporción de ¹⁴C con respecto al carbono total); y perfiles verticales, observados y simulados por modelo, de d) carbono total disuelto, e) δ¹³C y f) Δ¹⁴C, como los simula el modelo del ciclo del carbono de Jain y otros (1995).

Esta tabla es una comparación de los modelos simples y complejos con respecto a los usos diferentes que se les puede dar. Consúltense el texto a efectos de argumentación y aclaración).

Modelos simples	Modelos complejos
Por lo general, producen resultados integrados zonal o mundialmente, y sólo para la temperatura y los cambios de temperatura, y no para otras variables, como la lluvia.	Simulan la variación geográfica pasada y presente de la temperatura, y otras variables de interés climático, como la lluvia, evaporación, humedad del suelo, nubosidad y vientos, y proporcionan cambios creíbles a escala continental de al menos algunas de esas variables.
No pueden simular los posibles cambios de la variabilidad climática, pues la salida consiste únicamente en la señal de cambio.	Tienen el potencial de simular cambios de modalidad importantes de la variabilidad interanual (por ejemplo: <i>El Niño</i>), y también de valores medios.
Los efectos de los procesos físicos se aproximan fundándose en cálculos integrados zonal o mundialmente y de resolución temporal baja.	Muchos procesos físicos se simulan directamente, lo que precisa la utilización de un intervalo temporal corto, aunque permite la resolución del ciclo diario.
Hay que especificar la sensibilidad climática y otras propiedades de los subsistemas utilizando los resultados de los modelos complejos o las observaciones. Dichas propiedades se pueden alterar fácilmente a efectos de las pruebas de sensibilidad.	La sensibilidad climática y otras propiedades de los subsistemas se calculan mediante una combinación de leyes físicas y parametrizaciones de modelo a escala de subrejilla.
Son lo bastante rápidos como para simular muchos escenarios y ejecutar pasadas con una amplia gama de parámetros. Es posible inicializarlos en estado de equilibrio con pocos gastos de computación.	Los costos de computación restringen considerablemente la cantidad de casos que se pueden estudiar y la posibilidad de inicialización en estado de equilibrio.
Son útiles para los estudios de sensibilidad que engloban la interacción de componentes del sistema climático de gran escala.	Son útiles para estudiar los procesos físicos que el modelo puede resolver.
El análisis es fácil porque los modelos simples incluyen relativamente pocos procesos. La interpretación de los resultados de los modelos simples puede arrojar luz sobre el comportamiento de los modelos más complejos.	El comportamiento del modelo es el resultado de muchos procesos que interactúan, como sucede en la realidad. Los estudios realizados con modelos complejos indican los procesos que hay que incluir en los modelos simples y, en algunos casos, la manera de parametrizarlos.
Los modelos unidimensionales no pueden simular las sorpresas climáticas, como los cambios bruscos de la circulación oceánica. Los modelos bidimensionales pueden proporcionar ciertos conocimientos sobre esos cambios.	Los MCGAO pueden simular los cambios importantes de la circulación oceánica, pero la información sobre el momento en que se producirán y su naturaleza quizás no sea fiable.

Las características fundamentales comunes a los modelos usados para predecir el clima en SIE GTI son: calculan la respuesta de la temperatura de superficie al forzamiento radiativo, e incluyen el océano, por su influencia decisiva en la tasa del cambio climático. La diferencia fundamental entre los modelos simples y complejos es el grado de simplificación, o el nivel en el que se introduce la parametrización. Los modelos simples vinculados se han empleado para pasar de las emisiones de un conjunto de gases a las concentraciones, el cambio climático y la subida del nivel del mar. En la Figura 4 se ilustra la estructura de los cálculos con MCS, utilizados en el SIE GTI y en el documento técnico del IPCC sobre la estabilización de los gases atmosféricos de efecto invernadero (IPCC STAB, 1997).

Una prueba importante de cualquier modelo es su capacidad para replicar a las observaciones, a la escala de resolución del modelo. Puesto que el mismo océano mundial participa en la captación del CO₂ y el calor, un modelo correctamente formulado deberá ser capaz de simular, al mismo tiempo, tanto el perfil de la temperatura y el carbono de la era preindustrial (fundamentalmente en estado de equilibrio), que varían con la profundidad del océano, como los cambios, observados a lo largo del tiempo, de la temperatura, la concentración de CO₂ y la proporción de los isótopos del carbono. En la Figura 5 se muestra la destreza del modelo unidimensional de Jain y otros (1995) para simular simultáneamente los perfiles verticales del carbono total y los isótopos de carbono en el océano, y la

variación observada de la concentración de CO₂ y las cantidades de ¹³C y ¹⁴C observadas desde la revolución industrial hasta el presente ⁵. A pesar del acuerdo que muestra la Figura 5, persisten las incertidumbres del ciclo del carbono, y existe la posibilidad de que se produzcan errores significativos en las previsiones de acumulación de CO₂ en el futuro.

3.6.1 Comparación de los modelos simples y complejos

Tanto los modelos simples como los complejos tienen funciones importantes, pero diferentes, en la previsión del cambio climático futuro de origen humano. En la tabla (pág. 21) se resumen las diferencias principales entre los modelos simples y complejos.

Los procesos clave que determinan la sensibilidad climática, y las retroalimentaciones a más largo plazo en las que intervienen la biosfera terrestre y marina, dependen de procesos distribuidos regionalmente, y regionalmente heterogéneos, y si lo que se pretende son simulaciones fidedignas, habrá que usar modelos tridimensionales. También se precisan modelos complejos para: simular el cambio climático regional y la variabilidad a escalas temporales pequeñas; determinar los procesos que hace falta incluir en los modelos simples (es decir, aquellos que no integran la variabilidad microescalar); y estudiar los procesos físicos fundamentales que se pueden resolver mediante modelos tridimensionales de escala mundial, y que los modelos simples no son capaces de resolver (como la función de la convección oceánica localizada en la circulación oceánica de gran escala, o la interacción entre los vientos y los esquemas de calentamiento atmosférico de escala grande). Los modelos complejos proporcionan escenarios del cambio climático regional que evoluciona con el tiempo, y las configuraciones diurna y estacional del cambio climático y los cambios de las extremas y la variabilidad a muchas escalas temporales. En consecuencia, se pueden emplear para interpretar los cambios climáticos observados a escala regional. Por otra parte, los modelos complejos son caros desde el punto de vista computacional, a veces resultan difíciles de comprender, y necesitan entradas de datos de resolución alta, que en algunos casos ni siquiera existen. Estos modelos arrojan resultados que contienen una considerable variabilidad temporal y espacial (a la que a menudo se denomina “ruido”); esto hace que el análisis de los resultados sea una tarea complicada, como lo es el sistema climático real.

Los modelos simples representan sólo los procesos más críticos. Ello hace que sean relativamente fáciles de comprender y de ejecución barata, de forma que se pueden realizar múltiples pruebas diagnósticas. Su utilidad estriba principalmente en el estudio de los interrogantes de escala mundial. Por ejemplo, el

modelo de difusión–afloramiento se ha utilizado para: analizar la manera en que los océanos frenan la respuesta del clima a las crecientes concentraciones de gases de efecto invernadero y la función de las retroalimentaciones mezcla oceánica–clima en la modificación de la respuesta transitoria (por ejemplo, Hoffert y otros, 1980; Harvey y Schneider, 1985; Morantine y Watts, 1990); estudiar la importancia de la variabilidad natural en las variaciones de la temperatura media mundial observadas durante el siglo pasado (Wigley y Raper, 1990; Schlesinger y Ramankutty, 1995); determinar los condicionantes de la magnitud del efecto de enfriamiento por aerosoles medio mundial (Wigley, 1989); y evaluar las funciones relativas que tienen los gases de efecto invernadero, los aerosoles y la variabilidad solar en la explicación de las variaciones de la temperatura media mundial durante el siglo pasado (Kelly y Wigley, 1992; Schlesinger y Ramankutty, 1992). La sensibilidad climática en los modelos simples es un parámetro prescrito, que se mantiene constante en las simulaciones específicas. En los modelos complejos, la sensibilidad climática viene determinada como consecuencia de los procesos calculados explícitamente y de las parametrizaciones de escala de subrejilla del modelo; asimismo, tiene libertad para variar en la medida en que cambia el clima.

Se pueden imponer limitaciones a los subcomponentes de los modelos simples para replicar el comportamiento general de los subcomponentes de los modelos más complejos. Por ejemplo, se puede equiparar la sensibilidad climática de los modelos simples a la de cualquier MCGA determinado si se altera un único parámetro del modelo, cuyo valor tiene en cuenta implícitamente el efecto medio mundial neto de todas las retroalimentaciones rápidas que inciden en la pérdida de calor hacia el espacio (por otra parte, no pueden indicar *a priori* cuál puede ser ese valor). Del mismo modo, también se pueden alterar el coeficiente de difusión vertical y la velocidad del afloramiento, de forma que la captación de calor por el océano (y la subida del nivel del mar asociada) concuerden estrechamente con la de cualquier MCGO determinado. Los modelos de la biosfera integrados mundialmente se pueden ajustar para replicar la sensibilidad al CO₂ atmosférico y a los cambios de temperatura obtenidos con los modelos distribuidos regionalmente. Esto posibilita que los modelos simples emulen el comportamiento de los modelos más detallados, resueltos a nivel regional.

Otra consecuencia de las diferentes exigencias computacionales de los modelos simples y complejos tiene que ver con la inicialización. Idealmente, la simulación debería comenzar con un forzamiento antropógeno que arranca de un clima estacionario (o “en equilibrio”), de forma que los cambios simulados obedezcan a las perturbaciones aplicadas y no sean consecuencia del estado inicial. Pero, dado que el paso de los modelos atmosféricos y oceánicos acoplados a un estado de equilibrio precisa miles de años simulados, algunos experimentos de forzamiento antropógeno con MCGAO acoplados se han iniciado con el modelo en estado de no equilibrio. En esos casos, las proyecciones de las pasadas de “control” sin forzamientos impuestos arrojan un clima que se desvía o cambia lentamente. Para determinar el componente antropógeno de los cambios futuros en esos casos, un

⁵ En aras de una presentación clara de los resultados, en este trabajo no se incluyen los efectos de las pruebas nucleares (que inyectan grandes cantidades de ¹⁴C en la estratosfera). Pero los modelos del ciclo mundial pueden simular la captación de ¹⁴C por el océano observada y estimada después de esas pruebas, como se demuestra, por ejemplo, en Jain y otros (1995).

procedimiento consiste en restar el cambio climático obtenido por la pasada de control del resultante de la pasada con perturbación, bajo el supuesto de que la desviación de la pasada con perturbación es igual a la de la pasada de control y de que el cambio climático y la desviación se integran linealmente. Este problema complica el diseño del experimento y también podría afectar la ocurrencia de los cambios bruscos de la circulación oceánica. Por el contrario, los modelos simples uni y bidimensionales siempre se pueden hacer rotar hasta alcanzar un estado estrictamente estacionario antes de aplicar una perturbación antropógena porque el costo computacional es bajo. En realidad, el sistema atmósfera-oceano tiene variabilidad natural, por lo que nunca ha existido un equilibrio exacto. No obstante, se prevé que la magnitud de dicha variabilidad a escala de siglos sea mucho más pequeña que la que producirá el cambio climático inducido por la humanidad a lo largo del siglo próximo.

Es obvio que los modelos unidimensionales no pueden anticipar las “sorpresas” climáticas ocasionadas, por ejemplo, por cambios importantes de la circulación oceánica, aunque sirven para evaluar el significado de esos eventos. Los MCGAO complejos ofrecen la posibilidad de proyectar los cambios de envergadura de la circulación oceánica, si bien todavía no se han construido modelos que puedan hacerlo con entera fiabilidad. Las versiones de los modelos oceánicos bidimensionales para varias cuencas (por ejemplo, Stocker y Wright, 1991), calibradas para simular el clima y la circulación oceánica observados, también proporcionan conocimientos sobre las condiciones en las que podrían ocurrir cambios importantes de la circulación oceánica.

3.6.2 Condicionantes de los datos de los modelos de la biosfera

Los modelos de la biosfera terrestre pormenorizados espacialmente son muy dependientes de las series de datos sobre la cubierta del suelo, los usos de la tierra, el clima y las características edáficas. Las series de datos disponibles hoy día son de calidad mediocre debido a los problemas de clasificación, la disponibilidad de datos y la cobertura temporal y espacial insuficiente (SIE GTII, sección 2.5.3). En ciertos aspectos, la biosfera marina tiene una heterogeneidad espacial menos compleja que la terrestre y, por consiguiente, es más fácil de modelizar. A pesar de ello, los datos disponibles sobre la heterogeneidad espacial de la biosfera restringen la utilización de los modelos espacialmente explícitos, y añaden más incertidumbres en lo que respecta a las variables de entrada, la determinación de los valores de los parámetros y los resultados. Aunque los modelos climáticos incluyen algunos modelos espacialmente explícitos (por ejemplo, Goldewijk y otros, 1994), por el momento siguen siendo herramientas de investigación para evaluar las respuestas de la biosfera de forma más completa. Actualmente, las herramientas que se utilizan con más frecuencia en el análisis de los escenarios en los que interviene la biosfera son los modelos simples integrados mundialmente. Estos modelos se han calibrado con respecto a las observaciones a escala mundial, pero no pueden simular la respuesta detallada de la biosfera. A la larga, habrá que usar modelos resueltos regionalmente.

3.6.3 Formulación de políticas

Los MCS son ideales para estudiar las consecuencias a escala mundial de los posibles escenarios de emisiones y el efecto interactivo de las hipótesis específicas sobre el comportamiento de cada componente de los subsistemas. En estos modelos se pueden especificar directamente la sensibilidad climática y otros parámetros clave (como coeficientes de mezcla del océano, retroalimentaciones de la biosfera y parámetros de fusión del hielo), y realizar pruebas de sensibilidad para cada uno de los escenarios de emisiones de la amplia gama disponible. Por ello, en el SIE GTI se utilizaron extensamente los modelos simples para analizar los impactos de los diversos escenarios de emisiones relativos al CO₂ y otros gases sobre el cambio de temperatura de la superficie media mundial y el aumento del nivel del mar (ver el SIE GTI, secciones 6.3, 7.5.2 y 7.5.3).

También se han utilizado modelos del clima y del ciclo del carbono relativamente simples como uno de los componentes de los modelos de evaluación integrada (MEI). Estos modelos se basan en la integración de los modelos, que simulan los procesos más críticos del sistema climático (emisiones antropógenas, biosfera, océanos y atmósfera), y se emplean para estudiar los impactos de varios escenarios de emisiones producidas por otras fuentes de energía posibles, diferentes cambios del uso de la tierra, el control de la contaminación y las políticas de población. Si bien el componente climático de esos modelos se integra mundial (por ejemplo, Wigley, 1995) o zonalmente (como en de Haan y otros, 1994), se han vinculado a una cantidad de modelos resueltos regionalmente, que abarcan un gran abanico de actividades humanas y sus impactos. Uno de los MEI más avanzados es IMAGE 2, descrito en Alcamo (1994). Este modelo calcula las emisiones de diversos gases de efecto invernadero a partir de la energía y el uso de la tierra; las concentraciones atmosféricas se calculan teniendo en cuenta la química atmosférica y la captación de carbono por los océanos y la biosfera; también calcula los cambios del clima y el nivel del mar y los impactos sobre los ecosistemas y la agricultura. Dichos cálculos posibilitan la determinación temporal de las fuerzas conductoras (incluidas las políticas modificadas), el cambio climático y sus impactos. Desde el punto de vista de las políticas, el interés de estos modelos radica en el alcance de las simulaciones de muchos componentes del sistema climático (ver la Figura 3).

El motivo por el que en los análisis de políticas se emplean modelos simples, centrados en los cambios a escala mundial, es que las respuestas de carácter preventivo que se den al cambio climático deberían ser de carácter colectivo, puesto que se basan en riesgos e impactos calculados a escala mundial, y no en los riesgos e impactos de carácter local del país que haya emprendido la respuesta. Por otra parte, se necesitan modelos resueltos a escala regional, y herramientas de evaluación de impactos específicas de regiones y sectores, para traducir los cambios de escala mundial en impactos específicos, lo que permitirá determinar el riesgo integrado mundialmente y asociado a una magnitud y distribución determinada del cambio a escala mundial.

4. MODELOS CLIMÁTICOS SIMPLES UTILIZADOS EN EL SEGUNDO INFORME DE EVALUACIÓN DEL IPCC

En esta sección se ofrecen detalles sobre los MCS utilizados en el SIE GTI, y sobre sus módulos y las hipótesis asociadas. Primero, se describe el cálculo del forzamiento radiativo a partir de los escenarios de emisiones, luego, se analizan las proyecciones de la temperatura media mundial y, por último, las previsiones sobre los cambios futuros del nivel del mar (como se ilustran en la Figura 4).

4.1 El componente biogeoquímico de un modelo climático simple – Convirtiendo las emisiones en forzamiento radiativo

En los apartados siguientes se describen los métodos utilizados en las simulaciones con MCS descritas en el SIE GTI para calcular la alteración de las cantidades de gases de invernadero y aerosoles (SIE GTI, sección 6.3). Las relaciones cuantitativas empleadas se resumen en los Apéndices 1 y 2.

4.1.1 Tratamiento de los gases bien mezclados y con tiempos de vida bien definidos

La velocidad con que se eliminan de la atmósfera el N_2O y los halocarbonos es, en una primera aproximación, linealmente proporcional a la cantidad de gases presentes en la atmósfera. Dicho de otra manera, cada año se elimina una fracción fija de la cantidad del gas que hay al comienzo del año, de forma que, por ejemplo, si se duplica la concentración de ese gas, también se duplica la velocidad de eliminación de la masa. Asimismo, estos gases tienen un tiempo de vida largo en la atmósfera con respecto al tiempo necesario para que se produzca la mezcla completa debida a los vientos, así que su concentración es rela-

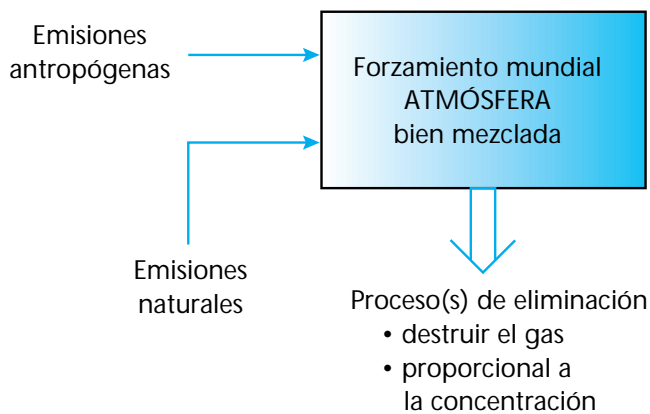


Figura 6. Ilustración esquemática del tratamiento de los gases bien mezclados (CH_4 , N_2O y halocarbonos) en los modelos climáticos simples. La velocidad de eliminación es linealmente proporcional a la concentración en el caso de N_2O y halocarbonos, pero en el caso de CH_4 varía no linealmente con la concentración atmosférica.

tivamente uniforme. Esto nos permite considerar la atmósfera como una sola caja bien mezclada. El parámetro más importante es el tiempo medio de permanencia en la atmósfera de una molécula de gas, τ , que proporciona el vínculo entre la concentración y la velocidad de eliminación. En la Figura 6 se ilustra el tratamiento de estos gases. En el Apéndice 1 se resumen los valores numéricos de τ empleados en el SIE GTI (sección 6.3); porque los principales procesos de eliminación de la mayoría de los gases se deben a reacciones químicas, en ese apéndice se emplea el término τ_{atm} .

El caso del metano (CH_4) es algo más complicado, pues τ depende de la concentración propiamente dicha. No obstante, la atmósfera se puede seguir tratando como una sola caja bien mezclada en lo que respecta al CH_4 , y se pueden calcular los cambios de concentración si durante el cálculo se actualiza el tiempo de vida del metano. Por ello, la Figura 6 también es aplicable al CH_4 , siempre y cuando se tenga presente que el tiempo de vida varía con la concentración, de manera que, en este caso, la variación de la velocidad de eliminación con respecto a la concentración es no lineal. Como se señala en la sección 3.4, la dependencia del tiempo de vida del CH_4 con respecto a su concentración se altera por las concentraciones concurrentes de NO_x , CO y COV en la atmósfera, que varían mucho entre las regiones. También es probable que las emisiones de estos gases varíen bastante con el tiempo, pero en los cálculos del ritmo de eliminación del CH_4 del SIE GTI (sección 6.3) se supone que las emisiones son constantes. Esta retroalimentación se basa en cálculos con modelos tridimensionales, como se discute en Osborn y Wigley (1994). En el Apéndice 1 se da la estimación actual del tiempo de vida del CH_4 .

Además de ser eliminado de la atmósfera por reacción química, el metano también es absorbido por el suelo, proceso que igualmente se tiene en cuenta en las predicciones de la temperatura media mundial y el nivel del mar del SIE GTI (sección 6.3). Si la absorción por el suelo fuera el único proceso de eliminación del metano, el tiempo medio de permanencia en la atmósfera de este gas sería de unos 150 años. En el Apéndice 1 se lo indica con el término τ_{suelo} .

4.1.2 Tratamiento del dióxido de carbono

A diferencia de los gases analizados en el apartado anterior, el CO_2 no tiene un tiempo de vida bien definido. Esto se debe a los diversos y complejos procesos que intervienen en la eliminación de este gas de la atmósfera (como se analiza en la sección 3.2). En la Figura 7 se ilustran los componentes y flujos del ciclo del carbono de los modelos simples del ciclo del carbono usados en el SIE GTI (secciones 2.1 y 6.3). En dos de estos modelos, el de Jain y otros (1995) y el de Siegenthaler y Joos (1992), se calculan explícitamente los procesos de química

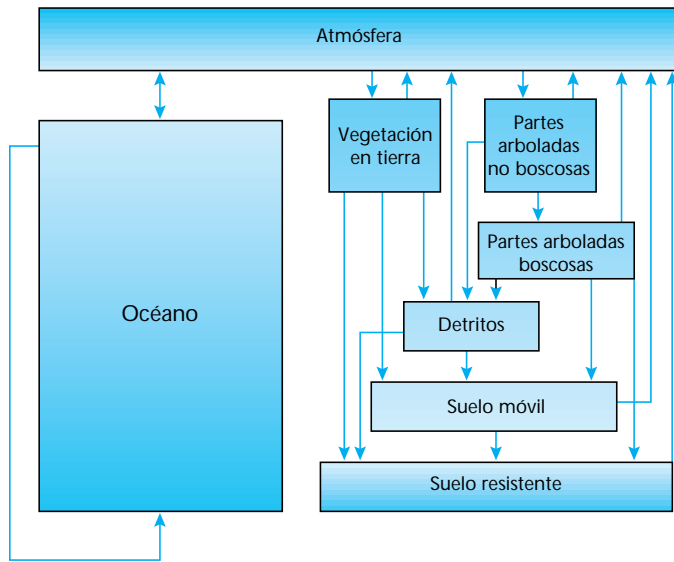


Figura 7. Componentes del ciclo del carbono y flujos de carbono que se incluyen habitualmente en los modelos simples. El componente oceánico se puede formular como un modelo de difusión–afloramiento, o se puede representar mediante una función matemática (llamada formalmente “integral de convolución o repliegue”), que se puede usar para repetir con bastante fidelidad el comportamiento de otros modelos, incluidos los MCGO empleados como parte del ciclo del carbono.

oceánica y de mezcla vertical mediante un modelo de difusión–afloramiento unidimensional o una variante de éste. En el tercer modelo usado en el SIE GTI, el de Wigley (1991), se emplea una representación matemática razonablemente correcta de la captación del carbono mediante un MCGO, que fuera empleado por primera vez por Harvey (1988).

Cuando estos tres modelos del ciclo del carbono se ejecutan con las emisiones antropógenas de combustibles fósiles, los incrementos de CO_2 atmosférico simulados desde la revolución industrial se parecen a los observados. Por consiguiente, cuando se añaden las emisiones netas debidas a la deforestación y la repoblación forestal (estimadas en 1.1 ± 1.0 GtC/año para el decenio 1980; ver el SIE GTI, Tabla 2.1), se necesitan más sumideros para evitar incrementos demasiado grandes de CO_2 . Una técnica para crear esos sumideros, usada en los cálculos del SIE GTI (secciones 2.1 y 6.3), consiste en especificar un efecto de fertilización por CO_2 sobre la biosfera terrestre. Cuanto más intensas sean las emisiones debidas a los usos de la tierra supuestos para el pasado, tanto mayor será el efecto de fertilización necesario. Si a continuación se extrapola este efecto al futuro de alguna manera (no necesariamente en forma lineal), la concentración de CO_2 prevista para el futuro será tanto más baja cuanto más intensas sean las emisiones debidas a los usos de la tierra pasados y presentes supuestos (porque las emisiones debidas al uso de la tierra se reducirán eventualmente). La validez de esta extrapolación a largo plazo es muy incierta (ver también el SIE GTI, secciones 2.1.1 y 9.2.3.2, y el SIE GTII, sección A.2.3).

Como se indica en el SIE GTI (sección 2.1) y en IPCC94 (capítulo 1), hay otros mecanismos, además de la fertilización

por CO_2 , con los que se podría equilibrar el ciclo del carbono en presencia de emisiones netas debidas al uso de la tierra. Por ejemplo, la fertilización por nitrógeno de partes de la biosfera terrestre como efecto secundario de las emisiones de NO_x podrían estar causando una captación adicional de carbono de 0.2-1.0 GtC/año (ver el SIE GTI, secciones 2.1.1 y 9.2.3.4). Los cambios climáticos acaecidos en los últimos decenios podrían estar forzando a la biosfera terrestre a absorber una cantidad considerable de carbono (ver el SIE GTI, secciones 2.1.1 y 9.2.3.1). Cuando funcionan estos mecanismos, el efecto de fertilización por CO_2 es más débil; si no se incrementan al mismo ritmo que el efecto de fertilización por CO_2 , la extrapolación de un efecto de fertilización por CO_2 sobrestimado dará lugar a proyecciones de concentraciones demasiado pequeñas de CO_2 atmosférico.

En las predicciones de la temperatura media mundial y el nivel del mar (ver el SIE GTI, sección 6.3), y en los cálculos de la estabilización del CO_2 (SIE GTI, sección 2.1) también se han dejado de lado otros procesos que podrían incidir en las concentraciones futuras de CO_2 atmosférico. En particular, no se han tenido en cuenta: la posibilidad de aceleración de la respiración de carbono de la biomasa y el suelo debida a temperaturas más cálidas (que conduce a una liberación de CO_2 potencialmente grande); el lanzamiento de carbono a la atmósfera ocasionado por la destrucción de los bosques cuando las zonas atmosféricas se desplazan con demasiada velocidad; o el impacto de las temperaturas oceánicas más cálidas y los cambios de circulación oceánica en la captación de CO_2 por los océanos (que pueden conducir a una liberación pequeña o a una absorción adicional de CO_2). (Hasta que se comprenda mejor la importancia relativa de los mecanismos alternativos de absorción del CO_2 antropógeno, seguirá siendo difícil cuantificar las incertidumbres en las previsiones de CO_2 atmosférico). (ver el SIE GTI, capítulos 9 y 10 para un análisis del impacto potencial de estos procesos sobre el ciclo del carbono).

4.1.3 Tratamiento de los gases emitidos no directamente

El ozono troposférico se produce indirectamente a través de reacciones químicas en las que intervienen CH_4 , CO , NO_x y COV , que tienen fuentes naturales y artificiales. El cálculo correcto de la acumulación del ozono troposférico necesita modelos tridimensionales de la química y el transporte atmosféricos. En las predicciones del SIE GTI (sección 6.3) de la temperatura media mundial y el nivel del mar para después de 1990 sólo se ha incluido el aumento del ozono troposférico asociado con concentraciones crecientes de CH_4 porque las relaciones entre CO , NO_x y COV y la acumulación del ozono troposférico son inciertas, y porque hay dudas sobre la adecuación de los modelos tridimensionales actuales. Se supone que este forzamiento es directamente proporcional al aumento de la concentración del metano, cuyo valor en 1990 es de $0,08 \text{ W m}^{-2}$. Hasta 1990, también se incluyó el forzamiento radiativo por ozono troposférico asociado con las emisiones diferentes de CH_4 . Se supone que este forzamiento ha sido

proporcional a las emisiones de combustibles fósiles, y que en 1990 alcanzó un valor de $0,32 \text{ W m}^{-2}$, que desde entonces se mantiene constante. El forzamiento total de 1990 debido a los cambios de ozono troposférico tiene una incertidumbre de al menos $\pm 50\%$ (ver IPCC94, sección 4.3.6).

También se siguen planteando problemas con los modelos estratosféricos, que aún no son capaces de explicar bien las pérdidas de ozono estratosférico observadas. En las predicciones del SIE GTI sobre la temperatura media mundial y el nivel del mar (sección 6.3) se supone que las pérdidas de ozono estratosférico varían con la carga de cloro troposférico a la potencia de 1,7, más un término de carga de bromo ponderado con respecto al cloro de un factor de alrededor de 40 actualmente. Entonces, se supone que el forzamiento asociado con la pérdida de ozono estratosférico es directamente proporcional a la pérdida de ozono, lo que conduce a la relación entre el forzamiento y las cargas de cloro y bromo que aparece en el Apéndice 2. Esta relación se calibró mediante la comparación del forzamiento medio mundial calculado debido a las modificaciones del ozono estratosférico con cálculos detallados de la transferencia radiativa basados en la pérdida de ozono observada durante el período 1979-1990 (Ramaswamy y otros, 1992). El forzamiento total directo debido a los halocarbonos en 1990, calculado con la ecuación del Apéndice 2, es $0,27 \text{ W m}^{-2}$, y $0,1 \text{ W m}^{-2}$ si se tiene en cuenta el agotamiento del ozono estratosférico. El forzamiento por halocarbonos de 1990 tiene una incertidumbre bastante baja ($\pm 20\%$), mientras que la incertidumbre del forzamiento asociado con el agotamiento del ozono estratosférico es de al menos $\pm 50\%$ (ver el SIE GTI, secciones 2.4.1.1 y 2.4.1.2). El cambio futuro del ozono estratosférico que conlleva la aplicación de la relación de forzamiento efectivo por carga de cloro del Apéndice 2 concuerda muy bien con el calculado por los modelos complejos.

4.1.4 Tratamiento de los aerosoles

Las concentraciones medias mundiales de las tres clases de aerosol han aumentado debido a las actividades humanas en un orden de magnitud lo suficientemente grande como para tener efectos importantes en el clima: los aerosoles de sulfato (SO_4) se producen por la oxidación de los precursores que contienen azufre y se emiten a través de la combustión de carbón y petróleo y la fundición de ciertos metales; los aerosoles de hollín (carbono negro), se liberan directamente por la combustión de carbón, petróleo y biomasa; y los aerosoles orgánicos (distintos del hollín), se liberan mediante la combustión de la biomasa y se fabrican a partir de las transformaciones químicas de los COV (IPCC94, capítulo 3). Los aerosoles de polvo debidos a los cambios de la superficie terrestre también podrían tener impactos climáticos apreciables (ver el SIE GTI, secciones 2.3 y 2.4).

Como se analiza en la sección 3.4, la simulación de los procesos que determinan la cantidad, distribución y propiedades de los aerosoles en la atmósfera y el cálculo del forzamiento medio mundial sólo se pueden realizar mediante MCGA tridimensio-

nales. Por consiguiente, cuando se usan MCS hay que aplicar los resultados de los MCGA para establecer un vínculo cuantitativo directo entre las emisiones mundiales actuales y el forzamiento medio actual. Porque la carga de los aerosoles atmosféricos responde casi siempre de forma instantánea a los cambios de las emisiones, la especificación de un escenario de emisiones equivale a la especificación de un escenario de concentraciones. En el SIE GTI (sección 6.3), se supone que la relación entre las emisiones y la carga de los aerosoles atmosféricos es lineal. A pesar de que esto no es del todo cierto, el error introducido es menos importante que las incertidumbres del vínculo entre la carga de aerosoles atmosféricos y el forzamiento radiativo medio mundial. En la práctica, la carga de aerosoles atmosféricos no se calcula explícitamente, sino que las emisiones mundiales se vinculan directamente al forzamiento medio mundial mediante la aplicación de los resultados de los MCGA (como se analiza a continuación en 4.1.5).

En el SIE GTI (sección 6.3) se consideran dos escenarios de emisiones para el azufre: uno en el que las emisiones antropógenas se mantienen constantes al nivel de 1990 después de 1990, y otro en el que las emisiones de SO_2 son las especificadas en el escenario IS92a (IPCC 1992, tabla A 3.12). En este último caso, las emisiones totales de azufre de origen humano aumentan de 75 TgA (teragramo de azufre) en 1990 a 147 TgA en 2100. En las predicciones de la temperatura media mundial y el nivel del mar del SIE GTI (sección 6.3), los aerosoles de polvo no se tuvieron en cuenta y se supuso que el forzamiento radiativo asociado a los aerosoles orgánicos procedentes de la quema de biomasa se escala con la deforestación intensa hasta 1990 (fecha en que el forzamiento radiativo se estimó en $-0,2 \text{ W m}^{-2}$), y que a partir de entonces se mantiene constante.

4.1.5 Calcular el forzamiento radiativo a partir de las concentraciones

Dado que las concentraciones de los gases de invernadero son uniformes en todo el mundo, se puede calcular el forzamiento radiativo directo mediante fórmulas sencillas, que concuerdan bien con los resultados de los cálculos detallados de la transferencia de radiación. En el caso del CH_4 , también se producen forzamientos indirectos debidos a la formación de vapor de agua estratosférico por oxidación del CH_4 , y por los efectos sobre el ozono troposférico. En el SIE GTI (sección 6.3) se supone que el forzamiento por vapor de agua estratosférico varía directamente con el forzamiento por CH_4 , y también que el forzamiento por ozono troposférico debido a las emisiones de CH_4 varía linealmente con los incrementos de concentración de ese gas (ver el Apéndice 2).

El forzamiento asociado con las modificaciones del ozono troposférico y estratosférico varía mucho entre regiones, puesto que los cambios de ozono presentan, por sí mismos, una variación regional considerable (IPCC94, sección 2.6; SIE GTI, sección 2.2). En el SIE GTI (sección 6.3) se supone que la respuesta climática media mundial es proporcional al

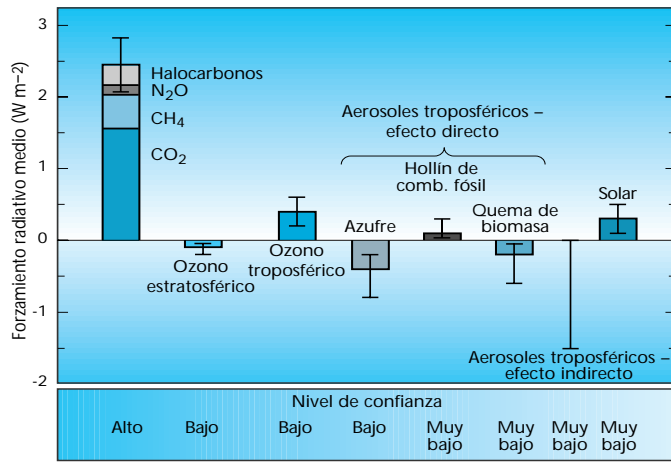


Figura 8. Forzamiento radiativo medio mundial estimado ($W m^{-2}$), e incertidumbre asociada, debido a cambios de las concentraciones de gases de invernadero y aerosoles desde la época preindustrial hasta el presente (1992), y de la radiación solar emitida desde 1850 hasta el presente. Copiada del SIE GTI (Figura 2.16).

forzamiento medio mundial que, a su vez, se supone que está directamente relacionado con el cambio de la concentración media mundial. Como se señala en el SIE GTI (sección 2.2), los cambios de ozono estratosférico provocan otros forzamientos radiativos debido a los cambios inducidos de la química troposférica, y este forzamiento indirecto podría ser el doble o el triple del forzamiento directo. Vistas las incertidumbres sobre las magnitudes de estos efectos potenciales, no se han tenido en cuenta en las predicciones de la temperatura media mundial y el nivel del mar de el SIE GTI. Como se indica en la sección 2.3.4, la hipótesis de que la relación entre la respuesta de la temperatura media mundial y el forzamiento medio mundial sea la misma para O_3 y CO_2 puede inducir a error. Ahora bien, este error es actualmente compensado por la incertidumbre grande (factor de 2-3) de los forzamientos por cambios de ozono troposférico y estratosférico.

Como se analiza en la sección 4.1.4, el forzamiento medio mundial por aerosoles de los modelos usados en el SIE GTI (sección 6.3) se basa en la relación entre emisiones mundiales actuales y forzamientos actuales, calculados con un MCGA para un número restringido de distribuciones de aerosoles. Dado que las concentraciones de los aerosoles atmosféricos varían de forma directa e instantánea con las emisiones, se trata de una relación implícita entre concentración y forzamiento. Se supone que el componente directo del forzamiento varía linealmente con la concentración y, por consiguiente, con las emisiones, mientras que nuestra comprensión de los principales mecanismos físicos implicados permite suponer que el forzamiento indirecto aumenta con más lentitud que las emisiones. Los forzamientos medios mundiales, tanto directos como indirectos, debidos a los aerosoles de sulfato tienen muchas incertidumbres (ver el SIE GTI, secciones 2.4.2 y 6.3.2); en las predicciones del SIE GTI sobre la temperatura media mundial y el nivel del mar, se supone que estos forzamientos han sido $-0,3 W m^{-2}$ (de una gama de incertidumbres comprendida entre

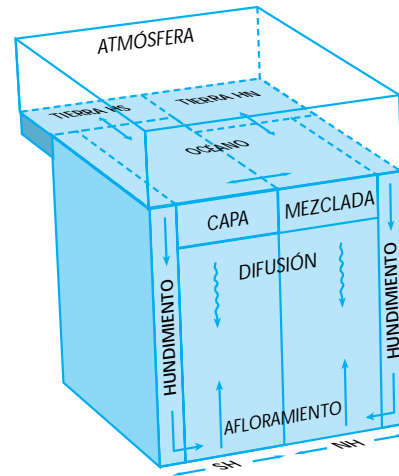


Figura 9. Ilustración de una variante del modelo de difusión-afloramiento unidimensional, con cajas individuales para la tierra y el mar de cada hemisferio, así como hundimiento polar y afloramiento separados para cada hemisferio. Esta variante se utiliza en el SIE GTI (secciones 6.3 y 7.5.2).

$-0,2$ y $-0,8 W m^{-2}$) y $-0,8 W m^{-2}$ (de una gama de incertidumbres comprendida entre $-0,0$ y $-1,5 W m^{-2}$), respectivamente, y que el forzamiento indirecto varía con el logaritmo de la concentración y, por lo tanto, de la emisión (Apéndice 3). Así, a medida que aumenta la carga de aerosoles de sulfato, se reduce el forzamiento indirecto con respecto al forzamiento directo.

Para indicar la importancia relativa de los diferentes forzamientos, en la Figura 8 se dan los valores correspondientes a 1990 y la gama de incertidumbres asociadas indicadas en el SIE GTI (sección 2.4).

4.2 Convertir el forzamiento radiativo en un cambio de la temperatura media mundial

Con un escenario del forzamiento radiativo medio mundial, el paso siguiente consiste en calcular el cambio climático transitorio (que varía con el tiempo) resultante. Esto depende tanto de la sensibilidad climática como de la tasa de absorción de calor por los océanos. En las previsiones del cambio de la temperatura media mundial (y el nivel del mar) que resultan de los escenarios de emisiones IS92 presentados en el SIE GTI (secciones 6.3 y 7.5.2), se utiliza una variante del modelo de difusión-afloramiento unidimensional (descrito en la sección 3.1). Dicha variante, que se ilustra en la Figura 9, consiste básicamente en dos modelos de difusión-afloramiento unidimensionales conectados, uno para el hemisferio norte (HN), y otro para el hemisferio sur (HS); se hace una distinción entre la tierra y el mar. La versión original de esta variante se describe en Wigley y Raper (1992), y se modificó en el SIE GTI para incluir diferentes sensibilidades climáticas para la tierra y el océano y una velocidad de afloramiento variable (ver Raper y otros, 1996; y SIE GTI, sección 6.3.1). También se ofrece una cantidad restringida de casos de nivel del mar (en el SIE GTI, sección 7.5.3), con el modelo oceánico bidimensional y el

modelo atmosférico unidimensional de de Wolde y *otros* (1995) y Bintanja (1995), que también se presentó en la sección 3.1.

El modelo de difusión-afloramiento (y la variante de la Figura 9) tiene cuatro parámetros clave: *a*) el factor de amortiguamiento de la radiación infrarroja, que gobierna el cambio de emisión de esa radiación al espacio con la temperatura. Este factor incluye los efectos de las retroalimentaciones en las que intervienen el vapor de agua, la estructura de la temperatura atmosférica y las nubes, que se calculan explícitamente en los modelos complejos. Porque el amortiguamiento de la radiación infrarroja lanzada hacia el espacio es un determinante clave de la sensibilidad climática, si se altera el valor de este factor se puede modificar fácilmente la sensibilidad climática del modelo, de forma que concuerde con los condicionantes de las observaciones o los resultados de otros modelos; *b*) la intensidad de la circulación termohalínica, que consiste en la sumersión del agua en las regiones polares (con una temperatura que se prescribe en el modelo), y en el afloramiento en el resto del océano; *c*) la fuerza de la mezcla vertical oceánica debida a los remolinos turbulentos, que se representa como un proceso de difusión; *d*) la relación entre el calentamiento en las regiones polares (que no está representado explícitamente en el modelo) y el calentamiento medio mundial de la capa de superficie, que determina el cambio de la temperatura del agua que se produce en la rama de hundimiento de la circulación termohalínica.

El otro modelo que se usa en las predicciones del cambio climático del SIE GTI (distinto de los MCGAO acoplados) es el modelo climático atmósfera-océano de de Wolde y *otros* (1995) y Bintanja (1995). La parte oceánica de este modelo es un modelo de difusión-afloramiento bidimensional, porque contiene tanto la difusión vertical del calor como la variación termohalínica (al igual que el modelo de difusión-afloramiento unidimensional). Este modelo tiene resolución horizontal e incluye parametrizaciones del transporte de calor norte-sur, así como representaciones sencillas de las capas de hielo marino y de nieve sobre la tierra. En este modelo no se especifica directamente la relación entre los calentamientos medios mundiales polar y de la superficie, sino que viene determinada por los cambios de transporte de calor norte-sur, la distribución del hielo y la nieve y los flujos de calor verticales. La sensibilidad climática tampoco está directamente especificada, sino que se obtiene de la interacción de varios procesos diferentes del modelo. Como en el modelo de difusión-afloramiento unidimensional, hay que especificar directamente la magnitud de la variación termohalínica del océano y el valor del coeficiente de difusión vertical.

La mezcla difusiva produce un flujo de calor descendente (desde el agua superficial más cálida hacia el agua subsuperficial más fría). Por el contrario, la variación termohalínica produce un flujo de calor ascendente, debido al hundimiento de las aguas polares frías y el afloramiento de aguas menos frías en otras partes, al que en este documento se denomina “flujo de calor advectivo”. En un estado de equilibrio, el flujo de calor neto entre la superficie del océano y las aguas profundas es nulo

(o sea, que los flujos de calor difusivo y advectivo se anulan entre sí).

A medida que la superficie y la atmósfera se calientan en respuesta a una perturbación por calentamiento radiativo, aumenta el flujo de calor difusivo descendente, que tiende a frenar el ritmo del calentamiento subsiguiente de la superficie. El flujo de calor advectivo ascendente puede aumentar o disminuir a medida que el clima se hace más cálido, conforme a: *a*) el ritmo de calentamiento del agua que se hunde en las regiones polares con respecto a la capa superficial media mundial, y *b*) los cambios de velocidad del flujo de hundimiento/afloramiento. Cuanto mayor sea el calentamiento polar especificado (o calculado) con respecto al calentamiento medio, tanto más lenta será la respuesta de la temperatura de superficie media a la perturbación térmica. De forma análoga, a los modelos de difusión-afloramiento unidimensionales y bidimensionales se les puede imponer variaciones de la velocidad de afloramiento en función del tiempo o del calentamiento de la superficie, basadas en la variación del afloramiento observado en los experimentos realizados con MCGAO acoplados. Una reducción de la velocidad de afloramiento en respuesta al calentamiento de la superficie tiende a demorar la respuesta de la temperatura de la superficie, ya que reduce el flujo de calor neto hacia la capa de superficie. Por el contrario, una intensificación de la variación termohalínica acelerará la respuesta de la temperatura de la superficie, y hasta puede causar un exceso temporal de la respuesta de equilibrio (véanse Harvey y Schneider, 1985; y Harvey, 1994).

Una tercera retroalimentación, de menor importancia, que se puede imponer a los modelos de difusión-afloramiento, tanto unidimensionales como bidimensionales, es la que se da entre el coeficiente de difusión vertical y el gradiente de temperatura vertical. Se prevé que un aumento del gradiente de la temperatura (asociado con un mayor calentamiento inicial en la superficie), conducirá a un coeficiente de difusión más débil que, a su vez, permitirá un calentamiento de la superficie ligeramente más rápido. Ahora bien, esta retroalimentación no se incluyó en las predicciones del SIE GTI, sino que se supuso un coeficiente de difusión constante en la vertical y con el tiempo.

Hay que insistir en que ni la alteración de la relación calentamiento medio mundial polar/superficie del modelo de difusión-afloramiento unidimensional, ni la retroalimentación entre la temperatura de la superficie y la variación termohalínica o el coeficiente de difusión vertical tienen efecto alguno en la respuesta de la temperatura de la superficie en estado de equilibrio frente a un cambio externo del forzamiento.⁶ Esto sucede porque en el estado de equilibrio no se produce ningún flujo de

⁶ En el caso del modelo de difusión-afloramiento bidimensional, la respuesta de la temperatura media mundial dependerá, en menor grado, de la perturbación impuesta a la variación termohalínica, puesto que esos cambios modificarán el transporte de calor norte-sur y conducirán a cambios de los mantos de hielo y nieve algo diferentes de los que ocurrirían si la variación termohalínica se mantuviera fija.

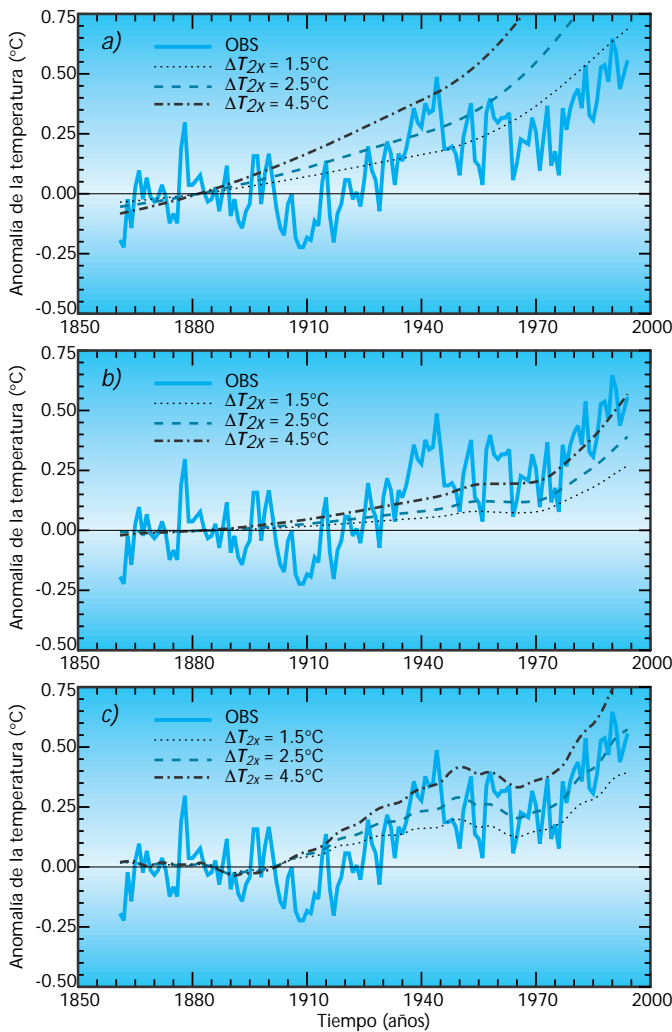


Figura 10. Comparación de los cambios de temperatura media mundial observados entre 1861 y 1994 y los simulados con un modelo del balance de energía de difusión-afloramiento. La ejecución del modelo se hizo primero con forzamientos debidos a: a) sólo gases de efecto invernadero, b) gases de efecto invernadero y aerosoles, y c) gases de efecto invernadero, aerosoles y una estimación de los cambios de radiación solar. En todos los casos, el forzamiento medio mundial por gases de efecto invernadero de 1990 es de $2,3 \text{ W m}^{-2}$, de una gama de incertidumbres que oscilan entre $2,0$ y $2,8 \text{ W m}^{-2}$, el forzamiento medio mundial por aerosoles de 1990 es de $-1,3 \text{ W m}^{-2}$, de una gama de incertidumbres que oscilan entre $-0,2$ y $-2,3 \text{ W m}^{-2}$, y un forzamiento por radiación solar a lo largo del período 1861-1990 de $0,4 \text{ W m}^{-2}$, de una gama de incertidumbres que oscilan entre $0,1$ y $0,5 \text{ W m}^{-2}$. Las simulaciones se efectuaron con sensibilidades climáticas de $1,5$, $2,5$ y $4,5^\circ\text{C}$. Copiada del SIE GTI (Figura 8.4).

calor neto hacia o desde el océano profundo, y la respuesta de la temperatura media mundial de la superficie y la atmósfera en estado de equilibrio está gobernada por el amortiguamiento radiativo hacia el espacio. Pero estos tres factores sí tienen una fuerte influencia en el ritmo con que se alcanza el estado de equilibrio, como se indica más arriba. Además, cada uno de estos factores ejerce una influencia fuerte sobre la temperatura del océano profundo en estado de equilibrio. Por ello, cuanto mayor sea el calentamiento de las aguas polares, tanto mayor

será el calentamiento medio del océano profundo. Un aumento de la magnitud de la variación termohalina resultará en un menor calentamiento del océano profundo, mientras que una disminución de la variación termohalina ocasionará un calentamiento mayor del océano profundo. Por último, una reducción del coeficiente de difusión vertical causará un calentamiento menor del océano profundo. Estas discrepancias del calentamiento del océano profundo pueden producir diferencias acusadas del componente de expansión térmica del aumento medio mundial del nivel del mar asociado con un calentamiento de la superficie determinado (ver también la sección 5).

En ambos modelos, se supone que la respuesta de la temperatura media mundial a una perturbación por forzamiento radiativo depende sólo del valor medio mundial de la perturbación, y que la sensibilidad climática es la misma, sea cual fuere la magnitud o dirección del forzamiento radiativo. Como se señala en la sección 2.3.4, se cree que, en la mayoría de los casos, la dependencia de la sensibilidad climática con respecto a la magnitud, la dirección y la naturaleza del forzamiento es pequeña en comparación con la incertidumbre de la sensibilidad propiamente dicha (un factor de 3).

Las dos incertidumbres más importantes de las predicciones del cambio futuro de la temperatura media mundial son la sensibilidad climática y el forzamiento por aerosoles, que compensan en parte el calentamiento debido a las concentraciones crecientes de gases de efecto invernadero. En las Figuras 10a y b (SIE GTI, Figura 8.4) se ilustra el impacto de las hipótesis alternativas sobre la sensibilidad climática y el forzamiento por aerosoles, calculado mediante un modelo de difusión-afloramiento

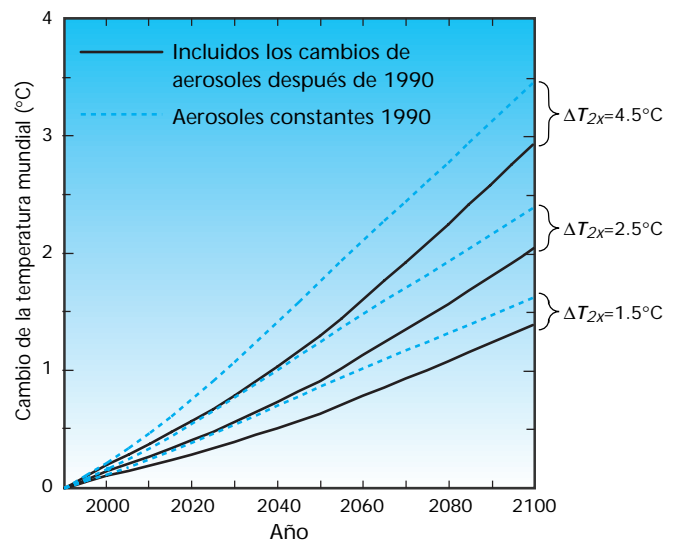


Figura 11. Cambio de la temperatura media mundial después de 1990 proyectado por el modelo de difusión-afloramiento unidimensional descrito en la sección 4.2 para el escenario de emisiones IS92a, con sensibilidades climáticas de $1,5$, $2,5$ y $4,5^\circ\text{C}$ y emisiones crecientes de aerosoles (línea entera) o constantes después de 1990 (línea quebrada). Copiada del SIE GTI (Figura 6.20).

unidimensional. La comparación con la Figura 10c muestra que la variabilidad solar también puede ser un contribuyente importante a los cambios de la media mundial observados en el pasado, y su incorporación mejora la concordancia entre el modelo y las observaciones de la media mundial. El efecto de las incertidumbres en la sensibilidad climática y el forzamiento por aerosoles del cambio climático futuro se ilustra en la Figura 11 para el escenario de emisiones central del IPCC (1992), IS92a. En la figura se indican los cambios de temperatura desde 1990 hasta 2100 con sensibilidades climáticas de 1,5, 2,5 y 4,5°C para los casos de aerosoles cambiantes (líneas enteras) y aerosoles constantes (línea quebrada). El valor central de la sensibilidad arroja un calentamiento de 2,0°C (aerosoles cambiantes) a 2,4°C (aerosoles constantes). La gama de calentamientos ocasionada por la incertidumbre de la sensibilidad climática es grande, y con sensibilidades más altas, las incertidumbres relacionadas con los aerosoles serán superiores.

Coherencia entre los componentes de los modelos biogeoquímicos y del balance de energía

Un modelo bien integrado, en cualquier nivel de complejidad, debería arrojar resultados de carácter químico (por ejemplo, CO₂) y climático (por ejemplo, temperatura, nivel del mar), obtenidos simultáneamente mediante la misma física cuando sea posible. En el nivel de modelo simple, la coherencia entre los componentes del ciclo del carbono y el balance de energía exige, como mínimo, que el modelo para la advección y la difusión del calor sea el mismo que el utilizado para la advección y la difusión del carbono total disuelto y de otros trazadores químicos en la parte oceánica del ciclo del carbono. Ninguno de los modelos del SIE GTI tiene este nivel de integración. Por ejemplo, los resultados sobre la temperatura media mundial y el nivel del mar comunicados en el SIE GTI (secciones 6.3, 7.5.2 y 7.5.3) se basan en modelos del ciclo del carbono y del clima simples de modalidad autónoma. La integración de estos dos componentes podría revestir importancia en los casos en que se producen cambios considerables de la intensidad de la circulación termohalínica (por ejemplo, la velocidad de afloramiento), puesto que alterarán tanto la respuesta térmica como la tasa de captación del carbono oceánico. En el SIE GTI sólo se tiene en cuenta el efecto de los cambios de afloramiento sobre la respuesta térmica. Obsérvese que, según los resultados comunicados por Bacastow y Maier-Reimer (1990), el impacto de los cambios de afloramiento sobre la captación del carbono podría ser comparativamente pequeño.

4.3 Calcular el cambio de nivel del mar

Se prevé que el calentamiento mundial ocasione cambios en el volumen del océano a través de la expansión térmica causada por el flujo de calor que penetra en los océanos, la fusión de los glaciares y las pequeñas capas de hielo (en adelante, casquetes), y los cambios de volumen de la capa de hielo de Groenlandia y la Antártida (ver la Figura 4). En el SIE GTI (sección 7.5.2), la

serie principal de predicciones del nivel del mar se obtuvo con el modelo de difusión-afloramiento unidimensional descrito en la sección 4.2 para el cálculo del componente de expansión térmica del aumento del nivel del mar. El cambio de la temperatura media mundial del aire en la superficie obtenido con este modelo se usó para conducir un modelo conceptual simple de los glaciares y casquetes, que tiene en cuenta el hecho de que actualmente existe una distribución de las altitudes y características de los glaciares (Wigley y Raper, 1995). Se consideraron diversas hipótesis sobre la conexión entre los cambios de la temperatura media mundial y los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida. Se elaboró otra serie de proyecciones con un modelo de difusión-afloramiento bidimensional (también descrito en la sección 4.2), combinado con cálculos más detallados de las respuestas de las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida (ver el SIE GTI, sección 7.5.3). En ambos casos, los cambios de nivel del mar resultantes son valores medios mundiales; para obtener predicciones regionales de los cambios de nivel del mar es preciso tener en cuenta el movimiento vertical sobre la tierra y los cambios de los vientos y las corrientes oceánicas. Para el cálculo de estos dos últimos efectos hay que aplicar un MCGAO acoplado, como en Gregory (1993).

En las secciones siguientes se describen brevemente los métodos utilizados para calcular los cambios de nivel del mar con modelos de una y dos dimensiones, y los modelos de glaciares y casquetes a los que están acoplados.

4.3.1 Cálculos que comienzan con el modelo de difusión-afloramiento unidimensional

El componente térmico del aumento del nivel del mar se calcula respecto de la variación, promediada mundialmente, del cambio de la temperatura oceánica con la profundidad. El parámetro más importante del modelo que controlará la expansión térmica durante el siglo próximo es la sensibilidad climática del modelo, que incide considerablemente en el flujo de calor que penetra en el océano. La relación entre el calentamiento medio polar y el de la capa de superficie, así como el cambio de intensidad de la variación termohalínica también son importantes para la subida del nivel del mar, como se analiza en la sección 4.2, en particular para escalas temporales más largas. En los cálculos del modelo unidimensional presentado en el SIE GTI, se supuso que el calentamiento de las aguas polares de hundimiento contribuye un 20% al calentamiento medio mundial de la capa de superficie, y que la variación termohalínica se reduce ligeramente a medida que se calienta el clima (como en algunos MCGAO acoplados). El componente resultante de expansión térmica del aumento del nivel del mar, asociado con las curvas de respuesta de la temperatura de la superficie de la Figura 11 con los aerosoles cambiantes, es 20, 28 y 40 cm para las sensibilidades climáticas del modelo de 1,5, 2,5 y 4,5°C, respectivamente.

Para calcular la contribución del hielo continental a la subida del nivel del mar se dividieron las masas de hielo en tres grupos:

glaciares y casquetes, manto de hielo de Groenlandia y manto de hielo de la Antártida.

Para los glaciares y casquetes se usó un modelo simple, que relaciona el volumen del glaciar con los cambios de temperatura (Wigley y Raper, 1995). Este modelo tiene tres parámetros importantes: *a*) el volumen inicial del hielo mundial (1880), que se supuso equivalente a 30 cm de nivel del mar; *b*) el aumento de temperatura mínimo que, de mantenerse, causaría, a la larga, la desintegración de un glaciar determinado; y *c*) el tiempo de respuesta de los glaciares. En el cálculo se supuso una distribución de los aumentos mínimos de temperatura necesarios para la desaparición de un glaciar, y de los tiempos de respuesta de los glaciares, porque en la naturaleza se da una distribución de tiempos de respuesta de los glaciares y de calentamientos por temperatura críticos. A medida que aumenta la temperatura media mundial simulada, se produce una mayor fusión de los glaciares dentro de la distribución del modelo. La gama de los valores de tiempos de respuesta de los glaciares y calentamientos necesarios para la desintegración de un glaciar pequeño es incierta, por lo que se aplicaron diferentes series de hipótesis, que se presentan en el Apéndice 3. Las hipótesis correspondientes al caso “alto” de ese apéndice proporcionan una contribución al aumento del nivel del mar relativamente grande, y las del caso “bajo”, una contribución relativamente pequeña.

El volumen inicial supuesto para los glaciares y casquetes es importante porque establece un límite superior a la subida del nivel del mar debida a esta fuente. No obstante, el valor correcto de este parámetro es objeto de dudas; en la Tabla 7.1 del SIE GTI se da un valor de 50 ± 10 cm. La diferencia entre este valor y el empleado en las predicciones sobre el nivel del mar elaboradas con MCS (30 cm) pone de manifiesto la dificultad para estimar este parámetro. Los valores del volumen inicial del hielo y otros parámetros se eligieron de forma que concuerden, como valor central, con la contribución estimada equivalente de la subida del nivel del mar de 1,6 cm durante el período 1900-1961. Las estimaciones de las contribuciones del pasado de los glaciares y casquetes a la subida del nivel del mar, basadas en observaciones directas efectuadas a lo largo del siglo pasado, tienen una incertidumbre de factor dos. Esta incertidumbre obedece a varias causas, entre las que figuran: *a*) diferentes intervalos de tiempo usados en el análisis; *b*) diferencias de las superficies totales estimadas de los glaciares; *c*) datos incompletos de las regiones con glaciares; *d*) aproximaciones muy generales para las retroalimentaciones dinámicas; y *e*) no se tiene en cuenta el hecho de que el agua de fusión se vuelve a congelar ni el desprendimiento de los iceberg. El valor central que se utiliza en este trabajo, 1,6 cm de subida del nivel del mar equivalente para el período 1900-1961, se encuentra en el extremo inferior de la gama de estimaciones de 0,35 mm/año con una incertidumbre de al menos $\pm 0,1$ mm/año a lo largo de 1980-1990 dada en el SIE GTI (sección 7.3.2.2). La contribución estimada de los glaciares y casquetes a la subida del nivel del mar desde 1990 hasta 2100, cuando las sensibilidades climáticas de 1,5, 2,5 y 4,5°C se combinan con los parámetros de hielo de los casos bajo, medio y alto del Apéndice 3, respectivamente, son 7, 16 y 25 cm, respectivamente (una vez mas, se

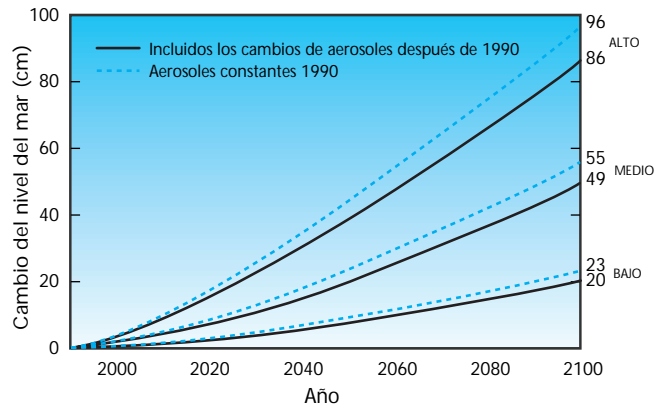


Figura 12. Cambios de nivel del mar mundiales basados en el modelo de difusión-afloreamiento unidimensional descrito en la sección 4.3.1 para los mismos casos de la Figura 11. Copiada del SIE GTI (Figura 7.7).

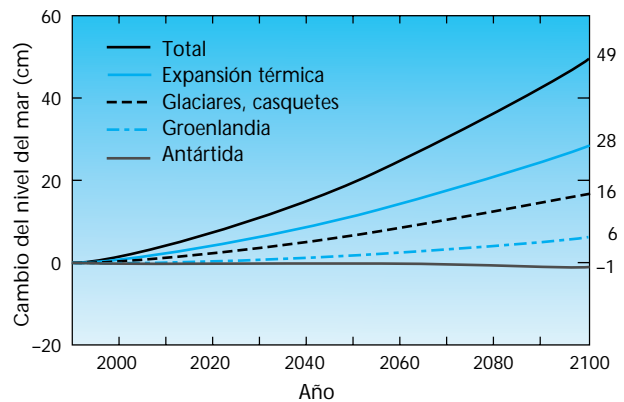


Figura 13. Contribuciones individuales al caso MEDIO de subida del nivel del mar mostrado en la Figura 11. Copiada del SIE GTI (Figura 7.8).

utilizan las curvas de respuesta de la temperatura de la Figura 11 con aerosoles cambiantes).

El tiempo de respuesta de los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida es largo en comparación con la escala temporal empleada en este trabajo, de manera que, en aras de la simplicidad, se supone que la superficie de las capas de hielo son constantes, y se desprecian los efectos relacionados con el flujo de hielo. No obstante, las incertidumbres son grandes, incluso las relacionadas con el balance másico actual. En el SIE GTI (sección 7.3.3.2) se concluye que los modelos en uso, que utilizan los datos disponibles hoy en día, no pueden detectar un desequilibrio de hasta 25% entre la acumulación y las pérdidas de las capas de hielo.

A efectos de modelización, se ha dividido el balance másico de ambos mantos de hielo en dos componentes (Wigley y Raper, 1993). El primero representa la ganancia o pérdida de hielo ocasionada por el estado inicial del manto, y tiene unidades de subida del nivel del mar de mm/año. Si el manto de hielo estaba inicialmente en equilibrio con el clima de 1880 (el tiempo inicial), este componente será cero; pero si no estaba en equilibrio, sino que

todavía estaba reaccionando a un cambio de temperatura anterior, entonces será distinto de cero. Este componente tiene el símbolo ΔB_0 en el Apéndice 3, donde se dan los valores correspondientes a los casos bajo, medio y alto de aumento del nivel del mar.

Se supone que el segundo componente es linealmente dependiente del cambio de la temperatura con respecto al estado inicial, y tiene unidades de subida del nivel del mar de mm/año/°C. Los valores empleados se dan en el Apéndice 3 y se basan en estimaciones de la sensibilidad de los mantos de hielo a un calentamiento climático de 1°C, según los cálculos de los modelos de capa de hielo bi y tridimensionales que se aplican directamente en los cálculos con el modelo de difusión–afloramiento bidimensional (ver el SIE GTI, sección 7.3.3.3, y la sección 4.3.2 siguiente). Para la Antártida, se supone que el término dependiente de la temperatura tiene dos sensibilidades: una para el balance másico (que es negativo), y otra que representa la influencia de una posible inestabilidad del manto de nieve de la Antártida occidental. Dados los conocimientos actuales, está claro que, si bien el manto de hielo de la Antártida occidental ha tenido una historia muy dinámica, no es posible todavía realizar la estimación de un posible colapso durante el siglo próximo (ver el SIE GTI, sección 7.5.5). En el modelo se incluye un valor pequeño (basado en MacAyeal, 1992), para reconocer la posibilidad de una contribución procedente de esta fuente.

En el período hasta 1990, los cambios de capa de hielo son conducidos por los cambios de la temperatura media mundial de la superficie calculados por el modelo. Pero para el futuro, se usa un calentamiento por temperatura de 1,5 veces el calentamiento medio mundial desde 1990 para conseguir otros cambios del manto de hielo de Groenlandia. El factor de 1,5 se basa en la respuesta estival regional sobre Groenlandia obtenida con MCGAO acoplados. Las contribuciones al aumento de nivel del mar calculadas para el período 1990-2100 son 1, 6 y 14 cm para Groenlandia, y -9,-1 y 8 cm para la Antártida, cuando las sensibilidades climáticas de 1,5, 2,5 y 4,5°C se combinan con los parámetros de hielo de los casos bajo, medio y alto, respectivamente.

Si cada una de las contribuciones descritas se concatenan, de forma que maximizan el aumento general del nivel del mar (o sea, cuando la contribución “baja” de un componente se combina con la contribución “baja” de otro, y análogamente para las contribuciones “altas”), el aumento modelizado del nivel del mar desde 1880 hasta 1990 es 2-19 cm si el calentamiento durante este período es de 0,5°C, con un valor central de unos 10 cm. En la Tabla 7.7 del SIE GTI se da una gama de -19 cm hasta 37 cm, basada en la síntesis de los resultados de los modelos y las observaciones. La gama de este documento se ha diseñado para que sea menor que la de la Tabla 7.7 del SIE GTI porque, dado que los límites superiores o inferiores de los diversos factores están concatenados, las probabilidades asociadas con los límites de la gama resultante devienen muy pequeñas. La gama de 2 a 19 cm empleada en este documento se puede comparar con la de 10 a 25 cm basada en los datos de mareómetro, que también se ofrecen en la Tabla 7.7 del SIE GTI. Si bien los valores de mareómetro y los modelizados se superponen, persiste el problema de reconciliar los datos del pasado, lo que hace que las incertidumbres de las predicciones futuras sean más acusadas.

En la Figura 12 se dan los resultados netos de cada una de las contribuciones al nivel del mar para el período 1990-2100 con las curvas de respuesta de la temperatura de la Figura 11. Como en la Figura 11, los resultados corresponden a los dos casos de aerosoles de la sección 4.1.4. La combinación de los parámetros de fusión del hielo bajos, medios y altos con las sensibilidades climáticas bajas, medias y altas, respectivamente, arroja aumentos totales del nivel del mar de 20, 49 y 86 cm, respectivamente, para el caso de las emisiones crecientes de aerosoles, y de 23, 55 y 96 cm para el caso de las emisiones constantes de aerosoles. En la Figura 13 se muestran las contribuciones de cada componente a la subida del nivel del mar correspondientes a los parámetros de fusión del hielo del caso medio y la sensibilidad climática media (2,5°C).

4.3.2 Cálculos que comienzan con el modelo de difusión–afloramiento bidimensional

El segundo conjunto de cálculos del aumento del nivel del mar utilizado en el SIE GTI (sección 7.5.3) también se basa en la suma de las contribuciones de la expansión térmica del océano, la fusión de los glaciares y los casquetes, y los cambios de las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida. Pero los procedimientos de cálculo de las aportaciones de estos componentes difieren de las descritos más arriba en varios aspectos importantes.

El componente de expansión térmica se calcula con un modelo de difusión–afloramiento bidimensional (de Wolde y otros, 1995), que se aplica por separado a las cuencas del Atlántico, Pacífico e Índico, y se acopla a un modelo atmosférico integrado zonalmente (este-oeste) (Bintanja, 1995). Además de calcular el componente de expansión térmica de la subida del nivel del mar, este modelo atmósfera–océano acoplado calcula los diversos cambios

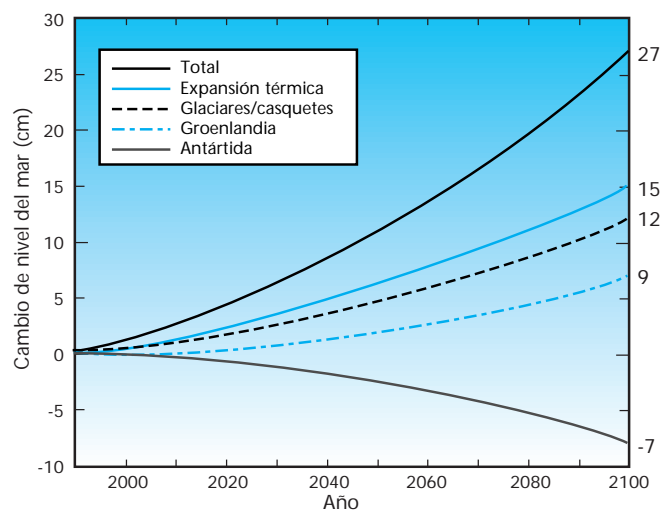


Figura 14. Contribuciones individuales al caso MEDIO de subida del nivel del mar para el escenario de emisiones IS92a y calculadas mediante el modelo de difusión-afloramiento bidimensional descrito en la sección 4.3.2. Copiada del SIE GTI (Figura 7.11).

de la temperatura del aire en la superficie, que varía latitudinal y estacionalmente. A su vez, estos cambios se usan como entrada de los modelos de glaciar, casquete y capa de hielo.

Los estudios de glaciares bien observados indican que los glaciares de un clima más húmedo son más sensibles a los cambios de la temperatura ambiente que los de las regiones secas. Esto obedece a que la distribución área–elevación es diferente, y la retroalimentación por albedo es más eficaz para los glaciares que tienen precipitaciones de nieve intensas. Por consiguiente, a efectos del cálculo de la respuesta de los glaciares al cambio climático, todos los glaciares y casquetes de la Tierra se colocaron en una de 100 regiones, cada una caracterizada por la intensidad de la precipitación y la zona glaciada correspondientes al presente. En cada región, la sensibilidad del balance másico del glaciar a los cambios de temperatura depende de la precipitación media anual (ver Oerlemans y Fortuin, 1992). Los cálculos del modelo comienzan en 1990, a pesar de que hoy en día la mayoría de los glaciares no están en equilibrio. Para tener en cuenta la pérdida de espesor observada actualmente en varios glaciares, las predicciones de las contribuciones de glaciares y casquetes al cambio de nivel del mar incluyen una tendencia constante a largo plazo de subida del nivel del mar de 0,5 mm/año, que es coherente con las observaciones.

Las contribuciones al nivel del mar de los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida se estiman con modelos del flujo de hielo dinámicos. En el caso de Groenlandia, se usa un modelo bidimensional (latitud–longitud), con una resolución horizontal de 20 x 20 km (Cadee, 1992), y para la Antártida, un modelo de capa de hielo tridimensional, con una resolución horizontal de 20 km y 14 capas (Huybrechts, 1992; Huybrechts y Oerlemans, 1990). Ambos modelos se fuerzan mediante los cambios de temperatura de promedio zonal producidos por el modelo climático atmósfera–océano acoplado. En el caso de Groenlandia, la tasa de acumulación se mantiene constante respecto a la estimada para el presente, que se basa en observaciones (Ohmura y Reeh, 1991), y los cambios de velocidad de fusión se calculan con un modelo simple del balance de energía de la superficie (van de Wal y Oerlemans, 1994). Los cálculos del modelo empiezan en 1990, fecha en que se supone que el manto de hielo de Groenlandia estaba en equilibrio. En el caso de la Antártida, una combinación de observaciones y teorías sugiere que la tasa de acumulación debería aumentar con los incrementos de temperatura, de forma proporcional a la capacidad de retención de humedad del aire sobre la Antártida. Por ello, la tasa de acumulación sobre la Antártida se obtiene de valores estimados observados actualmente, y luego se aumenta en proporción al incremento de la presión del vapor de agua saturado en la atmósfera de la Antártida a medida que se calienta el clima. La ablación (fusión del hielo) en la Antártida no tiene mucha importancia. El estado inicial de la capa de hielo se obtuvo por integración del modelo de capa de hielo durante los dos últimos ciclos glaciales (que abarcan casi 200.000 años). Aunque este ejercicio indica que hoy en día hay un balance másico negativo a largo plazo, esto no se incluye en las predicciones de la contribución de la Antártida al aumento del nivel del mar debido a la gran incertidumbre de los resultados; las predic-

ciones de la contribución de la Antártida a los cambios de nivel del mar se calculan como la diferencia entre pasadas del modelo con y sin forzamientos por gases de efecto invernadero y aerosoles.

Como en los cálculos presentados en la sección 4.3.2, puede haber una amplia gama de valores de entrada para el modelo, que arrojan diversos valores del nivel del mar. Ahora bien, los valores estimados medios, o “mejores”, que se obtienen en este caso difieren en mucho de los resultados medios de la sección 4.3.1. Los resultados obtenidos en esta sección se muestran en la Figura 14, y hay que compararlos con los de la Figura 13. La diferencia mayor estriba en la contribución de la expansión térmica al nivel del mar, seguida de la diferencia de la contribución de la Antártida. Si bien cuando se publicó el SIE GTI no se habían resuelto satisfactoriamente los motivos de estas diferencias, sí se identificaron varias diferencias de las características de los modelos (ver el SIE GTI, sección 7.5.3.2). Entre las diferencias que pueden revestir importancia para el componente de expansión térmica del aumento del nivel del mar figuran: la resolución meridional del modelo bidimensional; la forma en que los diferentes modelos formulan el intercambio de calor entre la atmósfera y los océanos; la ausencia del hielo marino del modelo de difusión–afloramiento; diferentes sensibilidades climáticas (2,5°C para el caso medio del modelo unidimensional, 2,2°C para el modelo bidimensional, no ajustable); y la manera en que se representa la variación termohalínica. En el caso de la contribución de la Antártida, se usan perturbaciones de la temperatura diferentes para forzar el manto de hielo, y para los resultados presentados en la sección 4.3.1 se emplean sensibilidades de la capa de hielo más pequeñas.

4.3.3 Incertidumbres de las proyecciones del nivel del mar

Las incertidumbres del componente de expansión térmica del cambio de nivel del mar medio mundial están vinculadas con las del cambio de temperatura de la superficie, porque la expansión termal se calcula a partir de la variación del cambio de la temperatura del océano con la profundidad. Para sensibilidades climáticas que oscilan entre 1,5 y 4,5°C, la incertidumbre de la expansión térmica es de un factor de dos aproximadamente a lo largo del siglo próximo. Las incertidumbres más importantes del cálculo de la contribución del hielo sobre tierra a la subida del nivel del mar a partir del cambio de la temperatura media mundial son: la distribución regional de los cambios de temperatura; el volumen inicial de los glaciares y casquetes, y su sensibilidad frente a los aumentos de temperatura; y el estado inicial del balance de las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida y su sensibilidad a los aumentos de temperatura. Por consiguiente, las incertidumbres de la subida del nivel del mar no se pueden separar de las incertidumbres del cambio de la temperatura media mundial. Téngase en cuenta que los cambios de acumulación también afectarán el volumen de hielo en tierra. Para los glaciares y casquetes y la capa de hielo de Groenlandia se supone una acumulación constante, mientras que se supone que la acumulación de la capa de hielo de la Antártida aumenta a medida que sube la temperatura. Por ello, se ofrecen las Figuras 11 y 12 para mostrar las incertidumbres de la temperatura y el aumento del nivel del mar.

5. COMPARACIÓN DE LOS CAMBIOS DE TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE Y DE EXPANSIÓN TÉRMICA DEL OCÉANO SIMULADOS POR MCGAO Y MCS

Los MCS se han utilizado, y se seguirán utilizando, para analizar el significado, a escala mundial, de los escenarios de emisiones o los supuestos sobre las propiedades de los componentes de cada modelo. Por ello, resulta pertinente comparar las predicciones de la temperatura media mundial y el nivel del mar simuladas con modelos de difusión–afloramiento uni y bidimensionales, por una parte, y con MCGAO, por otra.

En la Figura 15 se comparan los cambios de la temperatura media mundial del aire en la superficie simulados mediante varios MCGAO diferentes con el simulado por un modelo de difusión-afloramiento unidimensional de una sensibilidad climática con duplicación de CO_2 de $2,5^\circ\text{C}$, y el simulado por un modelo climático bidimensional (cuya sensibilidad está fijada a $2,2^\circ\text{C}$). En gran medida, la distribución de los resultados de los MCGAO se puede explicar por las diferentes sensibilidades climáticas de los modelos, que oscilan entre $2,1$ y $4,6^\circ\text{C}$. Téngase en cuenta que la variabilidad anual de la respuesta de los MCGAO no está presente en la respuesta de los

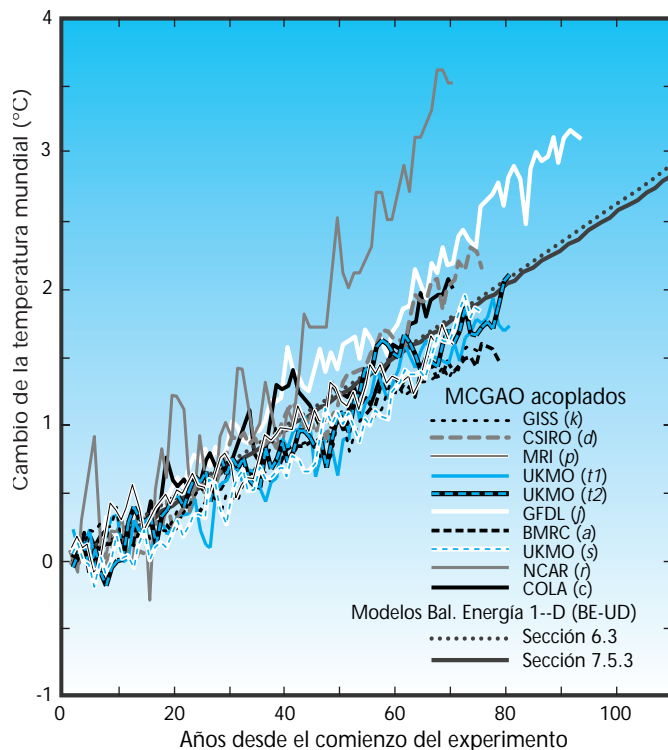


Figura 15. Comparación del cambio de la temperatura media mundial del aire en superficie simulado por diferentes MCGAO (con sensibilidades climáticas que van de $2,1$ a $4,6^\circ\text{C}$), el modelo climático de difusión–afloramiento unidimensional (sensibilidad climática de $2,5^\circ\text{C}$) y el modelo de difusión-afloramiento bidimensional (sensibilidad climática de $2,2^\circ\text{C}$), conducidos, en cada caso, por un aumento de la concentración de CO_2 de 1% (compuesto) por/año. Copiada del SIE GTI (Figura 6.4).

MCS, que aumenta gradualmente pero que, en los demás aspectos, es similar a la respuesta MCGAO. La comparación entre las Figuras 15 y 11 ilustra la destreza de los modelos de difusión–afloramiento para abarcar los resultados de la mayoría de MCGAO cuando se utiliza una gama de valores para la sensibilidad climática.

La Figura 16 es otro ejemplo de comparación entre los MCGAO y los MCS de comportamiento dependiente del tiempo; se comparan los cambios de temperatura media mundial del MCGAO del Laboratorio geofísico de dinámica de fluidos (GFDL) y del modelo climático de difusión–afloramiento; ambos modelos son conducidos por diversas tasas de incremento de la concentración de CO_2 atmosférico (ver el SIE GTI, sección 6.3.1). Para asegurar una comparación válida, la sensibilidad climática del MCS se fijó a la del valor del modelo GFDL: $3,7^\circ\text{C}$. No se cambió el valor de ningún otro parámetro. El valor del coeficiente de sensibilidad tierra/océano ($1,3$), elegido en base a los resultados de otros MCS (Raper y otros, 1996), es semejante al del modelo GFDL. Se hizo que la circulación termohalínica del MCS variara con el calentamiento de la superficie para aproximarla lo suficiente a la variación del modelo GFDL (Manabe y Stouffer, 1994). Se observa que las

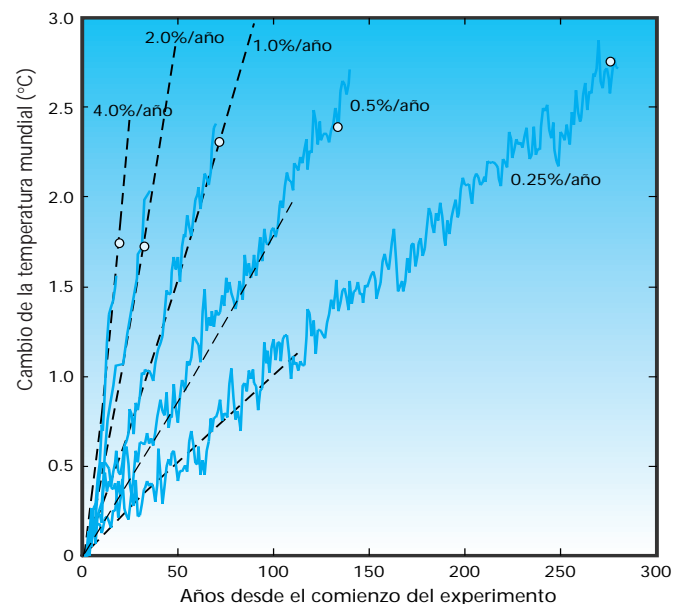


Figura 16. Aumento de la temperatura media mundial del aire en superficie calculado por el MCGAO GFDL (línea entera) y el modelo climático de difusión-afloramiento unidimensional con una sensibilidad por duplicación de CO_2 de $3,7^\circ\text{C}$. Se muestran resultados para los casos con incrementos anuales de la concentración de CO_2 atmosférico de $0,25$, $0,5$, 1 , 2 y 4% /año. Copiada del SIE GTI (Figura 6.13).

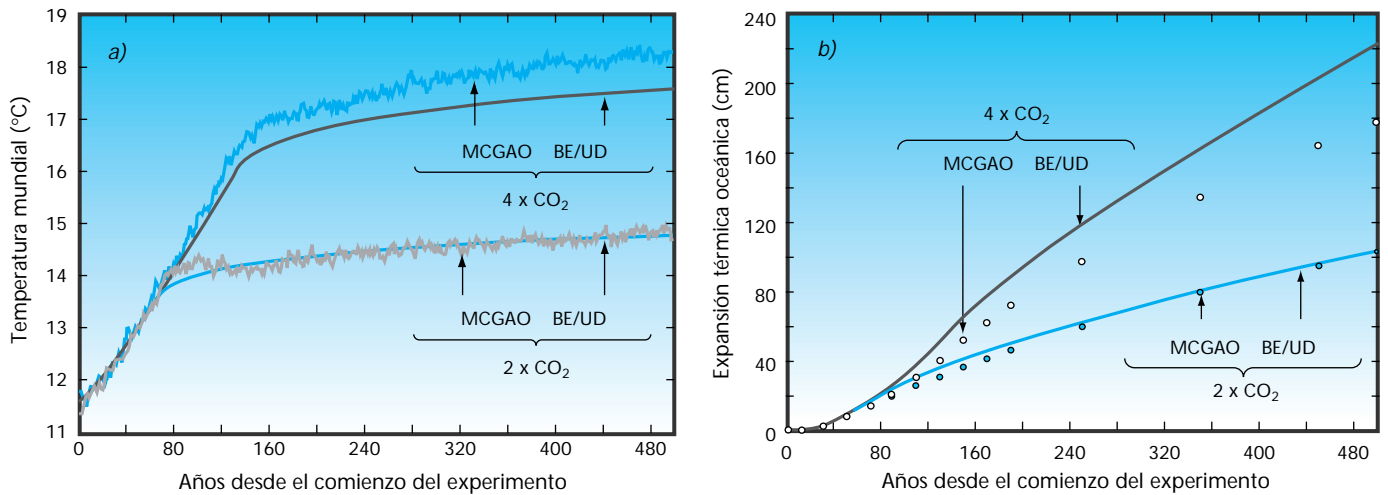


Figura 17. Comparación de los resultados del MCGAO de Manabe y Stouffer (1994) y del modelo de difusión-afloramiento unidimensional para los casos en que la concentración de CO_2 atmosférico aumenta 1%/año (compuesto) hasta que la concentración se duplica o cuadruplica y, a continuación, se estabiliza. *a)* Temperatura media mundial del aire en superficie, *b)* Aumento del nivel del mar debido a la expansión térmica. Copiada del SIE GTI (Figura 6.17).

respuestas de la temperatura de la superficie concuerdan bien con una amplia gama de forzamientos.

Como último ejemplo de la destreza del modelo de difusión-afloramiento unidimensional para repetir los resultados de los MCGAO, en la Figura 17 se comparan los cambios de la temperatura media mundial y la expansión térmica oceánica obtenidos para las simulaciones de estabilización con duplicación y cuadruplicación de CO_2 de Manabe y Stouffer (1994) con los resultados del modelo unidimensional. En el caso $2\times\text{CO}_2$, el acuerdo es excelente para los resultados de la temperatura media mundial y la expansión térmica. Para el caso $4\times\text{CO}_2$, el modelo unidimensional da como resultado un calentamiento menor y una expansión mayor, lo que implica que el flujo de calor hacia las capas profundas del océano es mayor que el de MCGAO.

Raper y Cubash (1996) hicieron otras comparaciones con el MCGAO del Instituto Max Plank (MPI) descrito en Cubash y otros (1992). Cuando se ajustó la sensibilidad climática para obtener una concordancia razonable entre los dos modelos con

respecto a la temperatura, la estimación de la expansión térmica del MCS es mayor que la del MCGAO. Una vez más, esto implica que el flujo de calor que penetra en el océano utilizado en el modelo unidimensional es mayor que el empleado en este MCGAO particular. Cuando se publicó el SIE GTI, no se explicó el motivo de esta situación. Téngase en cuenta que, cuando el flujo de calor hacia el océano es mayor (menor), el cambio de la temperatura de la superficie es menor (mayor), y la expansión térmica es mayor (menor) (Harvey, 1994).

Resumiendo, es posible usar MCS para replicar el comportamiento de un gran abanico de MCGAO complejos. La destreza de los MCS para abarcar la gama de resultados que se obtienen con MCGAO diferentes reviste más importancia que la destreza para replicar el comportamiento de cualquier MCGAO. Por ello, los MCS son una herramienta conveniente y de cálculo rápido aplicable a los análisis de escenarios y sensibilidades, en los que se necesita una gran cantidad de pasadas del modelo para tratar los diferentes escenarios de emisiones y las incertidumbres inherentes de los MCGAO.

REFERENCIAS

- Alcamo, J. (ed.), 1994: *IMAGE 2.0: Integrated Modelling of Global Climate Change*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, págs. 318.
- Antoine, D. y A. Morel, 1995: Modelling the seasonal course of the upper ocean pCO₂ (i). Development of a one-dimensional model. *Tellus*, 47B, 103-121.
- Bacastow, R. y E. Maier-Reimer, 1990: Ocean-circulation model of the carbon cycle. *Clim. Dyn.*, 4, 95-125.
- Bintanja, R., 1995: *The Antarctic Ice Sheet and Climate*, Ph.D Thesis, Utrecht University, págs. 200.
- Cadee, M. 1992: Numerieke modellering van de Groenlandse ijskap: de toepasbaarheid van een tweedimensionaal ijsstromingsmodel. *IMAU Internal Report*, V92-10 (en holandés).
- Cess, R. D., y otros, 1989: Intercomparison of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. *Science*, 245, 513-516.
- Cess, R. D. y otros., 1993: Uncertainties in carbon dioxide radiative forcing in atmospheric general circulation models. *Science*, 262, 1252-1255.
- Cubasch, U., K. Hasselman, H. Hock, E. Maier Reimer, U. Mikolajewicz, B. D. Santer y R. Sausen, 1992: Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. *Climate Dynamics*, 8, 55-69.
- de Haan, B. J., M. Jonas, O. Klepper, J. Krabec, M. S. Krol y K. Olendrzynski, 1994: An atmosphere-ocean model for integrated assessment of global change. *Water, Air, and Soil Pollution*, 76, 283-318.
- de Wolde, J. R., R. Bintanja y J. Oerlemans: 1995: On thermal expansion over the last one hundred years. *J. Climate*, 8, 2881-2891.
- Gregg, W. W. y J. J. Walsh, 1992: Simulation of the 1979 spring bloom in the mid-Atlantic bight: A coupled physical/ biological/optical model. *J. Geophys. Res.*, 97, 5723-5743.
- Gregory, J. M., 1993: Sea level changes under increasing atmospheric CO₂ in a transient coupled ocean-atmosphere GCM experiment. *J. Clim.*, 6, 2247-2262.
- Goldewijk, K. K., J. G. van Minnen, G. J. J. Kreileman, M. Vloedveld y R. Leemans, 1994: Simulating the carbon flux between the terrestrial environment and the atmosphere. *Water Air and Soil Pollution*, 76, 199-230.
- Harvey, L. D. D. 1988: Managing atmospheric CO₂. *Clim. Change*, 15, 343-381.
- Harvey, L.D.D. 1989: Effect of model structure on the response of terrestrial biosphere models to CO₂ and temperature increases. *Global Biogeochem. Cycles*, 3, 137-153.
- Harvey, L. D. D. 1992: A two-dimensional ocean model for long-term climatic simulations: Stability and coupling to atmospheric and sea ice models. *J. Geophys. Res.*, 97, 9435-9453.
- Harvey, L. D. D. 1994: Transient temperature and sea level response of a two-dimensional ocean-climate model to greenhouse gas increases. *J. Geophys. Res.*, 99, 18447-18466.
- Harvey, L. D. D. y S. H. Schneider, 1985: Transient climatic response to external forcing on 100-104 year time scales, 1: Experiments with globally averaged coupled atmosphere and ocean energy balance models. *J. Geophys. Res.*, 90, 2191-2205.
- Hoffert, M. I., A. J. Callegari y C.-T. Hsieh, 1980: The role of deep sea heat storage in the secular response to climatic forcing. *J. Geophys. Res.*, 85, 6667-6679.
- Hoffert, M. I., A. J. Callegari y C.-T. Hsieh, 1981: A box-diffusion carbon cycle model with upwelling, polar bottom water formation and a marine biosphere. In: *Carbon Cycle Modeling, SCOPE 16*, B. Bolin (ed.), John Wiley and Sons, New York, págs. 287-305.
- Hoffert, M. I. y C. Covey, 1992: Deriving global climate sensitivity from palaeoclimate reconstructions. *Nature*, 360, 573-576.
- Huybrechts, Ph. 1990: A 3-D model for the Antarctic ice sheet: a sensitivity study on the glacial-interglacial contrast, *Climate Dynamics*, 5, 79-92.
- Huybrechts, Ph. y J. Oerlemans, 1990: Response of the Antarctic ice sheet to future greenhouse warming. *Climate Dynamics*, 5, 93-102.
- Hulme, M., S. C. B. Raper y T. M. L. Wigley, 1995: An integrated framework to address climate change (ESCAPE) and further developments of the global and regional climate modules (MAGICC). *Energy Policy*, 23, 347-355.
- Huybrechts, P., A. Letreguilly y N. Reeh, 1991: The Greenland ice sheet and greenhouse warming. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 89, 399-412.
- Huybrechts, P., 1992: The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study, *Berichte zur Polarforschung*, 99, Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven, págs. 241.
- IPCC, 1990: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. T. Houghton, G. J. Jenkins, J. J. Ephraums (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, págs. 365.

- IPCC, 1992: *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*. J. T. Houghton, B. A. Callander, y S. K. Varney (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, págs. 2000.
- IPCC, 1995: *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*, J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, J. Bruce, H. Lee, B. A. Callander, E. Haites, N. Harris and K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, págs. 339.
- IPCC, GTI, 1996: *Cambio Climático 1995: La Ciencia del Cambio Climático*. Contribución del Grupo de Trabajo I (GTI) al Segundo Informe de Evaluación (SIE) del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, en este documento: SIE GTI J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg y K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, págs. 572.
- IPCC, WGII, 1996: *Climate Change 1995: Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change*. Contribution of WGII to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. R. T. Watson, M. C. Zinyowera, y R. H. Moss (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, págs. 878.
- IPCC TP STAB, 1997: *Stabilization of Atmospheric Greenhouse Gases: Physical, Biological and Socioeconomic Implications*. D. Schimel, M. Grubb, F. Joos, R. Kaufmann, R. Moss, W. Ogana, R. Richels, T. Wigley (en preparación).
- Jain, A. K., H. S. Kheshgi, M. I. Hoffert and D. J. Wuebbles, 1995: Distribution of radiocarbon as a test of global carbon cycle models. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 9, 153-166.
- Kelly, P. M. y T. M. L. Wigley, 1992: Solar cycle length, greenhouse forcing and global climate. *Nature*, 360, 328-330.
- MacAyeal, D. R., 1992: Irregular oscillations of the West Antarctic ice-sheet. *Nature*, 359, 29-32
- Manabe, S. y R. J. Stouffer, 1994: Multiple century response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase of atmospheric carbon dioxide. *J. Climate*, 7, 5-23.
- Melillo, J. M., A. D. McGuire, D. W. Kicklighter, B. Moore III, C. J. Vorosmarty y A. L. Schloss, 1993: Global climate change and terrestrial net primary production. *Nature*, 363, 234-240.
- Melillo, J. M., I. C. Prentice, G. D. Farquhar, E.-D. Schulze y O. E. Sala, 1996: Terrestrial biotic responses to environmental change and feedbacks to climate. En: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*, J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg y K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, págs. 445-481.
- Morantime, M. y R. G. Watts, 1990: Upwelling diffusion climate models: Analytical solutions for radiative and upwelling forcing. *J. Geophys. Res.*, 95, 7563-7571.
- Najjar, R. G., J. L. Sarmiento, y J. R. Toggweiler, 1992: Downward transport and fate of organic matter in the ocean: simulations with a general circulation model. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 6, 45-76.
- Oerlemans, J. y Fortuin, J. P. F., 1992: Sensitivity of glaciers and small ice-caps to greenhouse warming. *Science*, 258, 155-117.
- Ohmura, A. y Reeh N. 1991: New precipitation and accumulation maps for Greenland. *J. of Glaciology*, 37 (125), 140-148.
- Osborn, T. J. y T. M. L. Wigley, 1994: A simple model for estimating methane concentrations and lifetime variations. *Climate Dynamics*, 9, 181-193.
- Peng, L., M.-D Chou, y A. Arking, 1982: Climate studies with a multi-layer energy balance model. Part I: Model description and sensitivity to the solar constant. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2639-2656.
- Piehl, H. y W. Bach, 1992: The potential role of an active deep ocean for climatic change. *J. Geophys. Res.*, 97, 155-7-15512.
- Popper, K. R., 1969: *Conjectures and Refutations: The Growth of Scientific Knowledge*. Routledge, ISBN: 0415043182, 439 pp.
- Prather, M., A. M. Ibrahim, T. Sasaki y F. Stordal, 1992: Future chlorine-bromine loading and ozone depletion. In *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1991*, Organización Meteorológica Mundial, Ginebra.
- Ramaswamy, V., M. D. Schwarzkopf y K. P. Shine, 1992: Radiative forcing of climate from halocarbon-induced global stratospheric ozone loss. *Nature*, 355, 810-812.
- Raper, S. C. B. y U. Cubasch, 1996: Emulation of the results from a coupled general circulation model using a simple climate model. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1107-1110.
- Raper, S. C. B., T. M. L. Wigley y R. A. Warrick, 1996: Global sea level rise: past and future. En: *Sea-Level Rise and Coastal Subsidence: Causes, Consequences and Strategies*, J. D. Milliman (ed.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, págs. 11-45.
- Rastetter, E. B., M. G. Ryan, G. R. Shaver, J. M. Melillo, K. J. Nadelhoffer, J. Hobbie y J. D. Aber, 1991: A general biogeochemical model describing the responses of the C and N cycles in terrestrial ecosystems to changes in CO₂, climate, and N deposition. *Tree Physiology*, 9, 101-126.
- Rastetter, E. B., R. B. McKane, G. R. Shaver y J. M. Melillo, 1992: Changes in C storage by terrestrial ecosystems: How

- C-N interactions restrict responses to CO₂ and temperature. *Water Air and Soil Pollution*, 64, 327-344.
- Santer, B. D., T. M. L. Wigley, M. E. Schlesinger y J. B. F. Mitchell, 1990: *Developing Climate Scenarios from Equilibrium GCM Results*. Max Planck Institute for Meteorology Report 47, Hamburgo, Alemania.
- Sarmiento, J. L., R. D. Slater, M. J. R. Fasham, H. W. Ducklow, J. R. Toggweiler y G. T. Evans, 1993: A seasonal three-dimensional ecosystem model of nitrogen cycling in the North Atlantic euphotic zone, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 7, 417-450.
- Schlesinger, M. E. y N. Ramankutty, 1992: Implications for global warming of intercycle solar irradiance variations. *Nature*, 360, 330-333.
- Schlesinger, M. E. y N. Ramankutty, 1995: Is the recently reported 65- to 70-year surface temperature oscillation the result of climatic noise? *J. Geophys. Res.*, 100, 13767-13774.
- Siegenthaler, U. y F. Joos, 1992: Use of a simple model for studying oceanic tracer distributions and the global carbon cycle. *Tellus*, 44B, 186-207.
- Soden, B. J. y R. Fu, 1995: A satellite analysis of deep convection, upper-tropospheric humidity, and the greenhouse effect, *J. Clim.*, 8, 2333-2351.
- Solomon, S., R. W. Portmann, R. R. Garcia, L. W. Thomason, L. R. Poole y M. P. McCormick, 1996: The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern mid-latitudes. *J. Geophys. Res.*, 101, 6713-6727.
- Stocker, T. F. and D. G. Wright, 1991: A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation. Part II: Interocean circulation in the Pacific-Atlantic basin system. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1725-1739.
- Stocker, T. F., D. G. Wright y L. A. Mysak, 1992: A zonally-averaged, coupled ocean-atmosphere model for paleo-climate studies. *J. Clim.*, 5, 773-797.
- Stocker, T. F., W. S. Broecker y D. G. Wright, 1994: Carbon uptake experiment with a zonally-averaged global ocean circulation model. *Tellus*, 46B, 103-122.
- van de Wal, R. S. W. and Oerlemans, J. 1994: An energy balance model for the Greenland ice sheet. *Global and Planetary Change*, 9, 115-131.
- van Minnen, J. G., K. Klein Goldewijk y R. Leemans, 1996: The importance of feedback processes and vegetation transition in the terrestrial carbon cycle. *Journal of Biogeography*, 22: 805-814.
- VEMAP Members, 1995: Vegetation ecosystem modelling and analysis project: comparing biogeography and biogeochemistry models in a continental-scale study of terrestrial ecosystem responses to climate change and CO₂ doubling. *Global Biogeochemical Cycles*, 9, 407-437.
- Verbitsky, M. y B. Saltzman, 1995: Behavior of the East Antarctic ice sheet as deduced from a coupled GCM/Ice-sheet model. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2913-2916.
- Wigley, T. M. L., 1989: Possible climate change due to SO₂-derived cloud condensation nuclei. *Nature*, 339, 365-367.
- Wigley, T. M. L., 1991: A simple inverse carbon cycle model. *Global Biogeochemical Cycles*, 5, 373-382.
- Wigley, T. M. L. y S. C. B. Raper, 1987: Thermal expansion of sea level associated with global warming, *Nature*, 330, 127-131.
- Wigley, T. M. L. y S. C. B. Raper, 1990: Natural variability of the climate system and detection of the greenhouse effect. *Nature*, 344, 324-327.
- Wigley, T. M. L. y S. C. B. Raper, 1993: Future changes in global-mean temperature and sea level. En: *Climate and Sea Level Change: Observations, Projections, and Implications*, R. A. Warrick, E. M. Barrow and T. M. L. Wigley (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, pp. 111-133.
- Wigley, T. M. L. y S. C. B. Raper, 1995: An heuristic model for sea level rise due to the melting of small glaciers. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2749-2752.
- Wright, D. G. y T. F. Stocker, 1991: A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation. Part I: Model development and flow dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1713-1724.
-

Apéndice 1

Resumen de los métodos utilizados para calcular las concentraciones de gases de efecto invernadero en el SIE GTI (capítulo 2 y sección 6.3) y en el documento técnico del IPCC sobre estabilización de los gases de efecto invernadero (IPCC TP STAB, 1997).

<i>Constituyente</i>	<i>Método para calcular la concentración</i>
CO ₂	La concentración depende de los flujos netos entre varios depósitos de carbono que se representan en los modelos.
CH ₄	Modelo de una caja, $dC/dt = \beta E - C (1/\tau_{atm} + 1/\tau_{soil})$ τ_{atm} es una función de la concentración de metano y de las emisiones de CO, NO _x , y VOCs*. $\tau_{atm} = 9.08$ años en 1990 y $\tau_{suelo} = 150$ años
N ₂ O	Modelo de una caja, $dC/dt = \beta E - C/\tau_{atm}$ τ_{atm} se prescribe a 120 años
CFC-11	Igual que para N ₂ O, con $\tau_{atm} = 50$ años
CFC-12	Igual que para N ₂ O, con $\tau_{atm} = 102$ años
HCFC22	Igual que para N ₂ O, con $\tau_{atm} = 13.3$ años
HCFC134a	Igual que para N ₂ O, con $\tau_{atm} = 14$ años
Otros halocarbonos	Tratados explícitamente como CFC-11, gas por gas
Vapor de agua estratosférico	Concentración especificada no explícitamente ⁺
Ozono troposférico	Concentración especificada no explícitamente ⁺
Ozono estratosférico	Concentración especificada no explícitamente ⁺
Aerosoles de sulfato	Concentración especificada no explícitamente ⁺
Aerosoles de la quema de biomasa	Concentración especificada no explícitamente ⁺

En el texto supra, C representa la concentración atmosférica del gas correspondiente, E la tasa de masa de la emisión por año, β a , un factor que convierte de masa a concentración, y τ_{atm} , el tiempo de vida medio de una molécula del constituyente en la atmósfera al tener en cuenta la eliminación química. En el caso del metano, se da otro proceso de eliminación a través de la absorción por el suelo, y τ_{suelo} es el tiempo de vida medio que tendrá una molécula de metano cuando la absorción por el suelo es el único proceso de eliminación.

*COV = compuestos orgánicos volátiles

⁺ El forzamiento radiativo se calcula directamente a partir de las emisiones o de las concentraciones de algunos gases, como se indica en el Apéndice 2.

Apéndice 2

Dependencia funcional del forzamiento por gases de efecto invernadero y aerosoles utilizado en el SIE GTI (sección 6.3) e IPCC TP STAB (1997). Como se analiza en el texto, algunos términos de forzamiento, así como las emisiones de azufre naturales y antropógenas de 1990, tienen incertidumbres considerables. ΔQ_{CH_4} -puro es el forzamiento por metano antes de aplicar la corrección de solapamiento con N_2O . $C(t)$ y $e(t)$ se refieren a las concentraciones y emisiones antropógenas del gas de que se trata en el tiempo t , mientras que C_0 es la concentración preindustrial. El forzamiento indirecto por aerosoles de sulfato depende de la emisión natural de azufre, e_{nat} , que en el SIE GTI se supone de 42 TgA/año, valor más alto que el aceptado actualmente. Si se usa un valor más bajo, se obtiene un forzamiento indirecto futuro ligeramente inferior (por ejemplo, de un término medio de 0.02 W m^{-2} en el período 1990-2100) para el escenario de emisiones IS92a).

Constituyente	Método para calcular el forzamiento (W m^{-2})
CO_2	$\Delta Q = 4.37 \ln(C(t)/C_0)/\ln(2)^*$
CH_4	$\Delta Q = 0.036(\sqrt{C(t)} - \sqrt{C_0})$ -(corrección de solapamiento con N_2O) ⁺ , donde C y C_0 se expresan en partes por millardo (un millar de millones) en volumen (ppmiv), y $C_0=700$ ppmiv
N_2O	$\Delta Q = 0.14(\sqrt{C(t)} - \sqrt{C_0})$ -(corrección de solapamiento con CH_4) ⁺ , donde C y C_0 se expresan en ppmiv, y $C_0=280$ ppmiv
CFC-11	$\Delta Q = 0.000 22 C(t)$
CFC-12	$\Delta Q = 0.000 28 C(t)$
HCFC22	$\Delta Q = 0.000 189 C(t)$
HCFC134a	$\Delta Q = 0.000 169 C(t)$
Otros halocarbonos	Tratados explícitamente (ΔQ varía con C), gas por gas
Vapor de agua estratosférico	$\Delta Q = 0.05 \Delta Q_{\text{CH}_4}$ -puro
Ozono troposférico	$\Delta Q = 8.62 \times 10^{-5} \Delta Q_{\text{CH}_4}$ para la formación de O_3 debida a la acumulación de CH_4 ΔQ asociado con la formación de O_3 ocasionada por las emisiones de otros gases alcanza en 1990 un valor supuesto de 0.32 W m^{-2} , a partir de esa fecha se lo mantiene constante debido a las incertidumbres
Pérdida de ozono estratosférico [†]	$\Delta Q = -[0.000 552 \sum (\{\text{NCl}_i\text{C}_i\}^{1.7}) + 3.048 \sum (\text{NBr}_i\text{C}_i)]/1 000$ donde C_i es la concentración (ppbv) del gas i , que contiene cloro o bromo, y NCl_i y NBr_i expresan la cantidad de átomos de cloro y bromo del gas i , y la sumatoria corresponde a todos los gases considerados ($\text{NBr}_i = 1$ para los dos halones considerados).
Aerosoles de azufre, forzamiento directo	$\Delta Q = e(t)/e_{1990} \Delta Q_{\text{dir},1990}$ donde $\Delta Q_{\text{dir},1990} = -0.3 \text{ W m}^{-2}$ y $e_{1990}=69 \text{ TgS/año}$
Aerosoles de azufre, forzamiento indirecto	$\Delta Q = \frac{\log(1 + e(t)/e_{\text{nat}})}{\log(1 + e_{1990}/e_{\text{nat}})} \Delta Q_{\text{indir}, 1990}$ donde $\Delta Q_{\text{indir},1990} = -0.8 \text{ W m}^{-2}$ y $e_{\text{nat}}=42 \text{ TgS/año}$
Aerosoles por quema de biomasa	$\Delta Q =$ alcanza -0.2 W m^{-2} en 1990, y a partir de entonces se mantiene constante.

* En el SIE GTI, el forzamiento se escribe $6.3\ln(C(t)/C_0)$. La forma utilizada en este documento es un poco más transparente porque el coeficiente que precede a $\ln(C(t)/C_0)$ es igual al forzamiento supuesto para la duplicación de CO_2 . El forzamiento de 4.37 W m^{-2} usado en el SIE GTI e IPCC TP STAB (1997) tiene un exceso de aproximadamente 0.5 W m^{-2} . Visto que en la mayoría de los resultados que se presentan en el SIE GTI e IPCC TP STAB (1997) la respuesta del clima a una duplicación de CO_2 está especificada directamente, este error no afectará los resultados, salvo que el efecto de calentamiento de los gases diferentes de CO_2 será ligeramente más pequeño con respecto al calentamiento por O_2 .

+ Ver el Informe de la Primera Evaluación del IPCC (IPCC, 1990), Tabla 2.2 para los detalles relativos al término de solapamiento.

† El forzamiento climático debido a la pérdida de ozono estratosférico no incluye los efectos de la pérdida de ozono sobre la química troposférica.

Apéndice 3

Valores de los parámetros del módulo de fusión del hielo descritos en el texto, y usados para obtener las estimaciones de los casos bajo, medio y alto de subida del nivel del mar en este documento técnico y en IPCC TP STAB (1997).

	<i>Glaciares y casquetes</i>		<i>Groenlandia</i>		<i>Antártida</i>		
Caso	τ (año)	ΔT^* (°C)	ΔB_o (mm/año)	β (mm/año/°C)	ΔB_o (mm/año)	β_1 (mm/año/°C)	β_2 (mm/año/°C)
Alto	35-65	0.6-2.5	0.0	0.5	0.6	-0.15	0.2
Medio	70-130	0.7-3.0	0.0	0.3	0.1	-0.30	0.1
Bajo	105-195	0.9-4.5	0.0	0.1	-0.4	-0.45	0.0

τ es la gama de tiempos de respuesta de los glaciares y casquetes.

ΔT^* es una gama de temperaturas mínimas que determinarían la desintegración de los glaciares y casquetes.

ΔB_o es la subida del nivel del mar que causa el desequilibrio inicial de la capa de hielo de Groenlandia y la Antártida.

β y β_1 son sensibilidades del balance másico (en términos de aumento del nivel del mar) frente a los cambios de la temperatura media mundial.

β_2 es la sensibilidad del balance másico medio zonal de la Antártida (en términos de aumento del nivel del mar) frente a los cambios de temperatura debidos a la posible inestabilidad de la capa de hielo de la Antártida occidental.

Apéndice 4

GLOSARIO DE TÉRMINOS

Aerosol

Conjunto de partículas en suspensión en el aire. Se ha asociado este término incorrectamente al propelente utilizado en los “vaporizadores de aerosol”.

Aerosol(es) carbonáceo(s)

Aerosol(es) que contienen carbono. (Véase también "aerosol")

Ajuste de flujo

Para evitar que un modelo de circulación general atmósfera/océano acoplado derive hacia un estado del clima irreal (por ejemplo, con temperaturas excesivamente cálidas en la parte tropical del Océano Pacífico), una solución consistiría en aplicar ciertos términos de ajuste a los flujos de calor y precipitación (y, a veces, a las coerciones superficiales resultantes del efecto del viento sobre la superficie del océano) antes de imponerlos al océano del modelo. Este proceso se conoce como “ajuste de flujo”.

Amortiguación radiativa

Un forzamiento radiativo positivo impuesto al sistema Tierra-atmósfera (por ejemplo, mediante la adición de gases de efecto invernadero) representa un excedente de energía. Cuando esto ocurre, la temperatura de la superficie y de la atmósfera inferior aumenta e incrementa, a su vez, la cantidad de radiación infrarroja que se emite al espacio, con lo que se establece un nuevo balance de energía. El aumento de las emisiones de radiación infrarroja al espacio para un aumento de temperatura dado se denomina amortiguación radiativa. (Véase también "forzamiento radiativo")

Análisis de cartera

Combinación de actuaciones de que disponen los responsables de políticas para reducir las emisiones o adaptarse al cambio climático.

Bioma

Comunidad de flora y fauna presente espontáneamente en la naturaleza (o bien, región ocupada por esa comunidad), adaptada a las condiciones específicas en que se desenvuelve (por ejemplo, una tundra).

Biomasa

Peso o volumen total de organismos presentes en un área o volumen dados.

Biosfera marina

Término colectivo con que se designa al conjunto de organismos marinos vivos.

Biosfera terrestre

Término que designa colectivamente a todos los organismos en tierra.

Cambio climático (según el IPCC)

El cambio del clima, tal como se entiende en relación con las observaciones efectuadas, se debe a cambios internos del sistema climático o de la interacción entre sus componentes, o a cambios del forzamiento externo debidos a causas naturales o a actividades humanas. En general, no es posible determinar claramente en qué medida influye cada una de esas causas. En las proyecciones de cambio climático del IPCC se suele tener en cuenta únicamente la influencia ejercida sobre el clima por los aumentos antropógenos de los gases de efecto invernadero y por otros factores relacionados con los seres humanos.

Cambio climático (según la CMCC)

Cambio del clima atribuido directa o indirectamente a actividades humanas que alteran la composición de la atmósfera mundial, y que viene a añadirse a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables.

Capital de equipo

Acumulación de máquinas y estructuras de que dispone una economía en un momento cualquiera para producir bienes o prestar servicios. Por lo general, estas actividades requieren una cantidad de energía determinada, en gran medida, por el grado de utilización de la máquina o estructura.

Ciclo de carbono

Término utilizado para describir el intercambio de carbono (en formas diversas; por ejemplo, como dióxido de carbono) entre la atmósfera, el océano, la biosfera terrestre y los depósitos geológicos.

Circulación termohalina

Circulación de los océanos en gran escala determinada por la densidad, y causada por diferencias de temperatura y de salinidad.

Clima

Se suele definir el clima como el "promedio del estado del tiempo" o, más rigurosamente, como una descripción estadística del tiempo en términos de valores medios y de variabilidad de las cantidades de interés durante períodos de varios decenios (normalmente, tres decenios, según la definición de la OMM). Dichas cantidades son casi siempre variables de superficie (por ejemplo, temperatura, precipitación o viento), aunque en un sentido más amplio el "clima" es una descripción del estado del sistema climático.

CO₂ equivalente

Concentración de CO₂ que daría lugar al mismo nivel de forzamiento radiativo que la mezcla dada de CO₂ y otros gases de efecto invernadero.

Compuestos orgánicos volátiles (COV)

Cualquiera de los compuestos orgánicos liberados a la atmósfera por las plantas o por vaporización de productos del petróleo, que son químicamente reactivos y que participan en la química de la producción del ozono troposférico. Aunque el metano está incluido, estrictamente hablando, en la definición de COV, se suele considerar como un compuesto aparte.

Costo marginal

Costo de una unidad adicional de esfuerzo. En términos de reducción de las emisiones, representa el costo de reducir éstas en más de una unidad.

Criosfera

Conjunto de nieve, hielo y permafrost de todo el planeta.

Daños de mercado

Valor de los daños ocasionados por el cambio climático (o por algún otro cambio medioambiental), calculado tomando como base información disponible y utilizable por un mercado competitivo.

Daños no de mercado

Daños ocasionados por el cambio climático (o por algún otro cambio medioambiental), cuyo valor no puede determinar un mercado competitivo por falta de información y/o por la imposibilidad de actuar en base a esa información.

Deposición húmeda/seca

Detracción de una sustancia de la atmósfera, bien por lavado junto con la precipitación (deposición húmeda), bien por deposición directa sobre una superficie (deposición seca).

Desarrollo sostenible

Desarrollo que cubre las necesidades del presente sin poner en peligro la capacidad de las generaciones futuras para atender a sus propias necesidades.

Escalas espaciales

continental: 10 - 100 millones de kilómetros cuadrados (km²)
regional: 100 millares - 10 millones de km².
local: menos de 100 millares de km².

Escenario LESS (GTII)

Escenarios desarrollados para el SIE (GTII) con el fin de evaluar los sistemas de suministro de bajas emisiones de CO₂ en todo el mundo. Se hace referencia a ellos como sistemas LESS, o sistemas de suministro de bajas emisiones (*Low-Emissions Supply Systems*).

Estratosfera

Región muy estratificada y estable de la atmósfera situada por encima de la troposfera y que se extiende entre los 10 y los 15 km, aproximadamente (Véase también "troposfera").

Evaluación integrada

Método de análisis que integra en un marco coherente los resultados y modelos de las ciencias físicas, biológicas, económicas y sociales, y las interacciones entre estos componentes, a fin de proyectar las consecuencias del cambio climático y las respuestas de política a dicho cambio.

Fertilización por CO₂

Intensificación del crecimiento de las plantas por efecto de una mayor concentración de CO₂ en la atmósfera.

Fertilización por nitrógeno

Mejora del crecimiento vegetal por deposición de compuestos de nitrógeno. En los informes del IPCC, este concepto se refiere generalmente a la fertilización causada por fuentes de nitrógeno antropógenas; por ejemplo, los fertilizantes artificiales y los óxidos de nitrógeno liberados por el quemado de combustibles de origen fósil.

Flexibilidad "en el tiempo" y "en el espacio"

Posibilidad de elegir el momento o el lugar de una opción de mitigación o de un plan de adaptación, a fin de reducir los costos vinculados al cambio climático.

Forzamiento radiativo

Mide en términos simples la importancia de un posible mecanismo de cambio climático. El forzamiento radiativo es una perturbación del balance de energía del sistema Tierra-atmósfera (en W m⁻²) que se produce, por ejemplo, a raíz de un cambio en la concentración de dióxido de carbono o en la energía emitida por el Sol; el sistema climático responde al forzamiento radiativo de manera que se restablezca el balance de energía. Un forzamiento radiativo tiende, si es positivo, a caldear la superficie y, si es negativo, a enfriarla. El forzamiento radiativo suele expresarse como un valor medio mundial y anual. Una definición más precisa del forzamiento radiativo, tal como se emplea en los informes del IPCC, es la perturbación del balance de energía del sistema superficie-troposfera, dejando un margen para que la estratosfera se reajuste a un estado de equilibrio radiativo medio mundial (véase el Capítulo 4 de IPCC (1994)). Se denomina también "forzamiento del clima".

Fotosíntesis

Proceso metabólico en virtud del cual las plantas toman CO₂ del aire (o del agua) para constituir material vegetal, liberando O₂.

Función de costo marginal de mitigación

Relación entre la cantidad total de emisiones reducidas y el costo marginal de la última unidad reducida. En términos generales, el costo marginal de la mitigación aumenta con la cantidad total de emisiones reducidas.

Función de daño

Relación entre los cambios del clima y las reducciones experimentadas por la actividad económica respecto de lo que sería posible en un clima inalterado.

Gas de efecto invernadero, gas de invernadero

Gas que absorbe radiación en determinadas longitudes de onda del espectro de radiación (radiación infrarroja) emitido por la superficie de la Tierra y por las nubes. El gas, a su vez, emite radiación infrarroja desde un nivel en que la temperatura es más baja que en la superficie. El efecto neto consiste en que parte de la energía absorbida resulta atrapada localmente, y la superficie del planeta tiende a calentarse. En la atmósfera de la Tierra, los gases de efecto invernadero son, básicamente: vapor de agua (H₂O), dióxido de carbono (CO₂), óxido nitroso (N₂O), metano (CH₄) y ozono (O₃).

Halocarbonos

Compuestos que contienen cloro, bromo o flúor y carbono. Estos compuestos pueden actuar como potentes gases de efecto invernadero en la atmósfera. Los halocarbonos que contienen cloro y bromo están también relacionados con el agotamiento de la capa de ozono. (Véase también "gases de efecto invernadero")

Humedad del suelo

Agua almacenada en o sobre la superficie continental, y disponible para evaporación. En los modelos climáticos del IPCC (1990) se utilizaba un solo almacén (o "cubeta"). En los modelos actuales, que incorporan procesos del dosel y del suelo, la humedad se entiende como la cantidad albergada por encima del "punto de marchitamiento".

Impactos externos/externalidades

Impactos generados por el cambio climático (o algún otro tipo de cambio medioambiental) que un mercado competitivo no puede evaluar, por falta de información y/o por la imposibilidad de actuar en base a esa información.

Intervalo de temperaturas diurnal

Diferencia entre las temperaturas máxima y mínima a lo largo de un período de 24 horas.

Luminosidad solar

Mide la luminosidad (es decir, la cantidad de radiación solar emitida) del Sol. (Véase también "radiación solar").

Mezclado por remolinos

Mezclado causado por procesos turbulentos de pequeña escala (remolinos). Ni siquiera los actuales modelos de circulación general atmósfera/océano de mayor resolución pueden resolver explícitamente este tipo de procesos, razón por la cual hay que vincular sus efectos a las condiciones de mayor escala.

Núcleos de condensación de nubes

Partículas en suspensión en el aire sobre las que se produce la condensación de agua en forma líquida, y que pueden conducir a la formación de las gotitas de las nubes.

Opciones de mitigación "sin pesar"

Son aquellas opciones de mitigación cuyos beneficios (por ejemplo, costos de energía reducidos, o menores emisiones de contaminantes locales/regionales) igualan o superan a sus

costos sociales, sin contar los beneficios que reportaría la mitigación del cambio climático. Se alude también a ellas como "medidas siempre aceptables".

Parametrización

En la modelización del clima, técnica empleada para representar aquellos procesos que no es posible resolver a la resolución del modelo (procesos a escala subreticular) mediante las relaciones entre el efecto de dichos procesos promediado en área y el flujo a mayor escala.

Período de vida

En términos generales, el período de vida es el promedio de tiempo que un átomo o molécula permanece en un depósito dado (por ejemplo, la atmósfera, o los océanos). Conviene no confundir con el tiempo de respuesta de una perturbación de la concentración. El CO₂ no tiene período de vida único.

PIB

Producto interior bruto. Valor de todos los bienes y servicios producidos (o consumidos) dentro de las fronteras de un país.

Principio precautorio

Evitación de una solución irreversible por haber sido incorrectos los supuestos en que estaba basada, en favor de otra solución a primera vista peor pero reversible.

Radiación infrarroja

Radiación emitida por la superficie de la Tierra, la atmósfera y las nubes. Es conocida también como radiación terrestre o radiación de onda larga. La radiación infrarroja tiene un espectro (es decir, una gama de longitudes de onda) distintivo, determinado por la temperatura del sistema Tierra-atmósfera. El espectro de la radiación infrarroja es, en la práctica, diferente al de la radiación solar o de onda corta, debido a la diferencia de temperaturas entre el Sol y el sistema Tierra-atmósfera. (Véase también "radiación solar")

Radiación solar

Radiación emitida por el Sol. Se denomina también radiación de onda corta. La radiación solar tiene un espectro (es decir, una gama de longitudes de onda) característico, determinado por la temperatura del Sol. El espectro de radiación solar es en la práctica distinto del de la radiación infrarroja o terrestre, a causa de la diferencia de temperaturas entre el Sol y el sistema Tierra-atmósfera.

Recursos de combustible de origen fósil

Cantidad de combustible de origen fósil que supuestamente existe y que sería recuperable basándose en un escenario explícito de condiciones económicas y de capacidades de operación futuras.

Regla de refutabilidad

La ciencia actual reconoce que no es posible demostrar la verdad absoluta de una hipótesis o modelo, ya que siempre existe

la posibilidad de que una explicación distinta dé cuenta de las mismas observaciones. En este sentido, incluso las leyes físicas más firmemente asentadas son “condicionales”. Por lo tanto, empleando la metodología científica nunca se puede demostrar concluyentemente que determinada hipótesis es cierta; únicamente podría llegar a demostrarse que es falsa.

Reservas de combustible de origen fósil

Cantidad de un combustible de origen fósil cuya existencia se ha conocido basándose en pruebas geológicas y de ingeniería, y que es posible recuperar en las condiciones económicas actuales y con las capacidades operativas actuales.

Respiración

Proceso metabólico en virtud del cual los organismos cubren sus necesidades internas de energía y liberan CO₂.

Respuesta de equilibrio

Respuesta, en estado estacionario, del sistema climático (o de un modelo climático) a un forzamiento radiativo impuesto.

Respuesta climática transitoria

Respuesta del sistema climático (o de un modelo del clima) en función del tiempo, a raíz de un cambio de forzamiento variable con el tiempo.

Retroacción (feedback)

Se produce cuando una variable de un sistema desencadena cambios en otra variable que, a su vez, afectará en última instancia a la variable original; un efecto de retroacción positivo intensifica los efectos, y uno negativo los reduce.

Sensibilidad del clima

En los informes del IPCC, la sensibilidad del clima suele hacer referencia al cambio a largo plazo (en condiciones de equilibrio) de la temperatura media de la superficie mundial a raíz de una duplicación de la concentración de CO₂ (o de CO₂ equivalente) en la atmósfera. En términos más generales, hace referencia al cambio, en condiciones de equilibrio, de la temperatura del aire en la superficie cuando el forzamiento radiativo varía en una unidad (°C/W m⁻²).

Spin-up

“Spin-up” es una técnica utilizada para inicializar un modelo de clima mundial atmósfera/océano (MCMAO). Actualmente no

es posible diagnosticar con exactitud el estado del sistema atmósfera/océano y, por lo tanto, no es posible prescribir las condiciones iniciales observadas para un experimento con un MCMAO. En lugar de ello, se hace funcionar por separado los componentes atmósfera y océano del modelo, forzados mediante unas condiciones de contorno “observadas”, agregando posiblemente a continuación otro período de “spin-up” en que la atmósfera y el océano están acoplados entre sí, hasta que el modelo se halla próximo a un estado estacionario.

Tasa de control óptima

Tasa de intervención para la cual el valor actual neto de los costos marginales de la intervención es igual al valor actual neto de los beneficios marginales de la intervención.

Tasa de descuento

Tasa anual para la cual el efecto de los sucesos futuros se reduce hasta el punto de ser equiparable al efecto de los sucesos actuales.

Termoclina

Región del océano mundial, normalmente hasta una profundidad de 1 km, en que la temperatura desciende rápidamente con la profundidad y que señala la frontera entre la superficie y las aguas profundas del océano.

Tiempo de renovación

Relación entre la masa de un depósito (por ejemplo, la masa de N₂O en la atmósfera) y la rapidez de vaciado de dicho depósito (por ejemplo, en el caso del N₂O, la velocidad de destrucción por efecto de la luz solar en la estratosfera) (véase también “estratosfera”).

Tropopausa

Frontera entre la troposfera y la estratosfera (véanse también estos dos términos).

Troposfera

Parte inferior de la atmósfera, comprendida entre la superficie y unos 10 km de altitud en latitudes medias (variando, en promedio, entre 9 km en latitudes altas y 16 km en el trópico), en que se encuentran las nubes y se producen los fenómenos “meteorológicos”. Se define la troposfera como la región en que las temperaturas suelen disminuir con la altitud.

Apéndice 5

ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS

CFC	Clorofluorocarbonos
CP-2	Segunda Conferencia de las Partes de la CMCC
CMCC	Convención Marco, de las Naciones Unidas, sobre el Cambio Climático
CME	Consejo Mundial de Energía
COV	Compuestos Orgánicos Volátiles
DT	Documento Técnico del IPCC
GFDL	Laboratorio Geofísico de dinámica de fluidos (<i>Geographical Fluid Dynamics Laboratory</i>)
GTI, II y III	Grupos de Trabajo I, II y III del IPCC
HCFC	Hidroclorofluorocarbonos
HFC	Hidrofluorocarbonos
IPCC	Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático
IS92	Escenario de emisiones definido en el informe IPCC (1992)
IyD	Investigación y Desarrollo
MCGA	Modelos de la Circulación General Atmosféricos
MCGAO	Modelos de la Circulación General Atmosféricos y Oceánicos
MCGO	Modelos de la Circulación General Oceánicos
MCS	Modelo Climático Simple
MEI	Modelo de Evaluación Integrada
NU	Naciones Unidas
OCDE	Organización de Cooperación y Desarrollo Económicos
OMM	Organización Meteorológica Mundial
Perfiles WRE	Perfiles de Concentración del CO ₂ , que llevan a la estabilización, definidos por Wigley, y otros. (1996)
PIB	Producto Interior Bruto
RRP	Resumen para Responsables de Políticas
SIE	Segundo Informe de Evaluación del IPCC
UV	Ultravioleta
VEMAP	Proyecto de modelización y análisis de la vegetación/ecosistema

Símbolos químicos

Br	Bromo
CFC-11	CFCl ₃ , o su equivalente CCl ₃ F (triclorofluorometano)
CFC-12	CF ₂ Cl ₂ , o su equivalente CCl ₂ F ₂ (diclorodifluorometano)
CH ₄	Metano
Cl	Cloro
CO	Monóxido de carbono
CO ₂	Dióxido de carbono
HCFC-134a	CH ₂ FCF ₃
HCFC-22	CF ₂ HCl (clorodifluorometano)
N ₂ O	Óxido nitroso
NO _x	La suma de NO y NO ₂
O ₃	Ozono
OH	Hidroxil
S	Azufre
SO ₂	Dióxido de azufre
SO ₄ ²⁻	Ion sulfato

Apéndice 6

UNIDADES

Unidades del SI (Sistema Internacional)

Cantidad física	Nombre de la Unidad	Símbolo
longitud	metro	m
masa	kilogramo	kg
tiempo	segundo	s
temperatura termodinámica	kelvin	K
cantidad de sustancia	mol	mol

Fracción	Prefijo	Símbolo	Múltiplo	Prefijo	Símbolo
10 ⁻¹	deci	d	10	deca	da
10 ⁻²	centi	c	10 ²	hecto	h
10 ⁻³	milli	m	10 ³	kilo	k
10 ⁻⁶	micro	μ	10 ⁶	mega	M
10 ⁻⁹	nano	n	10 ⁹	giga	G
10 ⁻¹²	pico	p	10 ¹²	tera	T
10 ⁻¹⁵	femto	f	10 ¹⁵	peta	P
10 ⁻¹⁸	atto	a			

Nombre y símbolos especiales para ciertas unidades derivadas del SI

Cantidad física	Nombre de la unidad del SI	Símbolo de la unidad del SI	Definición de la unidad
fuerza	newton	N	kg m s ⁻²
presión	pascal	Pa	kg m ⁻¹ s ⁻² (=N m ⁻²)
energía	julio	J	kg m ² s ⁻²
potencia	vatio	W	kg m ² s ⁻³ (= Js ⁻¹)
frecuencia	hertz	Hz	s ⁻¹ (ciclos por segundo)

Fracciones decimales y múltiplos de unidades del SI con denominaciones especiales

Cantidad física	Nombre de la unidad del SI	Símbolo de la unidad del SI	Definición de la unidad
longitud	ångstrom	Å	10 ⁻¹⁰ m = 10 ⁻⁸ cm
longitud	micrón	μm	10 ⁻⁶ m
área	hectárea	ha	10 ⁴ m ²
fuerza	dyne	dyn	10 ⁵ N
presión	bar	bar	10 ⁵ N m ⁻² = 10 ⁵ Pa
presión	milibar	mb	10 ² N m ⁻² = 1 Pa
peso	tonelada	t	10 ³ kg

Otras unidades

°C grados Celsius (0°C = ~273 K)
también se indican en °C (=K) las diferencias de temperatura, en vez de en la forma más correcta de "grados Celsius"

ppmv partes por millón (10⁶) en volumen
ppbv partes por mil millones (10⁹) en volumen
pptv partes por billón (10¹²) en volumen
bp (años) antes de hoy
kpb miles de años antes
mbp millones de años antes

Las unidades de masa adoptadas en este informe son generalmente aquellas que forman parte del uso común y, deliberadamente no han sido armonizadas

kt kilotoneladas
GtC gigatoneladas de carbono (1 GtC = 3.7 Gt dióxido de carbono)
PgC petagramos de carbono (1PgC = 1 GtC)
MtN megatoneladas de nitrógeno
TgC teragramos de carbono (1TgC = 1 MtC)
TgN teragramos de nitrógeno
TgS teragramos de azufre

Apéndice 7

AFILIACIÓN DE LOS AUTORES PRINCIPALES

L. D. Danny Harvey	Universidad de Toronto	Canadá
Jonathan M. Gregory	Oficina Meteorológica, Centro Hadley	Reino Unido
Martin Hoffert	Universidad de Nueva York	EE.UU.
Atul K. Jain	Universidad de Illinois	EE.UU.
Murari Lal	Instituto indio de tecnología	India
Rik Leemans	RIVM	Países Bajos
Sarah C. B. Raper	Unidad de Investigación Climática (UEA)	Reino Unido
Tom M. L. Wigley	NCAR	EE.UU.
Jan de Wolde	Universidad de Utrecht	Países Bajos

Lista de publicaciones del IPCC

I. PRIMER INFORME DE EVALUACIÓN DEL IPCC (1990)

- a) **CAMBIO CLIMÁTICO — Evaluación científica del IPCC.** Informe de 1990 del Grupo de trabajo sobre la Evaluación Científica del IPCC (*también en chino, francés, inglés y ruso*)
- b) **CAMBIO CLIMÁTICO — Evaluación de los impactos del IPCC.** Informe de 1990 del Grupo de trabajo sobre Evaluación de los impactos (*también en chino, francés, inglés y ruso*).
- c) **CAMBIO CLIMÁTICO — Estrategias de respuesta del IPCC.** Informe de 1990 del Grupo de trabajo sobre Estrategias de Respuesta del IPCC (*también en chino, francés, inglés y ruso*).
- d) **Resúmenes para responsables de políticas, 1990.**

Escenarios de la emisiones (preparado por el Grupo de trabajo sobre Estrategias de Respuesta del IPCC), 1990.

Evaluación de la vulnerabilidad de las zonas costeras a la elevación del nivel del mar — metodología común, 1991.

II. SUPLEMENTO DEL IPCC (1992)

- a) **CAMBIO CLIMÁTICO 1992 — Informe suplementario a la evaluación científica del IPCC.** Informe de 1992 del Grupo de trabajo sobre Evaluación Científica del IPCC.
- b) **CAMBIO CLIMÁTICO 1992 — Informe suplementario a la evaluación de los impactos del IPCC.** Informe de 1990 del Grupo de trabajo sobre Evaluación de los impactos.

CAMBIO CLIMÁTICO: evaluaciones de 1990 y 1992 del IPCC— Primer informe de evaluación del IPCC – Resumen general y resúmenes para responsables de políticas y suplemento del IPCC de 1992 (*también en chino, francés, inglés y ruso*).

El cambio climático global y el creciente desafío del mar. Subgrupo de trabajo sobre gestión de las zonas costeras del Grupo de trabajo sobre Estrategias de Respuesta del IPCC, 1992.

Informe del Cursillo de Estudios Nacionales del IPCC, 1992.

Directrices preliminares para evaluar los impactos del cambio climático, 1992.

III. INFORME ESPECIAL DEL IPCC, 1994

- a) **Directrices de inventarios nacionales de gases de efecto invernadero** (3 volúmenes), 1994 (*también en chino, francés, inglés y ruso*).

- b) **Directrices técnicas del IPCC para evaluar los impactos del cambio climático y las estrategias de adaptación**, 1994 (*también en chino, francés, inglés y ruso*).

- c) **CAMBIO CLIMÁTICO 1994 — Forzamiento radiativo del cambio climático y evaluación de los escenarios de emisiones IS92 del IPCC.**

IV. SEGUNDO INFORME DE EVALUACIÓN DEL IPCC, 1995

- a) **CAMBIO CLIMÁTICO 1995 — La ciencia del cambio climático** (incluido el Resumen para responsables de políticas). Informe del Grupo de trabajo I del IPCC, 1995.
- b) **CAMBIO CLIMÁTICO 1995 — Análisis científicos y técnicos de impactos, adaptaciones y mitigación del cambio climático.** (incluido el Resumen para responsables de políticas). Informe del Grupo de trabajo II del IPCC, 1995.
- c) **CAMBIO CLIMÁTICO 1995 — Las dimensiones económicas y sociales del cambio climático.** (incluido el Resumen para responsables de políticas). Informe del Grupo de trabajo III del IPCC, 1995.
- d) **Síntesis del Segundo informe de evaluación del IPCC sobre la información científica y técnica pertinente para interpretar el artículo 2 de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático**, 1995.

(Nota: la síntesis del IPCC y los tres resúmenes para responsables de políticas se han publicado en un solo volumen y existen también en árabe, chino, francés, inglés y ruso).

IV. DOCUMENTOS TÉCNICOS DEL IPCC

Tecnologías, políticas y medidas para mitigar el cambio climático — Documento Técnico I del IPCC (*también en francés e inglés*).

Introducción a los modelos climáticos simples utilizados en el Segundo Informe de Evaluación del IPCC — Documento Técnico II del IPCC (*también en francés e inglés*).

Estabilización de los gases atmosféricos de efecto invernadero: implicaciones físicas, biológicas y socioeconómicas — Documento Técnico III del IPCC (*también en francés e inglés*).

Procedimientos del IPCC para la preparación, examen y publicación de sus documentos técnicos

En su undécima reunión (Roma, 11-15 de diciembre de 1995), el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático adoptó por consenso los siguientes procedimientos para la preparación de documentos técnicos.

Los documentos técnicos del IPCC se preparan sobre temas en que se considera esencial una perspectiva científico/técnica internacional independiente.

- a) Se basan en material que se encuentra ya en informes de evaluación e informes especiales del IPPCC;
- b) se inician: i) atendiendo una petición formal de la Conferencia de las Partes en la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático o sus órganos subsidiarios y aceptada por la Mesa del IPCC; o ii) por decisión del Grupo;
- c) se preparan por un equipo de autores, que comprenden un autor principal coordinador, elegido por la Mesa del IPCC de conformidad con las directrices de la selección de autores principales contenidas en los procedimientos del IPCC;*
- d) se someten en forma de proyecto para el examen simultáneo por expertos y gobiernos, al menos cuatro semanas antes de la recepción de los comentarios;
- e) son revisados por los autores principales sobre la base de los comentarios examinados en la fase anterior;
- f) se someten a los gobiernos para el examen final al menos cuatro semanas antes de la recepción de los comentarios;
- g) son ultimados por los autores principales, en consulta con la Mesa del IPCC que cumple la función de comité de redacción, sobre la base de los comentarios recibidos; y

- h) en caso necesario, según determine la Mesa del IPCC, se incluirán en un anexo opiniones, basadas en comentarios hechos durante el examen final de los gobiernos, no reflejadas debidamente en el documento.

Los documentos técnicos se ponen a disposición de la Conferencia de las Partes o de su órgano subsidiario, en respuesta a su petición, y luego se difunden. Cuando los documentos técnicos corresponden a una iniciativa del grupo se publican con carácter general. En ambos casos, en los documentos técnicos del IPCC se resalta al comienzo:

“Este es un documento técnico del Grupo Intergubernamental de expertos sobre el Cambio Climático preparado en respuesta a una [petición de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático]/ [decisión del Grupo]. El material que contiene ha sido examinado por expertos y gobiernos, pero no considerado por el Grupo para su posible aceptación o aprobación.”

-
- * La preparación del primer proyecto de informe deben realizarla autores principales designados por la Mesa del Grupo de trabajo pertinente entre los expertos citados en las listas proporcionadas por todos los países y organizaciones participantes, teniendo debidamente en cuenta los conocidos por sus publicaciones o su obra. En la medida de lo posible, la composición del Grupo de autores principales para una sección de un informe reflejará un justo equilibrio entre diferentes puntos de vista que la Mesa del Grupo de trabajo pueda esperar razonablemente, y en él deberá figurar al menos un experto de un país en desarrollo.