

**Del informe aceptado por el Grupo de Trabajo I
Del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre
Cambio Climático pero no aprobado en detalle**

Preguntas Frecuentes

PF Citadas:

Estas preguntas frecuentes han sido tomadas directamente de los capítulos del informe correspondiente y recopiladas aquí. Cuando referencie PF específicas, por favor refiérase al capítulo correspondiente del informe donde se originó la PF.

Cuando referencie del grupo de PF, por favor, cítelas como sigue:

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

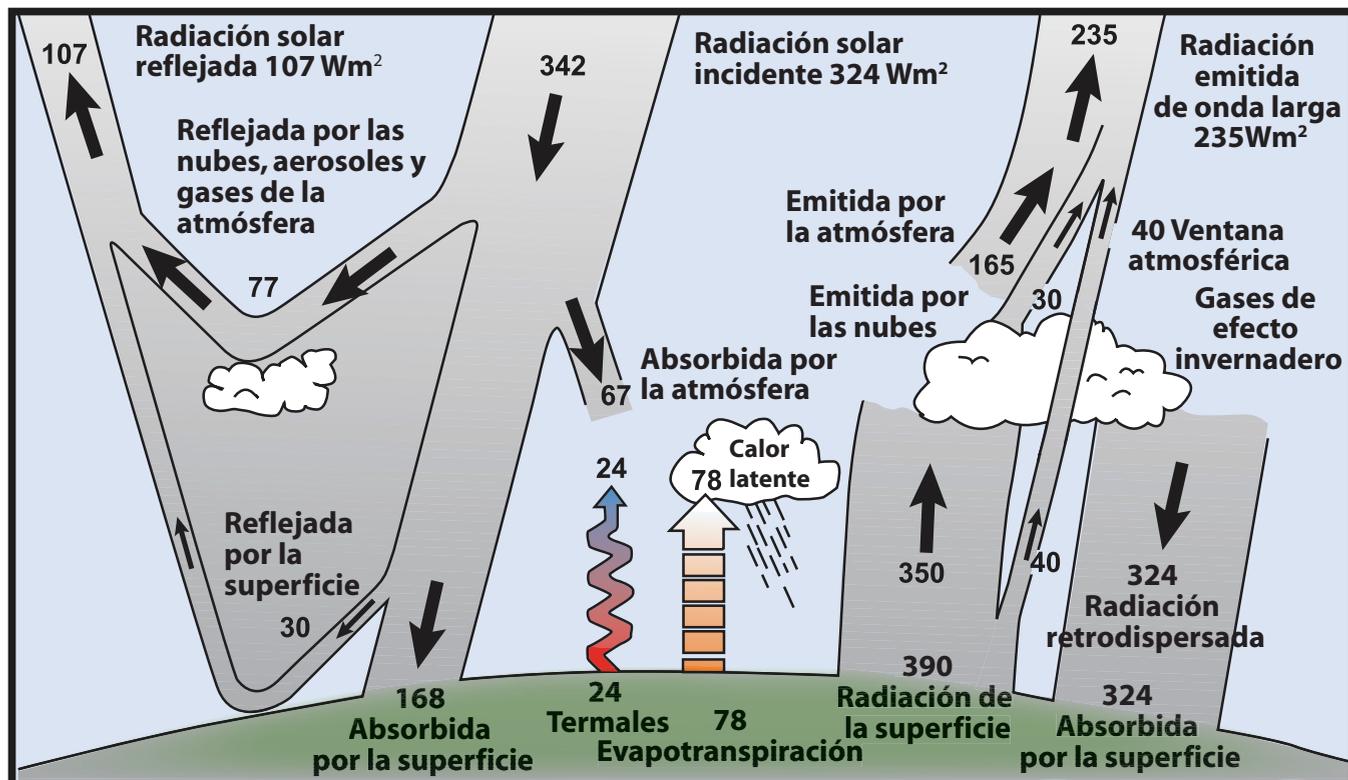
Pregunta Frecuente 1.1

¿Qué factores determinan el clima de la Tierra?

El sistema climático se define como un sistema complejo e interactivo compuesto por la atmósfera, superficie terrestre, hielo y nieve, océanos, otros cuerpos de agua y elementos vivos. Obviamente, el componente atmosférico del sistema caracteriza al clima; a menudo el clima se define como "estado promedio del tiempo". Por lo general, el clima se describe en términos de valores medios y de variabilidad de temperatura, precipitación y viento, que pueden abarcar desde meses hasta millones de años (el período de promediación habitual es de 30 años). El clima evoluciona con el paso del tiempo influido por su propia dinámica interna y debido a factores externos que lo afectan (conocidos como "forzamientos"). Entre los forzamientos externos se pueden incluir fenómenos naturales como erupciones volcánicas y variaciones solares, así como cambios en la composición atmosférica inducidos por los seres humanos. Las radiaciones solares dotan al sistema climático de energía. Existen tres formas fundamentales para cambiar el equilibrio de radiación de la Tierra: 1) cambiando la radiación solar incidente

(por ejemplo: mediante cambios en la órbita terrestre o en el propio Sol); 2) cambiando la fracción de la radiación solar reflejada (denominada 'albedo';(por ejemplo, mediante cambios en la envoltura de las nubes, las partículas de la atmósfera o la vegetación) y 3) modificando la radiación emitida de onda larga desde la Tierra hacia el espacio (por ejemplo: mediante cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero). A su vez, el clima responde directa e indirectamente a estos cambios mediante una serie de mecanismos de retroefecto.

La cantidad de energía que alcanza la parte superior de la atmósfera terrestre por segundo, en una extensión de un metro cuadrado expuesto frente al sol durante el día es de aproximadamente 1,370 vatios, y la cantidad promedio de energía por metro cuadrado por segundo en todo el planeta es un cuarto de esta cifra (véase Fig.1). Alrededor del 30% de la luz solar que alcanza la parte superior de la atmósfera se refleja nuevamente al espacio. Alrededor de las dos terceras partes de esta reflectividad se debe a nubes



PF 1.1, Figura 1. Cálculo del equilibrio anual y mundial de energía. A largo plazo, la cantidad de radiación solar incidente absorbida por la Tierra y la atmósfera alcanza su equilibrio al liberarse por parte de la Tierra y la atmósfera la misma cantidad de radiación emitida de onda larga. La superficie terrestre absorbe alrededor de la mitad de la radiación solar incidente. Esta energía se transfiere a la atmósfera mediante el calentamiento del aire en contacto con la superficie (térmico) por la evapotranspiración y por la radiación emitida de onda larga que es absorbida por las nubes y los gases de efecto invernadero. A su vez, la atmósfera irradia la energía de onda larga de regreso a la Tierra y también al espacio. Fuente: Kiehl and Trenberth (1997).

y partículas pequeñas en la atmósfera conocidas como “aerosoles”. Las zonas de colores claros de la Tierra –sobre todo la nieve, el hielo y los desiertos- reflejan el tercio restante de luz solar. El cambio más drástico en la reflectividad producida por los aerosoles tiene lugar cuando las erupciones volcánicas expulsan sus materiales a la atmósfera a grandes alturas. Por lo general, la lluvia tarda una o dos semanas para limpiar la atmósfera de aerosoles, pero cuando el material de una erupción volcánica violenta se proyecta muy por encima de la nube más alta, en general estos aerosoles afectan el clima durante uno o dos años, antes de caer en la troposfera y ser arrastrados hacia la superficie por las precipitaciones. Las grandes erupciones volcánicas pueden, por ende, provocar una caída en la temperatura media mundial de la superficie de alrededor de medio grado centígrado, que puede durar meses y hasta años. Algunos aerosoles antropógenos pueden reflejar también la luz solar significativamente.

La energía que no se refleja de retorno al espacio la absorbe la superficie de la Tierra y la atmósfera, 240 vatios por m cuadrado ($W m^{-2}$). Para equilibrar la energía entrante, la propia Tierra debe irradiar, como promedio, la misma cantidad de energía de regreso al espacio. La Tierra logra esto mediante la emisión de radiaciones de onda larga. En la Tierra todo emite radiaciones de onda larga de manera incesante. Esa es la energía térmica que uno siente que se desprende de un fuego; mientras más caliente un objeto, más energía de calor irradia. Para emitir $240 W m^{-2}$, una superficie necesitaría una temperatura de unos $-19^{\circ}C$, mucho más frío que las condiciones que existen realmente en la superficie terrestre (la temperatura media mundial es de unos $14^{\circ}C$). Sin embargo, los $-19^{\circ}C$ necesarios se hallan a una altitud de unos 5 km de la superficie.

La razón por la cual la superficie de la Tierra resulta tan caliente se debe a los gases de efecto invernadero, que actúan como un manto parcial para las radiaciones emitidas de onda larga que proviene de la superficie. Este manto se conoce como efecto invernadero natural. Los gases de efecto invernadero más importantes son el vapor de agua y el dióxido de carbono. Los dos componentes más abundantes de la atmósfera –nitrógeno y oxígeno- no causan este efecto. Por otra parte, las nubes ejercen un efecto de cubierta similar al de los gases de efecto invernadero. Sin embargo, este efecto se ve compensado por la reflectividad, de forma tal que, como promedio, las nubes suelen tener un efecto refrescante sobre el clima (aunque localmente uno puede sentir el efecto del calentamiento: las noches nubladas resultan más calientes que las noches claras porque las nubes emiten energía de onda larga a la superficie terrestre). Las actividades humanas intensifican este efecto por la emisión de gases de efecto invernadero. Por ejemplo, la cantidad de dióxido de carbono en la atmósfera se ha incrementado en un 35% aproximadamente en la era industrial y se sabe que este incremento se debe a actividades humanas, básicamente a la combustión de combustibles fósiles y la eliminación de los bosques. De esta forma, la humanidad ha alterado drásticamente la composición química de la atmósfera global con consecuencias sustanciales para el clima.

Como la Tierra es una esfera, en una superficie dada de los trópicos se recibe más energía solar que en las latitudes más altas donde la luz del sol llega a la atmósfera en un ángulo más bajo. La energía se transporta desde las zonas ecuatoriales a las latitudes más altas a través de circulaciones atmosféricas y oceánicas, incluidos los sistemas de tormentas. La energía es también necesaria para evaporar agua del mar o de la superficie terrestre y esta energía, denominada calor latente, se libera cuando el vapor de agua se condensa en las nubes (véase Figura 1). La liberación de este calor latente es el impulsor primario de la circulación atmosférica. A su vez, la circulación atmosférica impulsa gran parte de la circulación oceánica mediante la acción de los vientos sobre las aguas de la superficie oceánica y los cambios de temperatura en la superficie oceánica y la salinidad mediante las precipitaciones y la evaporación.

Debido a la rotación de la Tierra, las pautas de circulación atmosférica tienden a ser más de este a oeste que de norte a sur. Los sistemas meteorológicos a gran escala, que transportan el calor hacia los polos, están enclavados en los vientos del oeste, de latitud media. Estos sistemas meteorológicos son los conocidos sistemas de migración, de bajas y altas presiones y sus frentes fríos y calientes conexos. Debido a los contrastes de temperatura entre la tierra y el océano y los obstáculos tales como las cordilleras y los mantos de hielo, las ondas atmosféricas a escala planetaria del sistema de circulación tienden a estar ancladas, desde el punto de vista geográfico, a continentes y montañas aunque su amplitud puede variar con el paso del tiempo. Como resultado de las pautas de las ondas, un invierno especialmente frío en América del Norte pudiera asociarse a un invierno particularmente cálido en otra parte del hemisferio. Los cambios en los diversos aspectos del sistema climático, como el tamaño del manto de hielo, el tipo y la distribución de la vegetación o la temperatura de la atmósfera o el océano, influirán en las características de circulación a gran escala de la atmósfera y los océanos.

Existen muchos mecanismos de retroefecto en el sistema climático que pueden amplificar (retroefecto positivo) o disminuir (retroefecto negativo) los efectos de un cambio en los forzamientos del clima. Por ejemplo, con el calentamiento del clima terrestre debido al incremento de las concentraciones de gases de efecto invernadero, la nieve y el hielo comienzan a derretirse. Este derretimiento muestra suelos y superficies de agua más oscuros, que se encontraban bajo la nieve y el hielo. Estas superficies más oscuras absorben más calor solar, causando más derretimiento y, así, sigue un ciclo de auto-reforzamiento. Este retroefecto, denominado “retroefecto de albedo de los hielos”, amplifica el calentamiento inicial causado por los crecientes niveles de gases de efecto invernadero. La detección, comprensión y cuantificación exacta de los retroefectos climáticos han sido el centro de numerosas investigaciones realizadas por científicos que tratan de desentrañar las complejidades del clima de la Tierra.

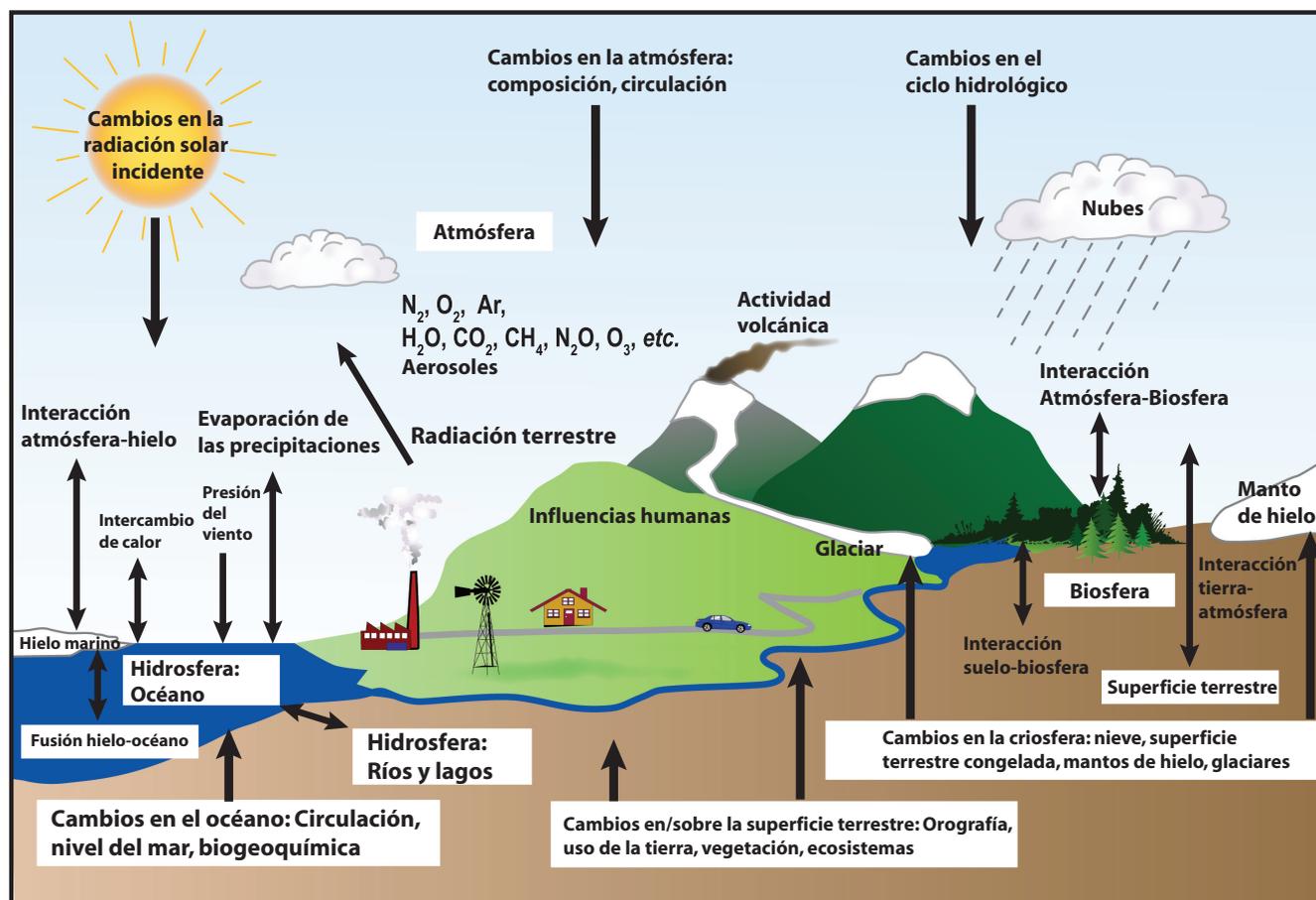
Pregunta Frecuente 1.2

¿Cuál es la relación entre cambio climático y estado del tiempo?

Por lo general, el clima se define como estado promedio del tiempo y por tanto, el cambio climático y el estado del tiempo se entremezclan. De acuerdo con observaciones realizadas se han experimentado cambios en el estado del tiempo, las estadísticas de las variaciones en el estado climatológico en el paso del tiempo son las que identifican los cambios climáticos. Si bien el clima y el estado del tiempo se relacionan estrechamente, existen diferencias importantes entre ambos. Una confusión común entre el clima y el estado del tiempo surge al preguntar a científicos cómo pueden predecir que será el clima dentro de 50 años, si no pueden predecir cuál será el estado del tiempo dentro de unas semanas. La naturaleza caótica del estado del tiempo hace impredecible cualquier pronóstico más allá de unos pocos días. La proyección de cambios en el clima (es decir, el estado del tiempo promedio a largo plazo) debido a cambios en la composición atmosférica u

otros factores, resulta una cuestión muy diferente y mucho más manejable. Como analogía podemos decir que, si bien resulta imposible predecir a qué edad morirá un ser humano, sí podemos decir con gran confianza que la esperanza de vida promedio de las personas en los países industrializados es de alrededor de 75 años. Otra confusión muy común es pensar que un invierno frío, un lugar de enfriamiento en la tierra, constituye una prueba contra el calentamiento global. Siempre hay extremos de frío y calor, aunque su frecuencia e intensidad cambian al cambiar el clima. No obstante, cuando se promedia el estado del tiempo en espacio y tiempo, el hecho de que el mundo está sufriendo un calentamiento emerge claramente a partir de los datos.

Los meteorólogos se esfuerzan muchísimo en la observación, comprensión y predicción de la evolución diaria de los sistemas meteorológicos. Por lo general, los meteorólogos pueden predecir



PF 1.2, Figura 1. Vista esquemática de los componentes del sistema climático, sus procesos e interacciones.

el estado del tiempo exitosamente con varios días de antelación, mediante la utilización de conceptos basados en la física que rigen la forma en qué la atmósfera se mueve, se calienta, se enfría, o la manera en que llueve, nieva, y se evapora el agua. Un factor importante que limita la predictibilidad del estado del tiempo más allá de unos días es la propiedad dinámica fundamental de la atmósfera. En el decenio de 1960, el meteorólogo Edward Lorenz descubrió que diferencias muy ligeras en las condiciones iniciales pueden producir pronósticos muy diferentes.

Este es el llamado efecto mariposa: una mariposa que bate sus alas (o cualquier otro fenómeno pequeño) en un lugar, puede, en principio, alterar el patrón ulterior del estado del tiempo en un lugar lejano. En el centro de este resultado se encuentra la teoría del caos, que explica cómo cambios pequeños en ciertas variables pueden causar cierta aleatoriedad en sistemas complejos.

No obstante, la teoría del caos no implica una ausencia total de orden. Por ejemplo, condiciones ligeramente diferentes y tempranas en la historia pudieran alterar el día de llegada de una tormenta o su trayectoria exacta en una región, pero las temperaturas y las precipitaciones medias (es decir, el clima) serían las mismas para esa región y período de tiempo. Dado que un problema significativo que enfrenta el pronóstico meteorológico es el conocimiento de todas las condiciones al comienzo del período de pronósticos, puede resultar de utilidad pensar el clima mientras se analizan las condiciones de fondo para el estado del tiempo. Más exactamente, puede verse el clima como un elemento que tiene relación con al estado de todo el sistema de la Tierra, incluida la atmósfera, los suelos, los océanos, la nieve, el hielo, y las organismos vivos (ver Figura 1) que sirve como condición de fono mundial que determina los patrones del estado del tiempo. Un ejemplo de ello sería un fenómeno de El Niño afectando las condiciones meteorológicas en la costa de Perú. El Niño establece los límites de evolución probable de los patrones del estado del tiempo que pueden producirse por los efectos aleatorios. Y un fenómeno de La Niña establecería límites diferentes.

Otro ejemplo puede hallarse en el contraste familiar entre verano e invierno. El transcurrir de las estaciones se debe a cambios en los patrones geográficos de la energía absorbida e irradiada por el sistema terrestre. De igual forma, las proyecciones del clima futuro cobran forma por los cambios fundamentales en la energía térmica en el sistema de la Tierra, en particular, la intensidad creciente del efecto invernadero que atrapa el calor cerca de la superficie de la Tierra, determinado por la cantidad de dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero de la atmósfera. La proyección de los cambios en el clima dentro de 50 años debido a los gases de efecto invernadero es un problema muy diferente y más fácil de resolver que pronosticar los patrones del estado del tiempo para dentro de unas pocas semanas. Es decir, las variaciones a largo plazo debido a cambios en la composición de la atmósfera son mucho más predecibles que los sucesos meteorológicos específicos. Por ejemplo, si bien no se puede predecir el resultado al lanzar una moneda al aire ni predecir los números al tirar los dados, sí podemos predecir el comportamiento estadístico de una gran cantidad de estas pruebas.

Mientras muchos factores continúan influyendo en el clima, los científicos han determinado que las actividades humanas se han convertido en una fuerza dominante, responsables de gran parte del calentamiento que hemos experimentado en los últimos 50 años. Los cambios climáticos provocados por el ser humano se han producido básicamente por las variaciones en las cantidades de gases de efecto invernadero en la atmósfera, y también por los cambios en las pequeñas partículas (aerosoles), así como, por ejemplo, debido a cambios en el uso de la tierra. En la medida en que cambia el clima, se afectan las probabilidades de cierto tipo de sucesos meteorológicos. Por ejemplo, en la medida en que se ha elevado la temperatura de la Tierra, se han hecho más frecuentes e intensos algunos fenómenos meteorológicos (como las olas de calor y las lluvias intensas), mientras otros son menos frecuentes e intensos ahora (como el frío extremo).

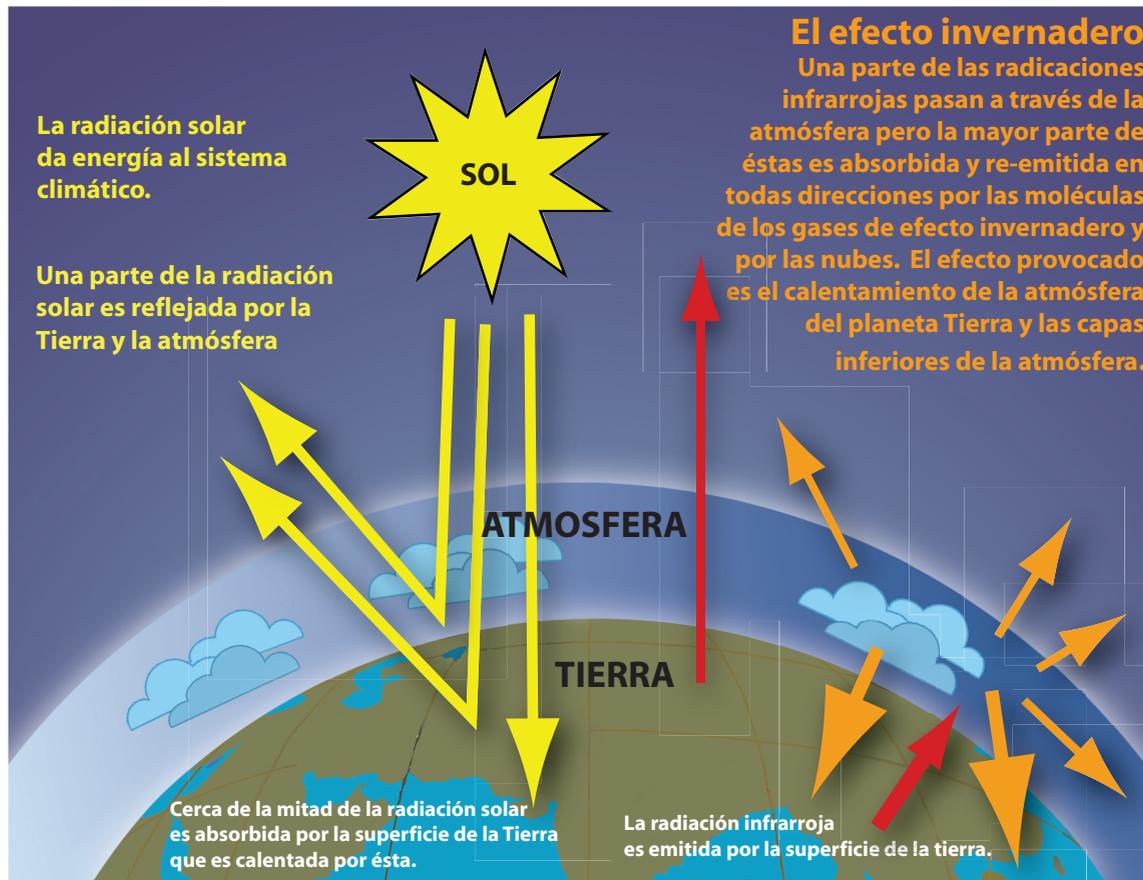
Pregunta Frecuente 1.3

¿Qué es el efecto invernadero?

El Sol activa el clima de la Tierra, irradiando energía en longitud de ondas cortas predominantemente en la parte visible o casi visible (por ejemplo ultravioleta) del espectro. Aproximadamente una tercera parte de la energía solar que alcanza la zona superior de la atmósfera terrestre se refleja directamente de nuevo al espacio. Las dos restantes terceras partes son absorbidas por la superficie y, en menor magnitud, por la atmósfera. Para equilibrar la energía entrante absorbida, la Tierra debe, como promedio, irradiar la misma cantidad de energía al espacio. Como la Tierra es mucho más fría que el sol, ésta irradia en longitudes de onda mucho más largas, sobre todo en la parte infrarroja del espectro (véase Figura 1.) La atmósfera, con la participación de las nubes, absorbe gran parte de esta radiación térmica emitida por los suelos y el océano y la vuelve a irradiar a la Tierra. Esto es lo que se denomina efecto invernadero. Las paredes de vidrio de los invernaderos reducen el flujo del aire e incrementan la temperatura del aire dentro. De forma análoga, pero mediante un proceso físico diferente, el efecto invernadero de la Tierra calienta la superficie del planeta. Sin el

efecto invernadero natural, la temperatura promedio de la superficie terrestre estaría por debajo del punto de congelamiento del agua. Por tanto, el efecto invernadero natural hace posible la vida tal como la conocemos. Sin embargo, las actividades humanas, básicamente la quema de combustibles fósiles y la eliminación de bosques, han intensificado grandemente el efecto invernadero natural, dando lugar al calentamiento mundial.

Los dos gases más abundantes en la atmósfera, el nitrógeno (que abarca el 78% de la atmósfera seca) y el oxígeno (que abarca el 21%), apenas ejercen efecto invernadero. El efecto invernadero proviene de las moléculas más complejas y mucho menos comunes. El vapor de agua es el gas de efecto invernadero más importante y el dióxido de carbono (CO_2) es el segundo en importancia. El metano, el óxido nitroso, ozono y varios otros gases presentes en la atmósfera en pequeñas cantidades contribuyen también al efecto invernadero. En las regiones ecuatoriales húmedas donde hay tanto vapor de agua en el aire y el efecto invernadero



PF 1.3, Figura 1. Modelo idealizado del efecto invernadero natural. Véase texto para la explicación.

es tan grande, la adición de una pequeña cantidad de CO_2 o de vapor de agua tiene solo un impacto directo pequeño en la radiación infrarroja descendente. Sin embargo, en las regiones frías y polares, el efecto de un pequeño incremento de CO_2 o vapor de agua es mucho mayor. Lo mismo ocurre con la atmósfera superior fría y seca donde un pequeño incremento del vapor de agua tiene una mayor influencia en el efecto invernadero de lo que el mismo cambio en el vapor de agua tendría cerca de la superficie.

Varios componentes del sistema climático, a saber, los océanos y los elementos vivos, afectan las concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero. Un ejemplo importante de ello son las plantas que obtienen el CO_2 de la atmósfera y lo convierten (junto con el agua) en carbohidratos mediante la fotosíntesis. En la era industrial, las actividades humanas han añadido gases de efecto invernaderos a la atmósfera, básicamente a través de la quema de combustibles fósiles y la eliminación de bosques.

La adición de más gases de efecto invernadero, digamos CO_2 , a la atmósfera, intensifica el efecto invernadero y, por tanto, calienta el clima de la Tierra. El grado de calentamiento depende de varios mecanismos de retroefecto. Por ejemplo, en la medida en que se calienta la atmósfera debido a los niveles crecientes de gases

de efecto invernadero, la concentración de vapor de agua se incrementa, intensificando aún más el efecto invernadero. Esto a su vez causa mayor calentamiento que trae consigo un incremento adicional del vapor de agua, en un ciclo de auto-reforzamiento. Este retroefecto de vapor de agua puede ser lo suficientemente fuerte como para casi duplicar el aumento del efecto invernadero, solo debido al CO_2 que se ha añadido.

Otros mecanismos de retroefecto importantes incluyen la participación de las nubes. Las nubes son eficaces en la absorción de radiación infrarroja y por tanto, ejercen un gran efecto invernadero que calienta la Tierra. Las nubes son eficaces también reflejando hacia afuera la radiación solar entrante, enfriando así a la Tierra. Un cambio en cualquiera de los aspectos de las nubes, como el tipo, ubicación, contenido de agua, altitud, tamaño y forma de las partículas o duración, afecta el grado en que las nubes calientan o enfrían la Tierra. Algunos cambios intensifican el calentamiento mientras que otros lo disminuyen. Se realizan múltiples investigaciones para comprender mejor cómo cambian las nubes en respuesta al calentamiento del clima y cómo estos cambios afectan el clima mediante diversos mecanismos de retroefecto.

Pregunta Frecuente 2.1

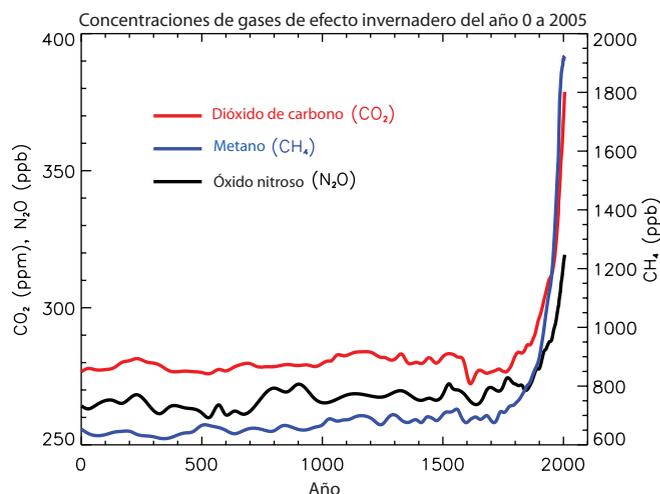
¿Cómo contribuyen las actividades humanas a los cambios climáticos? y ¿Cómo se comparan con las influencias humanas?

Las actividades humanas contribuyen al cambio climático provocando cambios en la atmósfera terrestre en cuanto a las cantidades de gases de efecto invernadero, aerosoles (partículas pequeñas) y la nubosidad. La mayor contribución conocida proviene de la combustión de combustibles fósiles, que libera el gas de dióxido de carbono a la atmósfera. Los gases de efecto invernadero y los aerosoles afectan al clima al alterar la radiación solar entrante y la radiación (térmica) infrarroja saliente, que forman parte del equilibrio energético de la Tierra. La variación de la abundancia de la atmósfera o las propiedades de estos gases y partículas, puede conducir a un calentamiento o enfriamiento del sistema climático. Desde el comienzo de la era industrial (alrededor de 1750), el efecto general de las actividades humanas sobre el clima ha sido provocar el calentamiento. El impacto de los seres humanos en el clima durante esta era es muy superior a esto debido a cambios conocidos en los procesos naturales, tales como cambios solares y erupciones volcánicas.

Gases de efecto invernadero

Las actividades humanas traen como consecuencia la emisión de cuatro gases de efecto invernadero principales: dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O) y los halocarbonos (grupo de gases que contienen flúor, cloro y bromo). Estos gases se acumulan en la atmósfera, provocando un incremento de sus concentraciones con el paso del tiempo. En la era industrial se han producido incrementos significativos de todos estos gases (Véase Figura 1) Todos estos incrementos se atribuyen a las actividades humanas.

- El dióxido de carbono ha aumentado debido al uso de combustibles en el transporte, los sistemas de calefacción y aire acondicionado de edificaciones, la producción de cemento y otros bienes. Con la deforestación se libera CO_2 y se reduce la absorción de CO_2 de las plantas. El dióxido de carbono se libera también en procesos naturales como la descomposición de la materia vegetal.
- El metano ha aumentado como resultado de las actividades humanas relacionadas con la agricultura, la distribución del gas natural y los vertederos. También hay procesos naturales en los que se libera metano, como por ejemplo, en los humedales. Las concentraciones de metano no están aumentando actualmente en la atmósfera porque su tasa de crecimiento disminuyó en los dos últimos decenios.
- Como resultado de las actividades humanas se emite también el óxido nitroso con el uso de fertilizantes y la quema de combustibles fósiles. Los procesos naturales de los suelos y los océanos también liberan N_2O .

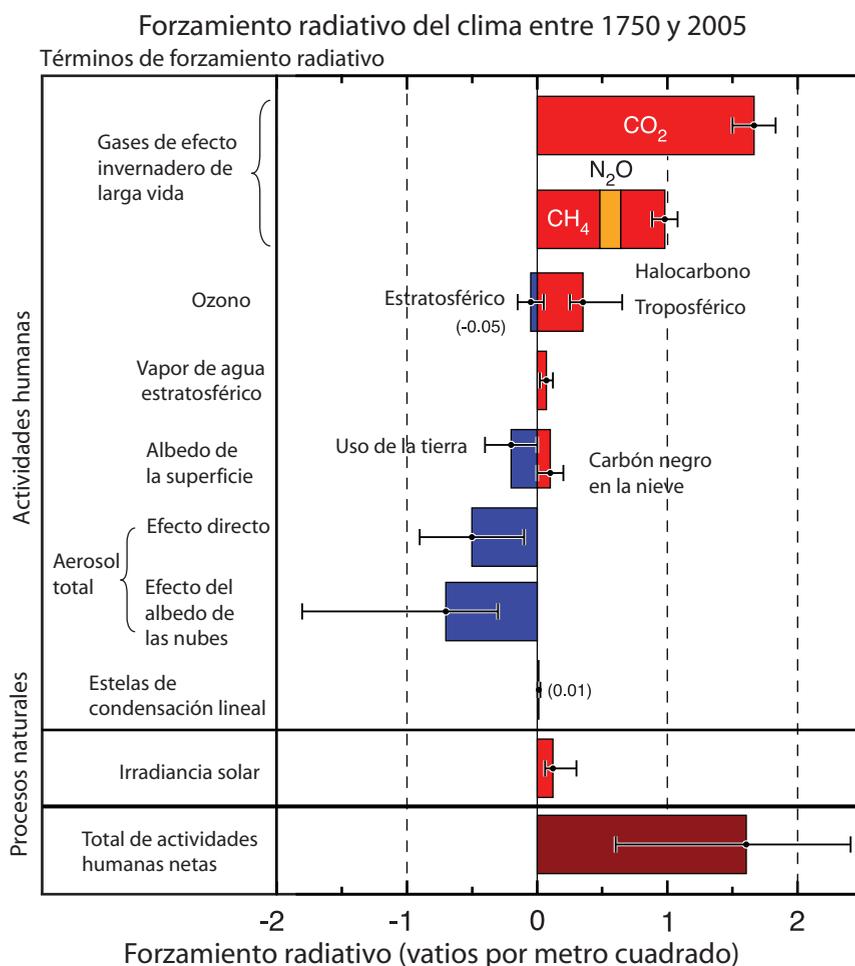


PF 2.1, Figura 1. Concentraciones importantes de gases de efecto invernadero de larga vida en los últimos 2000 años. Los incrementos experimentados desde aproximadamente el año 1750 se atribuyen a las actividades humanas de la era industrial. Las unidades de concentración se miden en partes por millones (ppm) o partes por miles de millones (ppb), indicando la cantidad de moléculas de gases de efecto invernadero por millones o miles de millones de moléculas de aire, respectivamente, en una muestra de la atmósfera. (Datos combinados y simplificados de los capítulos 6 y 2 del presente informe.)

- Las concentraciones de halocarbonos han aumentado básicamente debido a las actividades humanas. Los procesos naturales también han sido una fuente pequeña. Entre los halocarbonos principales se incluyen los Clorofluorocarbonos (como CFC- 11 y CFC- 12), que se utilizaban extensivamente como agentes de refrigeración y en otros procesos industriales antes de que se conociese que su presencia en la atmósfera causara el agotamiento del ozono en estratosfera. Las altas concentraciones de Clorofluorocarbonos disminuye como resultado de las regulaciones internacionales diseñadas para proteger la capa de ozono.
- El ozono es un gas de efecto invernadero que se produce y destruye continuamente en la atmósfera debido a reacciones químicas. En la troposfera, ha aumentado la concentración de ozono como resultado de las actividades humanas en las que se liberan gases tales como monóxido de carbono, hidrocarburos y óxido de nitrógeno, que reaccionan químicamente produciendo el ozono. Como se menciona anteriormente, los halocarbonos liberados como consecuencia de las actividades humanas destruyen el ozono en la estratosfera y han abierto el hueco de ozono sobre la Antártida.
- El vapor de agua es el gas de efecto invernadero más abundante e importante presente en la atmósfera. Sin embargo, las actividades humanas tienen sólo una pequeña influencia directa

respecto de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera. De manera indirecta, los seres humanos tienen la capacidad de incidir sustancialmente sobre el vapor de agua y cambiar el clima. Por ejemplo, una atmósfera más cálida contiene más vapor de agua. Las actividades humanas también influyen en el vapor de agua a través de las emisiones de CH_4 , debido a que este último sufre una destrucción química en la estratosfera, produciendo así una cantidad pequeña de vapor de agua.

- Los aerosoles son partículas pequeñas presentes en la atmósfera que tienen un amplio rango de variación en cuanto a concentración, composición química y tamaño. Algunos aerosoles se emiten directamente a la atmósfera mientras que otros se forman a partir de compuestos emitidos. Los aerosoles contienen compuestos que se producen de forma natural y otros que son emitidos como resultado de las actividades humanas. La quema de combustibles fósiles y de biomasa ha incrementado el por ciento de aerosoles que contienen compuestos de azufre, compuestos orgánicos y carbón negro (hollín). Las actividades humanas tales como la explotación minera a cielo abierto y los procesos industriales han incrementado las cantidades de polvo en la atmósfera. Entre los aerosoles naturales están el polvo mineral liberado por la superficie, los aerosoles de la sal marina, las emisiones biogénicas del suelo y los océanos, y los aerosoles de polvo y en sulfato producidos por las erupciones volcánicas.



PF2.1, Figura 2. Resumen de los componentes principales del forzamiento radiativo del cambio climático. Todos estos forzamientos radiativos ocurren debido a uno o más factores que afectan el clima y se asocian a actividades humanas o procesos naturales como se analiza en el texto. Los valores representan los forzamientos en 2005, en relación con la era industrial (aproximadamente 1750). Las actividades humanas provocan cambios significativos en los gases de larga vida, el ozono, el vapor de agua, el albedo de la superficie, los aerosoles y las estelas de condensación. El único incremento de un forzamiento natural de importancia entre 1750 y 2005 ocurrió en el caso de la irradiancia solar. Los forzamientos positivos conducen al calentamiento del clima y los negativos, al enfriamiento. La línea negra delgada anexa a cada barra de color representa el rango de incertidumbre para el valor respectivo. (Figura adaptada de la Figura 2.20 de este informe.)

PF 2.1, Recuadro 1: ¿Qué es el forzamiento radiativo?

¿Qué es el forzamiento radiativo? La influencia de un factor que puede causar un cambio climático, como por ejemplo, el gas de efecto invernadero, se evalúa a menudo en términos de su forzamiento radiativo, que constituye una medida de cómo el equilibrio del sistema atmosférico de la Tierra se comporta cuando se alteran los factores que afectan el clima. La palabra radiativo proviene del hecho de que estos factores cambian el equilibrio entre la radiación solar entrante y la radiación infrarroja saliente dentro de la atmósfera terrestre. El equilibrio radiativo controla la temperatura de la superficie terrestre. El término forzamiento se utiliza para indicar que el equilibrio radiativo de la Tierra está siendo separado de su estado normal.

Un forzamiento radiativo se cuantifica por lo general como la 'tasa de cambio de energía por área de unidad del planeta medida en la parte superior de la atmósfera' y se expresa en 'Vatios por metro cuadrado' (véase Figura 2). Cuando el forzamiento radiativo de un factor o grupo de factores se evalúa como positivo, la energía del sistema atmósfera-Tierra se incrementará posteriormente, conduciendo al calentamiento del sistema. Por el contrario, un forzamiento radiativo negativo hará que la energía disminuya ulteriormente, conduciendo a un enfriamiento del sistema. Los climatólogos enfrentan el desafío de identificar todos los factores que afectan el clima y los mecanismos mediante los cuales se ejerce un forzamiento, a fin de poder cuantificar el forzamiento radiativo de cada factor y evaluar el forzamiento radiativo total de los grupos de factores.

Forzamiento radiativo de factores afectados por las actividades humanas

La Figura 2 muestra las contribuciones a los forzamientos radiativos hechas por algunos de los factores influidos por actividades humanas. Los valores reflejan el forzamiento total en comparación con el comienzo de la era industrial (alrededor de 1750). Los forzamientos para todos los incrementos de los gases de efecto invernadero –los mejor entendidos debido a las actividades humanas–, son positivas porque cada gas absorbe la radiación infrarroja ascendente en la atmósfera. De los gases de efecto invernadero, el aumento de CO₂ ha sido el que ha causado un mayor forzamiento en este período. Los incrementos del ozono en la troposfera han contribuido también al calentamiento mientras que la disminución del ozono en la estratosfera ha contribuido al enfriamiento.

Las partículas de aerosoles influyen directamente en los forzamientos radiativos y en la absorción de la radiación solar e infrarroja de la atmósfera. Algunos aerosoles traen como consecuencia un forzamiento positivo mientras otros producen uno negativo. La suma de los forzamientos radiativos directos y todos los tipos de aerosoles es negativa. De manera indirecta, los aerosoles traen como resultado también un forzamiento radiativo negativo debido a los cambios que causan en las propiedades de las nubes.

Desde el comienzo de la era industrial, las actividades humanas han modificado la naturaleza de la envoltura terrestre en todo el mundo, sobre todo mediante cambios en las tierras agrícolas, los pastizales y los bosques. Han modificado además las propiedades reflectoras del hielo y la nieve. En general, es probable que actualmente se refleje más radiación solar de la superficie terrestre debido a las actividades humanas. Este cambio trae como resultado un forzamiento negativo.

Los aviones dejan atrás una cola lineal de condensación (estela de condensación) en las regiones donde hay temperaturas bajas y

alta humedad. Las estelas de condensación son una forma de cirro que refleja la radiación solar y absorbe la radiación infrarroja. Las estelas lineales de las operaciones aeronáuticas a nivel mundial han incrementado la nubosidad de la Tierra y se calcula que producen un pequeño forzamiento radiativo positivo.

Forzamientos radiativos a partir de cambios naturales

Los forzamientos naturales surgen debido a los cambios solares y las explosiones de las erupciones volcánicas. La radiación solar total se ha incrementado gradualmente en la era industrial causando un pequeño forzamiento radiativo (véase Figura 2). Ello se añade a los cambios cíclicos en la radiación solar que tienen un ciclo de 11 años. La energía solar calienta directamente al sistema climático y puede afectar también la abundancia en la atmósfera de algunos gases de efecto invernadero, como el ozono estratosférico. Las explosiones de las erupciones volcánicas pueden crear un forzamiento negativo de breve duración (de 2 a 3 años) mediante el incremento temporal que ocurre en el sulfato en aerosol de la estratosfera. En la actualidad, la estratosfera se encuentra libre de aerosoles volcánicos pues la última erupción grande fue en 1991 (Pinatubo).

Las diferencias en las estimaciones de los forzamientos radiativos entre los valores actuales y los del comienzo de la era industrial para los cambios en la irradiancia solar y los volcanes son muy pequeñas en comparación con las diferencias en los forzamientos radiativos que se estima son el resultado de la actividad humana. Como consecuencia de ello, en la atmósfera actual, los forzamientos radiativos ocasionados por la actividad humana son mucho más importantes para el cambio climático actual y futuro que los forzamientos radiativos calculados a partir de los cambios en los procesos naturales.

Pregunta Frecuente 3.1

¿Cómo varían las temperaturas en la Tierra?

Las observaciones instrumentales en los últimos 150 años muestran que las temperaturas de la superficie se han elevado en todo el orbe, con importantes variaciones regionales. En cuanto al promedio mundial, el calentamiento durante el siglo pasado se produjo en dos fases, del decenio de 1910 al de 1940 (0,35°C), y más fuertemente desde el decenio de 1970 hasta el presente (0,55°C). Ha tenido lugar una tasa creciente de calentamiento en los últimos 25 años y 11 de los 12 años más calientes registrados, han ocurrido en los últimos 12 años. Las observaciones mundiales por encima de la superficie desde finales del decenio de 1950 señalan que la troposfera (hasta unos 10 km) se ha calentado a una tasa ligeramente mayor que la superficie, mientras que la estratosfera (de 10 a 30m) se ha enfriado notablemente desde 1979, lo que concuerda con las expectativas físicas y la mayoría de los resultados de los modelos. La confirmación del calentamiento de la atmósfera proviene del calentamiento de los océanos, los incrementos del nivel del mar, el derretimiento de los glaciares, el desplazamiento del hielo marino en el Ártico y la disminución de capa de nieve en el hemisferio norte.

No hay un termómetro solo para medir la temperatura mundial. Por el contrario, las mediciones termométricas individuales tomadas a diario en miles de estaciones terrestres en todo el mundo se combinan con miles de mediciones más de la temperatura de la superficie marina, tomadas por barcos que se mueven por los océanos, a fin de realizar un cálculo de la temperatura media mundial, mensualmente. Para obtener los cambios consecuentes que tienen lugar a lo largo del tiempo, el análisis fundamental se ha de centrar en las anomalías (diferencias respecto de la media climatológica en cada sitio) pues éstas son más robustas respecto para medir los cambios con la disponibilidad de datos. Estas mediciones se pueden utilizar en la actualidad analizando valores desde 1850 hasta el presente; aunque la cobertura no era mundial, ni mucho menos, en la segunda mitad del siglo XIX, sí resulta mejor después de 1957 cuando comenzaron las mediciones en la Antártida y mejor aún después de 1980, cuando comenzaron las mediciones vía satélite.

Vistas como promedio mundial, las temperaturas de la superficie han aumentado en unos 0,74°C en los últimos cien años (entre 1906 y 2005; véase Figura 1). Sin embargo, este calentamiento no ha sido estable ni igual en las diferentes estaciones o localidades. No hubo mucho cambio general desde 1850 hasta alrededor de 1915, más allá de los altibajos asociados con la variabilidad natural pero que pueden haber incrementado, en parte, por un muestreo deficiente. Se produjo un incremento (0,35°C) en la temperatura media mundial desde el decenio de 1910 hasta el de 1940, seguido por un ligero enfriamiento (0,1°C), y después un calentamiento rápido (0,55°C) hasta finales de 2006 (Figura 1). Los años más cálidos de la serie son 1988 y 2005 (estadísticamente indistinguibles), y 11 de los 12 años más cálidos han tenido lugar en los últimos doce años (de 1995 a 2006). El calentamiento, sobre todo desde el decenio de 1970, ha sido generalmente mayor en la superficie terrestre que en el mar. Desde el punto de vista estacional, el calentamiento ha sido

ligeramente mayor en el hemisferio invernal. Se ha producido un calentamiento adicional en las ciudades y áreas urbanas (denominado a menudo efecto de isla de calor urbana) pero se limita a una extensión espacial, y se conocen sus efectos para ambas, al excluir la mayor cantidad posible de sitios afectados de los datos de la temperatura mundial e incrementar el rango de errores (la banda gris clara en la figura).

Algunas zonas se han enfriado desde 1901, mayormente en la parte septentrional del Atlántico Norte, cerca de la parte sur de Groenlandia. Durante este tiempo el calentamiento ha sido mayor en las zonas interiores de Asia y la parte septentrional de América del Norte. Sin embargo, como son zonas con variabilidad anual, la señal más evidente del calentamiento ha ocurrido en partes de las latitudes medias y bajas, sobre todo en los océanos tropicales. En el panel inferior izquierdo de la Figura 1, que muestra las tendencias en la temperatura desde 1979, el patrón del océano Pacífico muestra regiones de calentamiento y enfriamiento relacionadas con El Niño.

Recientemente resultan ya posibles los análisis de cambios a largo plazo en extremos de temperatura diaria en muchas regiones del mundo (partes de América del Norte y la parte meridional de Sudamérica, Europa, Asia septentrional y oriental, África austral y Australasia). Sobre todo, desde el decenio de 1950, estos registros muestran una disminución en la cantidad de días y noches muy frías (véase PF 3.3). La temporada libre de congelación se ha extendido en la mayoría de las regiones de latitud media y alta, en ambos hemisferios. En el hemisferio norte, se manifiesta fundamentalmente en un comienzo temprano de la primavera.

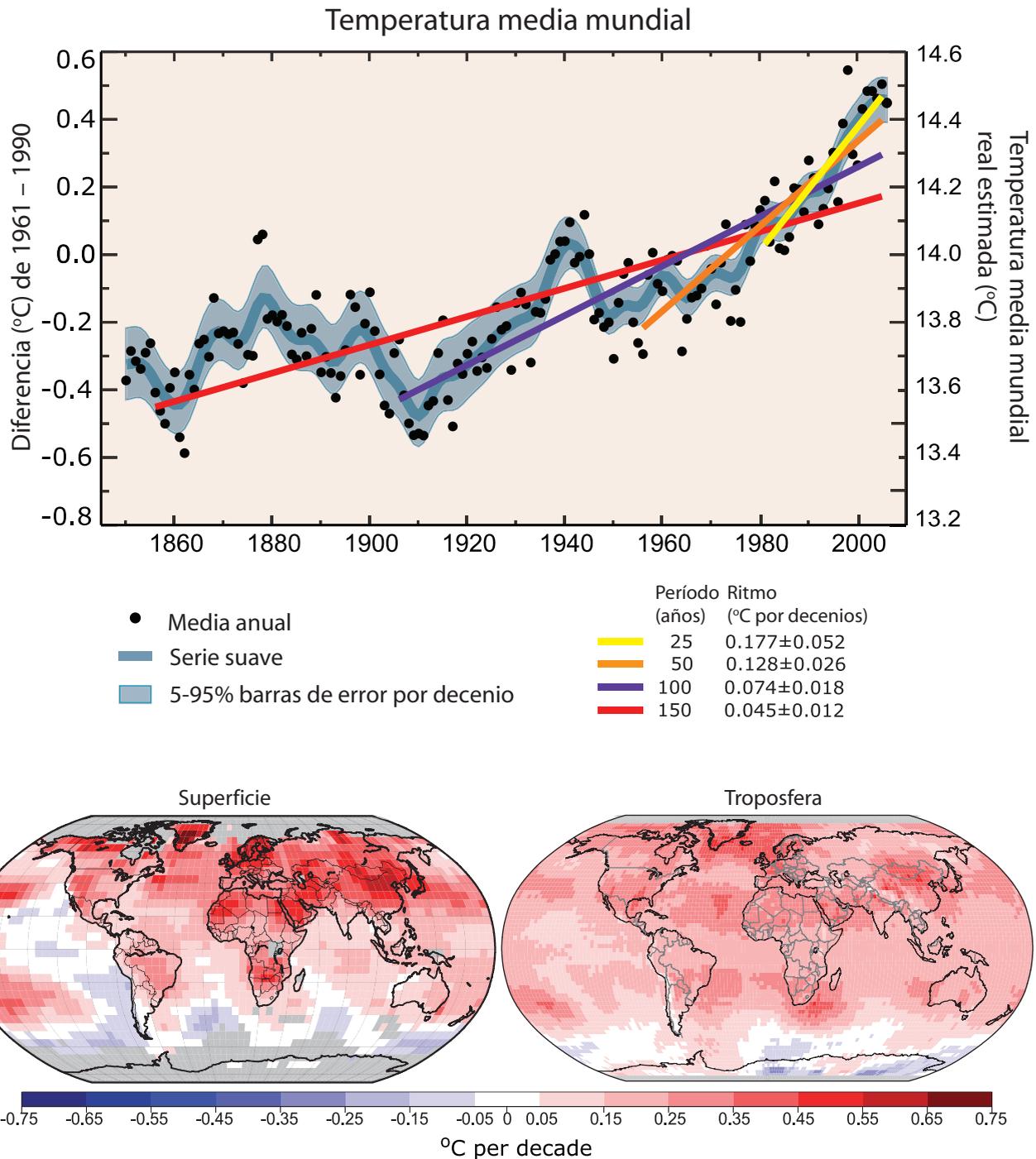
Además de los datos de superficie descritos supra, las mediciones de la temperatura por encima de la superficie se han realizado desde globos meteorológicos, con una cobertura razonable de superficie terrestre desde 1958, y desde satélites desde 1979. Todos los datos se ajustan acorde con los cambios en instrumentos y prácticas de observación donde sea necesario. Los datos de satélites de microondas se han usado para crear un "registro de temperatura de satélite" para las capas gruesas de la atmósfera, incluida la troposfera (de la superficie hasta unos 10 km) y la estratosfera inferior (de 10 a 30 km). A pesar de varios nuevos tipos de los análisis realizados con una calibración cruzada mejorada de los 13 instrumentos disponibles en satélites diferentes usados desde 1979 y la compensación de los cambios al observar el tiempo y la altitud del satélite, aún persisten algunas incertidumbres en las tendencias.

Respecto de las observaciones mundiales desde finales del decenio de 1950, las versiones más recientes de todos los conjuntos de datos muestran que la troposfera se ha calentado a un ritmo ligeramente superior que la superficie, mientras que la estratosfera se ha enfriado marcadamente desde 1979. Esto concuerda con las expectativas físicas y la mayoría de los resultados de los modelos, que demuestran la función de los crecientes gases de efecto in-

vernadero en el calentamiento de la troposfera y el enfriamiento de la estratosfera. El agotamiento del ozono contribuye también al enfriamiento de la estratosfera.

Consecuente con los incrementos observados en la temperatura de la superficie, ha habido disminuciones en la longitud de las temporadas de congelación de ríos y lagos. Hubo una reducción casi mundial en la masa y extensión glaciaria en el siglo XX; el der-

retimiento del manto de hielo en Groenlandia recién se muestra; la cubierta de nieve ha disminuido en muchas regiones del hemisferio norte; el grosor y la extensión del hielo marino ha disminuido en el Ártico en todas las estaciones, sobre todo en primavera y verano; los océanos se calientan y el nivel del mar sube debido a la expansión térmica de los océanos y el derretimiento del hielo terrestre.



PF 3.1, Figura 1. (Arriba) Temperaturas medias anuales mundiales observadas (puntos negros) con ajustes simples a los datos. El eje izquierdo muestra anomalías relacionadas con el promedio de 1961 a 1990 y el eje derecho muestra la temperatura real calculada (°C). Se muestran los ajustes de la tendencia lineal en los últimos 25 (amarillo), 50 (naranja), 100 (púrpura) y 150 años (rojo) que corresponden al período de 1981 hasta 2005, de 1956 a 2005, de 1906 a 2005, y de 1856 a 2005, respectivamente. En los períodos recientes más cortos, la curvatura es aún mayor indicando un calentamiento acelerado. La curva azul muestra las variaciones decenales. Para mostrar si las fluctuaciones son significativas, el decenal del 5% al 95% (gris claro) se muestran los rangos de errores sobre esa línea (concordantemente, los valores anuales exceden esos límites). Los resultados de los modelos de clima influenciados por los forzamientos radiativos del siglo XX (capítulo 9) sugieren que hubo poco cambio antes de 1915 y que una fracción sustancial del cambio a principios del siglo XX se debió a influencias naturales, incluidos cambios en la radiación solar, volcanismo y la variabilidad natural. Desde ≈ 1940 hasta 1970 la creciente industrialización que siguió a la Segunda Guerra Mundial aumentó la contaminación en el hemisferio norte, contribuyendo así al enfriamiento. Los incrementos de CO_2 y otros gases de efecto invernadero dominan el calentamiento observado a partir de mediados del decenio de 1970. (Debajo) Los patrones de la temperatura lineal mundial desde 1979 hasta 2005, calculados en la superficie (izquierda) y la troposfera (derecha), desde la superficie hasta unos 10km de altitud, tomados de registros de satélites. Las zonas grises indican datos incompletos. Nótese el calentamiento más espacialmente uniforme en el registro troposférico del satélite mientras que los cambios de temperatura en la superficie se relacionan más claramente con el área terrestre y el mar.

¹ Tomado del conjunto de datos de HadCRUT3.

Pregunta Frecuente 3.2

¿Cómo varía la precipitación en la actualidad?

Las observaciones realizadas muestran que en la actualidad ocurren cambios en la cantidad, intensidad, frecuencia y tipo de precipitación. Estos aspectos de la precipitación generalmente muestran gran variabilidad natural; y fenómenos como El Niño y los cambios en los patrones de la circulación atmosférica como la Oscilación del Atlántico Norte tienen una notable influencia. En algunos lugares se han observado tendencias pronunciadas a largo plazo desde 1900 a 2005 en cuanto a la precipitación: significativamente más húmedo en las zonas orientales de América del Norte y del Sur, Europa septentrional, Asia septentrional y central, pero más seco en el Sahel, África meridional, el Mediterráneo y Asia meridional. Hay más precipitación en forma de lluvia que como nieve en las regiones septentrionales. Se han observado amplios incrementos en precipitaciones intensas hasta en lugares donde las cantidades totales han disminuido. Estos cambios se asocian al incremento del vapor de agua en la atmósfera debido al calentamiento de los océanos mundiales, sobre todo en las latitudes más bajas. También se han experimentado incrementos en algunas regiones respecto de la ocurrencia de sequías e inundaciones.

La precipitación es el término general que abarca las lluvias, nevadas y otras formas de agua líquida o congelada que cae de las nubes. La precipitación es intermitente y cuando ocurre, su carácter depende en gran medida de las condiciones del tiempo y la temperatura. Las condiciones meteorológicas determinan el suministro de humedad a través de los vientos y la evaporación en la superficie y la forma en que se agrupan las nubes en las tormentas. La precipitación se forma al condensarse el vapor de agua, usualmente en aire ascendente que se expande y por tanto, se enfría. El movimiento ascendente es el resultado del aire que se eleva de las montañas, el aire caliente que se desplaza por encima del aire más frío (frente caliente), el aire más frío que hace presión por debajo del aire caliente (frente frío), la convección del calentamiento local de la superficie, y otros sistemas meteorológicos tiempo y de nubes. Por tanto, los cambios que se produzcan en cualquiera de estos aspectos alteran la precipitación. Como los mapas de precipitación tienden a ser dispersos, en el Índice de Severidad de Sequías de Palmer (Figura 1) se indican las tendencias generales en la precipitación. Este índice constituye una medición de la humedad del suelo usando la precipitación y estimaciones crudas de cambios en la evaporación.

Una consecuencia del calentamiento incrementado del efecto invernadero inducido por los seres humanos es el aumento de la evaporación, siempre que haya suficiente humedad en la superficie (como sucede siempre encima de los océanos y otras superficies húmedas). Sin embargo, la humedad superficial actúa de manera eficaz como una 'aire acondicionado', pues el calor usado para la evaporación humedece el aire en lugar de calentarlo. Una consecuencia observada de ello es que a menudo los veranos tienden a ser cálidos y secos o fríos y húmedos. Por tanto, en las zonas orientales de América del Norte y del Sur donde el clima se ha tornado más húmedo (Figura 1), las temperaturas se han incrementado me-

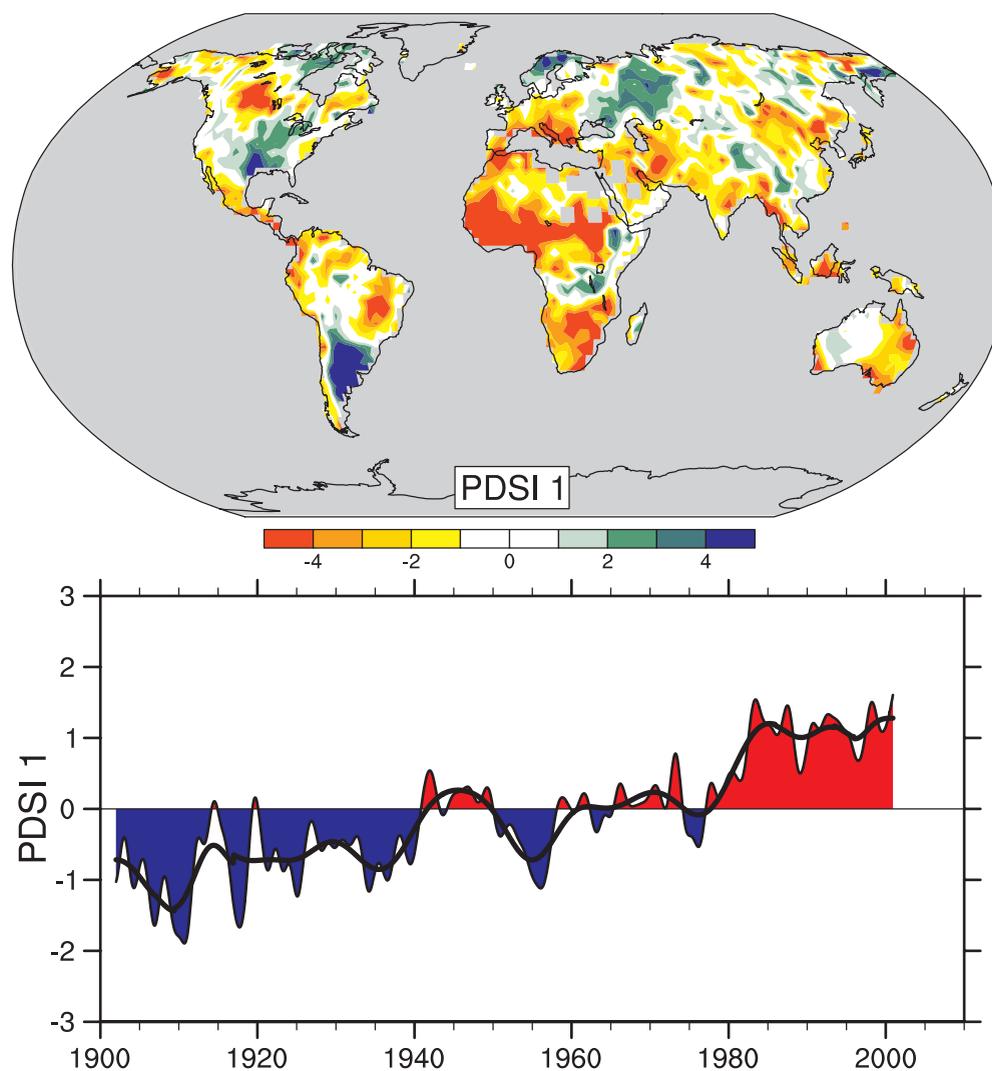
nos que en otras regiones (PF 3.3, Figura 1 para cambios en los días cálidos). Sin embargo, en el invierno en los continentes septentrionales, el mayor volumen de precipitación se asocia a las temperaturas más altas pues la capacidad de retención de agua de la atmósfera aumenta en las condiciones más cálidas. No obstante, en estas regiones donde las precipitaciones han aumentado algo por lo general, los incrementos en la temperatura (PF3.1) han aumentado la seca, haciendo menos evidentes los cambios en la precipitación en la Figura 1.

En la medida en que cambia el clima, varias influencias directas alteran la cantidad, intensidad, frecuencia y tipo de precipitación. El calentamiento acelera el secado de la superficie del suelo e incrementa la posible incidencia y severidad de las sequías, que ha sido observada en muchas partes del mundo (Figura 1). Sin embargo, una ley física bien establecida (la relación Clausius-Clapeyron) determina que la capacidad de retención de agua de la atmósfera se incrementa en un 7% por cada 1°C de aumento en la temperatura. Las observaciones de tendencias en la humedad relativa son inciertas pero sugieren que en general permanecen igual, desde la superficie hasta la troposfera y, por tanto, el incremento de la temperatura traerá como resultado un aumento del valor de agua. A lo largo del siglo XX, basado en los cambios de temperatura de la superficie marina, se estima que el vapor de agua en la atmósfera aumentó en ≈5% sobre los océanos. Como la precipitación proviene fundamentalmente de los sistemas meteorológicos que se alimentan del vapor de agua almacenado en la atmósfera, esto ha incrementado la intensidad de la precipitación y el riesgo de intensas lluvias y nevadas. Resulta una teoría básica; los modelos de simulaciones climáticas y las pruebas empíricas confirman que en los climas más cálidos, debido al incremento del vapor de agua, se aprecian precipitaciones más intensas aún cuando el total anual de precipitación se reduzca ligeramente, y hay más posibilidades de sucesos aún más fuertes cuando se incrementan las cantidades totales de precipitación. Por tanto, un clima más cálido incrementa los riesgos de sequía –donde no llueve- y de inundaciones –donde sí llueve- pero en diferentes momentos y/o lugares. Por ejemplo, en el verano de 2002 hubo grandes sequías en Europa pero al año siguiente -2003- hubo las mayores olas de calor y sequías registradas. La distribución y el momento de aparición de las inundaciones y las sequías se ven más profundamente afectados por el ciclo de El Niño, sobre todo en los trópicos y en gran parte de las latitudes medias de los países de la cuenca del Pacífico.

En las zonas donde la contaminación de los aerosoles encubre al suelo de la luz solar directa, las disminuciones en la evaporación reducen el suministro general de humedad a la atmósfera. Por ello, aún cuando cantidades mayores de vapor de agua potencian precipitaciones más intensas, la duración y frecuencia del episodio pudieran disminuir pues demora más la recarga de la atmósfera con vapor de agua.

Los cambios locales y regionales en cuanto al carácter de la precipitación dependen mucho también de los patrones de circulación atmosférica determinados por El Niño, la Oscilación del Atlántico Norte (medida de la fuerza de los vientos del oeste sobre el Atlántico Norte durante el invierno) y otros patrones de variabilidad. Algunos de estos cambios observados en la circulación se asocian al cambio climático. Una variación observada en la trayectoria de un ciclón hace que unas regiones sean más húmedas y otras, a menudo cercanas, más secas. Por ejemplo, en el sector europeo una Oscilación del Atlántico Norte más positiva en el decenio de

1990 condujo a condiciones de mayor humedad en Europa septentrional y más secas en las regiones del Mediterráneo y de África meridional (Figura 1). La prolongada sequía en el Sahel (Figura 1), declarada desde finales del decenio de 1960 hasta finales del decenio de 1980, continúa, aunque no tan intensa como antes; se ha vinculado, mediante cambios en la circulación atmosférica, a los cambios en los patrones de temperatura de la superficie marina tropical en las cuencas de los océanos Pacífico, Índico y Atlántico. La sequía abarca ya gran parte de África y es más común en los trópicos y subtrópicos.



PF3.2, Figura 1. El patrón espacial más importante (arriba) del Índice de Severidad de Sequía de Palmer (PDSI) mensual, desde 1900 a 2002. El PDSI es un índice prominente de sequías y mide el déficit acumulativo (relacionado con las condiciones medias locales) en la humedad de la superficie terrestre mediante la incorporación al sistema de contabilidad hidrológica de las precipitaciones previas y las estimaciones de humedad captadas en la atmósfera (basados en las temperaturas atmosféricas). El Panel inferior muestra cómo el signo y la fuerza de este patrón han variado desde 1990. Las zonas rojas y naranjas son más secas (mayor humedad) que el promedio y las zonas azules y verdes son más húmedas (más secas) cuando los valores mostrados en la parte inferior son positivos (negativos). La curva negra suave muestra las variaciones decenales. Las series cronológicas corresponden aproximadamente a una tendencia y este patrón y sus variaciones representan el 67% de la tendencia lineal del PDSI desde 1900 a 2002, en toda la zona terrestre mundial. Por ejemplo, presenta la creciente sequía generalizada en África, sobre todo en el Sahel. Obsérvese también las zonas más húmedas, especialmente en la parte oriental de América del Norte y del Sur, y Eurasia septentrional. Adaptado de Dai et al. (2004b).

En la medida en que aumenta la temperatura, la probabilidad de precipitación en forma de lluvia, y no de nieve, aumenta, sobre todo en otoño y primavera al principio y al final de la temporada de nevadas, y en zonas donde las temperaturas se acercan a la congelación. Estos cambios se observan en muchos lugares, especialmente sobre la tierra, en las latitudes medias y altas del hemisferio norte lo cual lleva a un incremento de las lluvias, pero las nevadas se reducen y, por consiguiente, menor cantidad de recursos hídricos en el verano, que es cuando más se necesitan. No obstante, la

naturaleza a menudo dispersa e intermitente de la precipitación significa que los patrones de cambios observados son complejos. El registro a largo plazo subraya que los patrones de precipitación varían algo de año en año y que, hasta sequías prolongadas durante años se ven interrumpidas, por lo general, por un año de intensas lluvias, cuando, por ejemplo, se hacen sentir las influencias de El Niño. Un ejemplo de esto pudiera ser el invierno de lluvias 2004-2005 en la parte suroeste de EEUU, después de una sequía de seis años y nevadas por debajo de lo normal.

Pregunta Frecuente 3.3

¿Ha habido cambios en los episodios extremos como olas de calor, sequías, inundaciones y huracanes?

Desde 1950, las olas de calor han aumentado y se han generalizado e incrementado las cantidades de noches cálidas. También hay más regiones afectadas por sequías pues la precipitación sobre tierra ha disminuido relativamente mientras que la evaporación ha aumentado debido a condiciones más cálidas. En general, ha aumentado la cantidad de episodios de precipitación intensa diaria que llevan a inundaciones, pero no en todas partes. La frecuencia de tormentas tropicales y huracanes varía anualmente pero hay pruebas que sugieren incrementos sustanciales en cuanto a la intensidad y duración desde 1970. En las zonas extratropicales, las variaciones en la trayectoria e intensidad de las tormentas reflejan variaciones en las características principales de la circulación atmosférica, tales como la Oscilación del Atlántico Norte.

En varias regiones del mundo, se han visto cambios en diversos tipos de episodios meteorológicos extremos. Los sucesos extremos son aquellos que tienen valores que exceden el 1, el 5 y el 10% del tiempo (en un extremo) y el 90, el 95 y el 99% (en el otro extremo). Los días calientes y las noches cálidas (analizadas infra) son los que exceden el percentil 90 de temperatura mientras que los días o noches frías son los que se encuentran por debajo del percentil 10. Por precipitación intensa se entienden las cantidades diarias por encima del percentil 95 (o "muy intensas", el percentil 99).

En los últimos 50 años ha habido una disminución significativa anual de noches frías y un incremento notable anual de noches cálidas (Figura 1) en las zonas utilizadas para las muestras. La disminución en cuanto a la cantidad de días fríos, y el aumento de los días cálidos, aunque más generalizados, son por lo general menos marcados. En los últimos 50 años, la distribución de las temperaturas mínimas y máximas no solo ha alcanzado valores superiores, acorde con el calentamiento general; sino que también los extremos fríos han visto mayores incrementos de temperatura que los extremos cálidos (Figura 1). Una mayor cantidad de sucesos extremos cálidos implica un incremento de la frecuencia de las olas de calor. Prueba de ello también es la tendencia observada hacia menos días helados, asociados al calentamiento promedio en la mayoría de las regiones de latitudes medias.

Una indicación importante de los cambios en los extremos es la evidencia observada en los incrementos de episodios de precipitación intensa en las latitudes medias en los últimos 50 años, aún en lugares donde no ha aumentado la precipitación media (véase también PF 3.2). Se han reportado también tendencias ascendentes de episodios de precipitación muy intensa, pero sólo hay resultados de ello en muy pocas zonas.

Por su larga duración, las sequías resultan más fáciles de medir. Si bien existen numerosos índices y mediciones de la sequía, muchos estudios utilizan los totales mensuales de precipitación y los promedios de temperatura combinados con un sistema de medición denominado Índice de Severidad de Sequía de Palmer (PDSI).

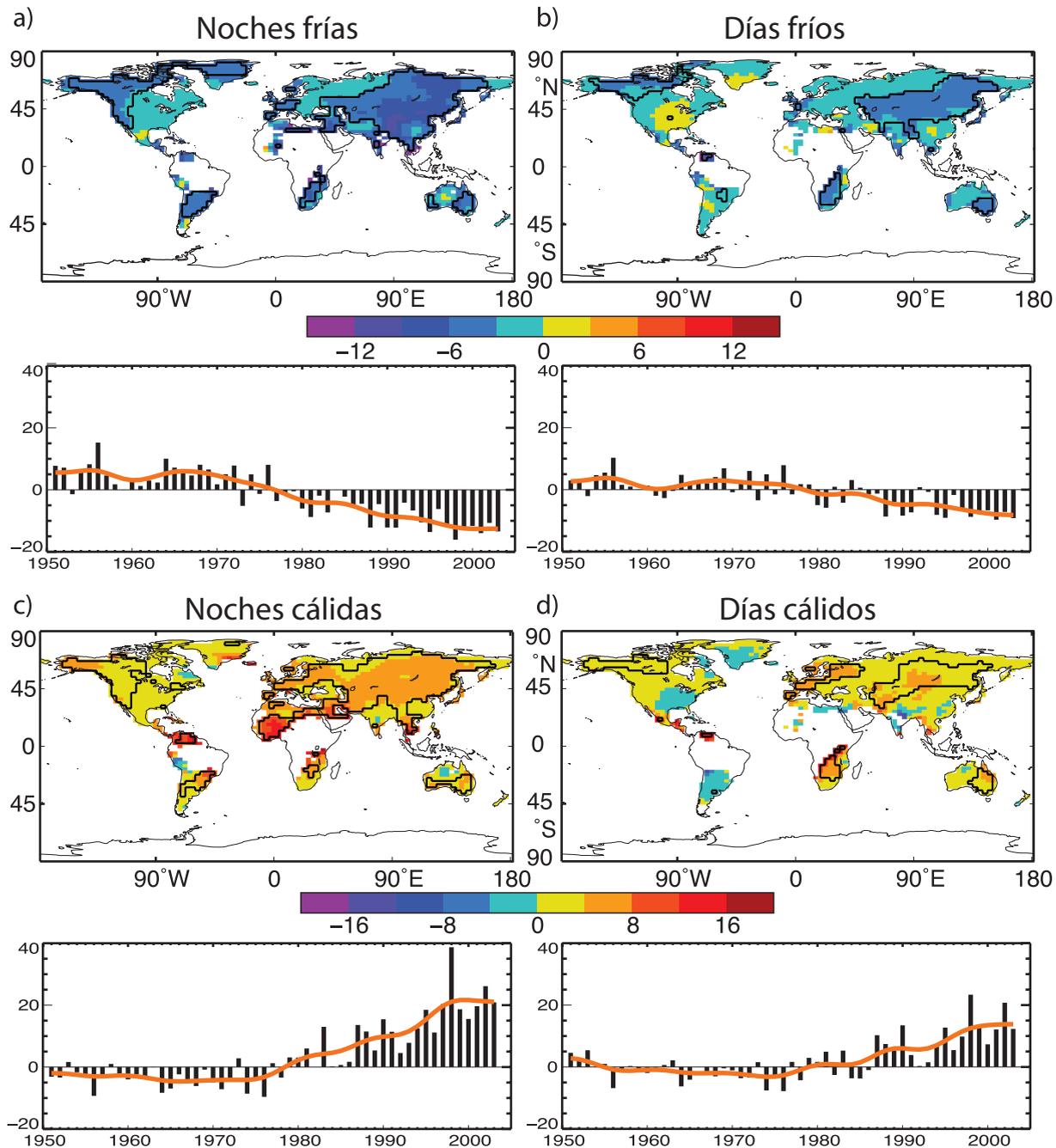
El PDSI calculado desde mediados del siglo XX muestra una tendencia a la sequía en muchas zonas terrestres del hemisferio norte desde mediados del decenio de 1950, con una sequía generalizada en la mayor parte de Eurasia meridional, África septentrional, Canadá y Alaska (PF 3.2, Figura 1), y una tendencia contraria en la parte oriental de América del Norte y del Sur. En el hemisferio sur, las superficies terrestres eran húmedas en el decenio de 1970, y relativamente secas en los decenios de 1960 y 1990, y se registró una tendencia a la sequía desde 1974 hasta 1998. Registros de mayor duración en Europa para todo el siglo XX indican pocas tendencias significativas. Las disminuciones en la precipitación sobre zonas terrestres desde el decenio de 1950 son probablemente la causa fundamental de estas tendencias a la sequía, aunque el calentamiento de grandes superficies durante los últimos dos o tres decenios también ha contribuido a ello. Un estudio muestra que las zonas terrestres muy secas en el mundo (definidas como zonas con un PDSI menor a $-3,0$) se han más que duplicado en extensión desde el decenio de 1970, asociadas a una disminución inicial de la precipitación sobre la tierra relacionada con El Niño-Oscilación Meridional y con incrementos posteriores debidos básicamente al calentamiento de la superficie.

Los cambios en la frecuencia e intensidad de tormentas tropicales y huracanes se encubren con una gran variabilidad natural. El fenómeno El Niño-Oscilación Meridional afecta grandemente la ubicación y actividad de las tormentas tropicales en todo el mundo. A nivel planetario, las estimaciones de la posible capacidad destructiva de los huracanes muestran una tendencia ascendente sustancial desde mediados del decenio de 1970, con una tendencia hacia una mayor duración e intensidad, y la actividad está fuertemente correlacionada con la temperatura de la superficie del mar en el trópico. Estas relaciones se han reforzado con descubrimientos de grandes incrementos en el número y proporción de huracanes fuertes desde 1970, aún cuando el número total de ciclones y días de ciclón ha disminuido ligeramente en la mayoría de las cuencas. Específicamente, la cantidad de huracanes de categoría 4 y 5 ha aumentado en $\approx 75\%$ desde 1970. Los incrementos mayores fueron en las regiones del Pacífico Norte, el océano Índico y el Pacífico Suroeste. No obstante, la cifra de huracanes en el Atlántico Norte ha estado por encima de lo normal en 9 de los últimos 11 años, alcanzándose una cifra record en la temporada ciclónica de 2005.

Teniendo en cuenta una serie de mediciones en la superficie y en la troposfera superior, es probable que haya habido una variación hacia el polo y un incremento en la actividad de trayectoria de las tormentas invernales en el hemisferio norte, en la segunda mitad del siglo XX. Estos cambios son parte de variaciones que han tenido lugar relacionados con la Oscilación del Atlántico Norte. Las observaciones desde 1979 hasta mediados del decenio de 1990

revelan una tendencia hacia una circulación atmosférica circumpolar oeste más fuerte, de diciembre a febrero, a través de la troposfera y la estratosfera inferior, conjuntamente con desplazamientos hacia el polo de corrientes en chorro y una mayor actividad en la trayectoria ciclónica. Las pruebas basadas en observaciones respecto de cambios en fenómenos meteorológicos severos de

pequeña escala (como tornados, granizo, y tormentas eléctricas), son mayormente locales y demasiado dispersas para llegar a conclusiones generales; surgen incrementos en muchas áreas debido a la toma de conciencia del público y los esfuerzos mejorados para recoger los informes de estos fenómenos.



PF 3.3, Figura 1. Tendencias observadas (días por decenio) desde 1951 hasta 2003 en la frecuencia de las temperaturas extremas, definidos sobre la base de valores entre 1961 y 1990, como mapas para el percentil 10: a) noches frías y b) días fríos; y percentil 90: c) noches cálidas y d) días cálidos. Se calcularon tendencias para las cuadrículas con más de 40 años de datos durante este período y las que tenían datos hasta 1999. Las líneas negras encierran regiones donde las tendencias resultaron significativas en el nivel de 5%. Debajo de cada mapa pueden verse la serie cronológica anual mundial de anomalías (de 1961 a 1990). La línea roja muestra las variaciones decenales. Las tendencias son significativas en el nivel de 5% en todos los indicadores globales mostrados. Adaptado de Alexander et al. (2006).

Pregunta Frecuente 4.1

¿Acaso está disminuyendo la cantidad de nieve y hielo en la Tierra?

Si. Las observaciones muestran una reducción a escala mundial de la nieve y el hielo, a lo largo de muchos años, sobre todo desde 1980 y que se ha incrementado durante el último decenio, a pesar del crecimiento en algunos lugares y los pequeños cambios acaecidos en otros (Figura 1). La mayoría de los glaciares montañosos se están reduciendo. La capa de nieve se está retirando más temprano en la primavera. El hielo marino en el Ártico está disminuyendo en todas las estaciones, sobre todo en el verano. Se han reportado reducciones en el permafrost, en las tierras congeladas estacionalmente y en el hielo de los ríos y lagos. En importantes regiones costeras, los mantos de hielo de Groenlandia, la Antártica oeste y los glaciares de la península Antártica se hacen cada vez más finos, contribuyendo a la elevación del nivel del mar. Se estima que la contribución total del derretimiento de los glaciares, los casquetes polares y los mantos de hielo a la subida del nivel del mar para el período de 1993 a 2003 fue de $1,2 \pm 0,4 \text{ mm yr}^{-1}$.

Las mediciones realizadas vía satélite captan la mayor parte de la cubierta de nieve estacional de la Tierra y revelan que la cubierta de nieve de primavera ha disminuido un 2% por decenio desde 1966, aunque hay poca variación en otoño o a principios del invierno. En muchos lugares, la reducción de la primavera ha ocurrido a pesar de los incrementos en la precipitación.

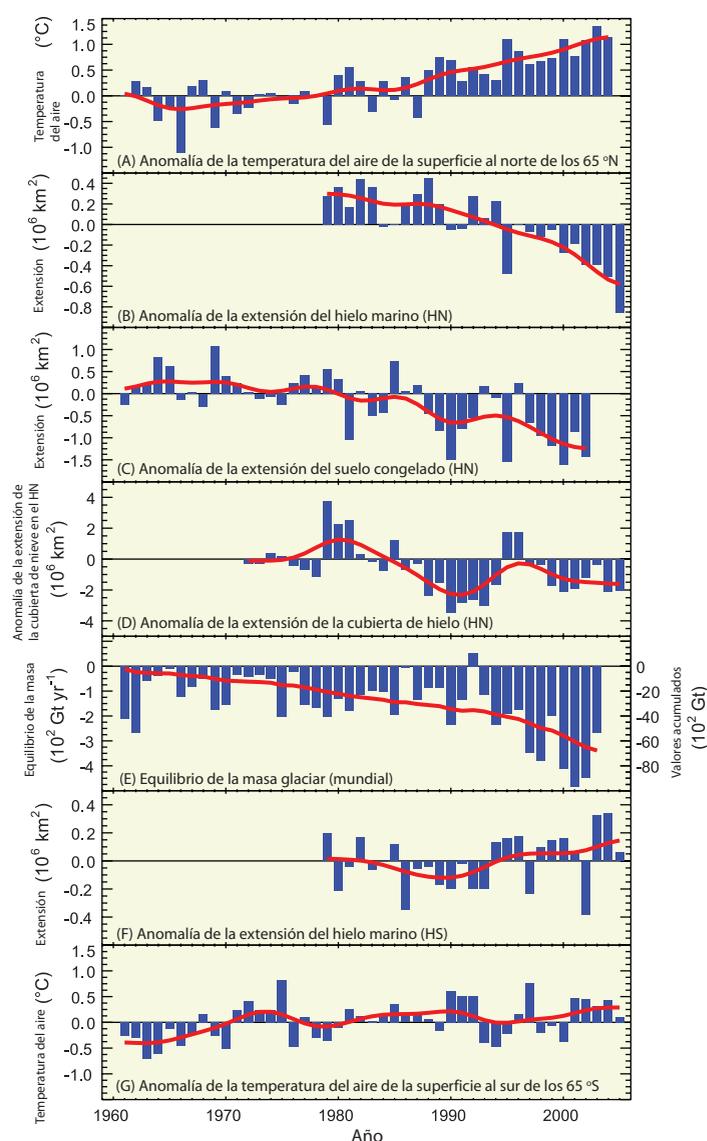
Todavía los datos vía satélite no permiten mediciones igualmente confiables de las condiciones de los hielos en lagos y ríos, o en suelos congelados permanente o estacionalmente. Sin embargo, se han publicado numerosos informes locales y regionales que en general parecen indicar un calentamiento del permafrost, un incremento del grosor de la capa derretida sobre el permafrost durante el verano, una disminución de la profundidad de la congelación invernal en zonas de congelación estacional, una disminución en la extensión del permafrost y una reducción en la duración del hielo estacional en ríos y lagos.

Desde 1978, los datos vía satélite han ofrecido una cobertura continua de la extensión del hielo marino en ambas regiones polares. Para el Ártico, la extensión promedio anual del hielo marino ha disminuido $2.7 \pm 0.6\%$ por decenio, mientras que la extensión del hielo marino de verano ha disminuido $7.4 \pm 2.4\%$ por decenio. La extensión del hielo marino antártico no muestra tendencias significativas. Existen datos disponibles en cuanto a grosor, especialmente aportados por submarinos, pero se limitan al Ártico central, los cuales indican una disminución del grosor de aproximadamente 40% entre el período de 1958 a 1977 y el decenio de 1990. Sin embargo, es probable que esto sea una sobreestimación de esta disminución en toda la región ártica.

La mayoría de los glaciares montañosos y casquetes polares han estado disminuyendo; experimentando una retirada que probablemente comenzó alrededor de 1850. Aunque muchos glaciares del hemisferio norte tuvieron años de un casi equilibrio, alrededor de 1970, a esto le siguió una disminución incremen-

tada. El derretimiento de los glaciares y de los casquetes polares adicionó $0,77 \pm 0,22 \text{ mm yr}^{-1}$ a la elevación del nivel del mar entre 1991 y 2004

En su conjunto, los mantos de hielo de Groenlandia y Antártica con toda probabilidad disminuyen, contribuyendo Groenlandia en



PF4.1, Figura 1. Serie cronológica de anomalías (desviación de la media a largo plazo) de la temperatura del aire de la superficie polar (A,G), extensión del hielo del mar Ártico y Antártico (B, F), extensión de suelo congelado en el Hemisferio Norte (HN), (C), extensión de cubierta de nieve en el HN (D), y equilibrio mundial de la masa glaciar (E). La línea roja en E denota el equilibrio de la masa glaciar mundial acumulativa; los otros paneles muestran las variaciones decenales (véase Apéndice A).

$0,2 \pm 0,1 \text{ mm yr}^{-1}$ y Antártica, $0,2 \pm 0,35 \text{ mm yr}^{-1}$ a la elevación del nivel del mar desde 1993 al 2003. Existen pruebas de pérdidas aceleradas durante el año 2005. Mayor grosor en las regiones frías de altitudes elevadas, en regiones frías de Groenlandia y la Antártica oriental, quizá debido a mayores nevadas, ha sido más que compensado por la disminución del grosor en las regiones costeras de Groenlandia y la Antártica oeste, en respuesta a un efluvo incrementado de hielo y un aumento de la superficie que se derrite en Groenlandia.

El hielo interactúa con el clima circundante en ondas complejas, por lo que las causas de cambios específicos no siempre son claras. No obstante, es un hecho inevitable que el hielo se derrite cuando la temperatura local está por encima del punto de congelación. Las reducciones de la cubierta de nieve y en los glaciares montañosos han ocurrido, en muchos casos, a pesar del aumento

de las nevadas, lo que significa mayores temperaturas del aire. De igual modo, aunque los cambios en la cubierta de nieve afectan el suelo congelado y el hielo de lagos y ríos, al parecer ello no es suficiente para explicar los cambios observados, lo cual sugiere que el incremento de las temperaturas locales del aire ha sido importante. Las reducciones observadas del hielo marino ártico pueden simularse bastante bien en modelos que tengan influencia de la circulación histórica y los cambios de temperaturas. Los incrementos observados en las nevadas sobre los mantos de hielo en algunas regiones centrales frías, el derretimiento en la superficie en las regiones costeras y la fusión en la subplataforma de hielo en muchas costas, son todos consecuentes con el calentamiento. La naturaleza generalizada desde el punto de vista geográfico de estos cambios en la nieve y el hielo indica que el calentamiento generalizado sí es la causa de la pérdida general de hielo en la Tierra.

Frequently Asked Question 5.1

¿Se eleva el nivel del mar?

Sí. Hay pruebas contundentes de que el nivel del mar mundial se elevó gradualmente en el siglo XX y que continúa elevándose a un paso intensificado, después de un período de poco cambio entre el año 0 dC y 1900 dC. Se ha pronosticado una elevación a un ritmo incluso mayor en este siglo. Las dos causas fundamentales de la elevación del nivel del mar son la expansión térmica de los océanos (el agua se expande en la medida en que se calienta) y la pérdida de hielo terrestre debido al derretimiento incrementado.

El nivel del mar se elevó en unos 120 m durante los milenios que siguieron al final del último período glaciario (hará unos 21,000) y se estabilizó hará unos 2,000 ó 3,000 años. Los indicadores marinos indican que el nivel del mar no varió significativamente desde aquel momento hasta finales del siglo XIX. Los registros instrumentales respecto de las variaciones del nivel del mar muestran que éstas comenzaron durante el siglo XIX. Las estimaciones del siglo XX muestran que el nivel medio mundial del mar se elevó a una tasa de unos 1.7 mm yr⁻¹.

Observaciones vía satélite, disponibles desde principios del decenio de 1990, brindan datos más precisos sobre el nivel del mar con una cobertura casi mundial. Estos datos altimétricos vía satélite, de hace un decenio, señalan que el nivel del mar se ha elevado a un ritmo de unos 3 mm yr⁻¹, significativamente superior al promedio observado durante la primera mitad del siglo. Mediciones de la marea en las costas confirman esta observación e indican que en algunos decenios anteriores tuvieron lugar tasas similares.

De conformidad con los modelos climáticos, los datos satelitales y las observaciones hidrográficas muestran que el nivel del mar no sube uniformemente en todo el mundo. En algunas regiones, las tasas son varias veces superiores al promedio mundial, mientras que en otras regiones el nivel del mar baja. A partir de observaciones hidrográficas, pueden inferirse además variaciones espaciales substanciales en cuanto a las tasas de variación del nivel del mar. Esta variabilidad espacial en las tasas de elevación del nivel del mar se debe sobre todo a cambios no uniformes en la temperatura y la salinidad y guarda relación con los cambios en la circulación oceánica.

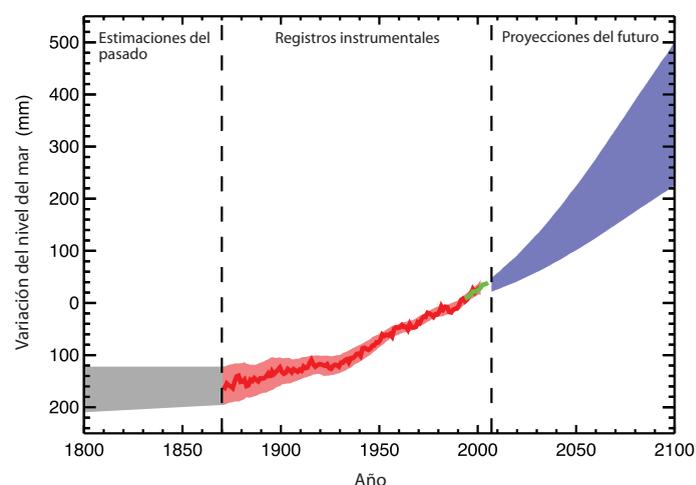
Los conjuntos de datos de la temperatura oceánica registrados casi a nivel mundial en años recientes permiten un cálculo directo de la expansión térmica. Se considera que, como promedio de 1963 a 2003, la expansión térmica provocó alrededor de un cuarto de la elevación observada del nivel del mar, mientras que el derretimiento del hielo terrestre contribuyó menos de la mitad. Por tanto, la magnitud total de la elevación del nivel del mar observada durante ese período no se explica satisfactoriamente con esos conjuntos de datos, según explica el Tercer Informe de Evaluación del IPCC.

Durante años recientes (1993–2003), con sistemas de observación mucho mejores, se ha visto que la expansión térmica y el derretimiento del hielo terrestre representan cada uno alrededor de la mitad de la elevación observada del nivel del mar, aunque

hay cierta incertidumbre en cuanto las estimaciones.

La coincidencia razonable en los últimos años entre la elevación observada del nivel del mar y la suma de la expansión térmica y de la pérdida de hielo terrestre, indica que existe un límite superior para la magnitud del cambio en cuanto al almacenamiento de agua en la tierra, del que se conoce relativamente poco. Los resultados de los modelos hacen suponer que no hay una tendencia neta en el almacenamiento de agua sobre la tierra debido a cambios climáticos pero sí hay grandes fluctuaciones interanuales y decenales. Sin embargo, en el período reciente de 1993 a 2003, la pequeña diferencia entre la elevación observada del nivel del mar y la suma de contribuciones conocidas pudiera deberse a procesos antropógenos no cuantificados (por ejemplo, la extracción del agua subterránea, el confinamiento de reservorios, drenaje de humedales y la deforestación).

Se pronostica que el nivel del mar mundial se elevará en el siglo XXI a una velocidad mayor que durante el período 1961-2003. En el Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones del IPCC (IE-EE), en el escenario A1B para mediados del decenio de 2090, por ejemplo, el nivel del mar alcanzará de 0,22 a 0,44 m por encima de



PF 5.1, Figura 1. Serie cronológica del nivel del mar medio mundial (desviación de la media de 1980 a 1999) en el pasado y su proyección futura. No hay mediciones mundiales del nivel del mar antes de 1870. El sombreado gris muestra la incertidumbre en cuanto a las tasas de variaciones del nivel del mar calculadas a largo plazo (Sección 6.4.3). La línea roja es una reconstrucción del nivel del mar medio mundial a partir de mediciones de mareas (Sección 5.5.2.1), y el sombreado rojo denota el rango de variaciones a partir de la curva. La línea verde muestra el nivel del mar medio mundial observado con altimetría satelital. El sombreado azul representa el rango de las proyecciones de los modelos para el escenario A1B del IE-EE en el siglo XXI, en comparación con la media de 1980-1999, y se ha calculado independientemente de las observaciones. Más allá del año 2100, las proyecciones dependen cada vez más de los escenarios de emisiones (véase Capítulo 10 para el análisis de otras proyecciones de subidas del nivel del mar para otros escenarios considerados en el presente informe). El nivel del mar pudiera elevarse algunos metros a lo largo de varios siglos o milenios. (Sección 10.7.4).

los niveles de 1990, con elevaciones anuales de unos 4 mm yr⁻¹. Como en el pasado, los cambios futuros en el nivel del mar no serán geográficamente uniformes, con cambios regionales del nivel del mar con variaciones en el rango de unos ±0,15 m dentro de la media, teniendo en cuenta una proyección típica de modelos. Se pronostica que la expansión térmica producirá más de la mitad de la elevación promedio, pero el hielo terrestre perderá masa con cada vez más rapidez, en la medida que el siglo avance. Un nivel importante de incertidumbre se basa en el hecho de si la descarga

de hielo de los mantos de hielo continuará su incremento como resultado de las corrientes de hielo aceleradas, como se ha venido observando recientemente. Ello se añadiría a la elevación del nivel del mar, pero no se puede hacer con confianza una proyección cuantitativa de cuánto añadiría, debido a una comprensión limitada de los procesos pertinentes.

La Figura 1 muestra la evolución del nivel del mar medio mundial en el pasado y cómo se proyecta para el siglo XXI de acuerdo con la propuesta del escenario A1B del IE-EE.

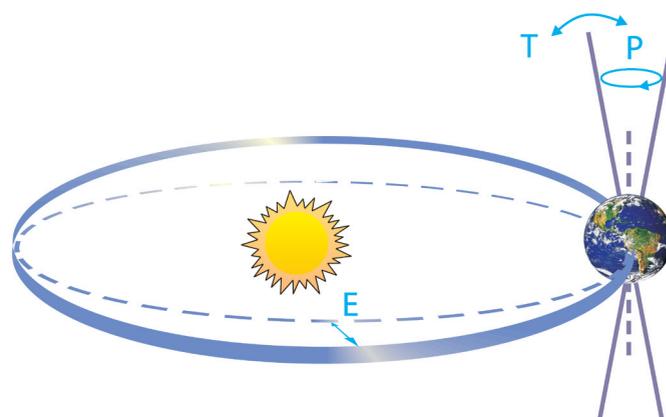
Pregunta Frecuente 6.1

¿Qué causó los períodos glaciares y otros cambios climáticos importantes antes de la era industrial?

El clima en la tierra ha variado en todas las escalas de tiempo, incluso mucho antes de que las actividades humanas pudiesen haber desempeñado una función en ello. Se ha avanzado mucho en la comprensión de las causas y mecanismos de estos cambios climáticos. Los cambios en el equilibrio de la radiación de la Tierra fueron el impulsor principal de los cambios climáticos en el pasado, pero las causas de esos cambios son variadas. En cada caso hay que establecer las causas específicas, ya sea en el período glacial, el calentamiento en la era de los dinosaurios o las fluctuaciones del milenio pasado. En muchos casos, esto se puede hacer ahora con confianza, y muchos cambios climáticos del pasado se pueden reproducir con el uso de modelos cuantitativos.

El clima mundial está determinado por el equilibrio de la radiación en el planeta (véase PF 1.1). Este equilibrio de la radiación de la Tierra puede variar de tres formas fundamentales, causando por ende cambios climáticos: 1) cambiando la radiación solar entrante (por ejemplo, mediante cambios en la órbita terrestre o en el propio sol, 2) cambiando la fracción de la radiación solar reflejada (esta fracción se denomina albedo – puede cambiarse, por ejemplo, mediante variaciones de la envoltura de las nubes, de partículas pequeñas denominadas aerosoles o de la envoltura terrestre) y 3) alterando la energía de onda larga que se irradia nuevamente al espacio (por ejemplo, mediante cambios en las concentraciones de los gases de efecto invernadero). Además, el clima local depende también de la forma en que el viento y las corrientes oceánicas distribuyen el calor. Todos estos son factores que han repercutido sobre los cambios climáticos en el pasado.

Comenzando con los períodos glaciares que han ocurrido en ciclos regulares durante los últimos casi tres millones de años, hay pruebas sólidas de que éstos han estado vinculados a variaciones regulares de la órbita terrestre alrededor del sol – los llamados ciclos Milankovitch (Figura 1). Estos ciclos cambian la cantidad de radiación solar recibida en cada latitud y en cada estación (pero apenas afectan la media mundial anual) y se pueden calcular con precisión astronómica. Todavía se debate cómo es exactamente que esto comienza y termina los períodos glaciares, pero muchos estudios indican que la cantidad de sol en el verano es crucial para los continentes septentrionales: si desciende por debajo de un valor crítico, la nieve del invierno anterior no se derrite en el verano y los mantos de hielo comienzan a crecer, en la medida en que se acumula cada vez más nieve. Las simulaciones con modelos climáticos confirman que un período glacial puede comenzar de este modo, a la vez que se han empleado modelos conceptuales sencillos, basados en cambios orbitales, para la “reconstrucción” satisfactoria del comienzo de las glaciaciones en el pasado. La próxima gran reducción de la insolación septentrional en el verano, similar a las que comenzaron los períodos glaciares pasados, deberá comenzar en 30,000 años.



PF 6.1, Figura 1. Esquema de los cambios orbitales de la Tierra (ciclos Milankovitch) que provocan los ciclos de período glaciares. La 'T' se refiere a cambios en la inclinación (u oblicuidad) del eje de la Tierra. La 'E' se refiere a cambios en la excentricidad de la órbita (debido a variaciones en el eje menor de la elipsis), y la 'P' denota la precesión, es decir, el cambio en la dirección de la inclinación del eje en un punto dado de la órbita. Fuente: Rahmstorf y Schellnhuber (2006).

Aunque no es su causa fundamental, el dióxido de carbono atmosférico (CO_2) también influye en los períodos glaciares. Datos obtenidos de muestras de hielo del Antártico señalan que la concentración de CO_2 es baja en las épocas glaciares frías (~190 ppm), y alta en las épocas interglaciares cálidas (~280 ppm); el CO_2 atmosférico se presenta después de cambios de temperatura en la Antártica con un retraso de algunos cientos de años. Como los cambios climáticos al principio y al final de los períodos glaciares tardan varios miles de años, la mayoría de estos cambios se ven afectados por un retroefecto positivo de CO_2 ; es decir, un enfriamiento inicial pequeño debido a los ciclos Milankovitch que se amplifica posteriormente, en la medida en que desciende la concentración de CO_2 . Los modelos climáticos del período glacial (véase análisis en la sección 6.4.1) ofrecen resultados realistas solo si se conoce la función del CO_2 .

Durante el último período glacial, tuvieron lugar unos 20 cambios abruptos y drásticos, que se destacan sobre todo en los registros tomados en los alrededores del Atlántico norte (véase sección 6.4). Estos difieren de los ciclos glaciares-interglaciares por el hecho de que probablemente no incluyen grandes cambios de la temperatura media mundial: los cambios no son sincrónicos en Groenlandia y Antártica, y están en dirección opuesta en el Atlántico sur y norte. Ello significa que no hubiera sido necesario un cambio fundamental en el equilibrio de la radiación mundial para causar estos cambios; y que una redistribución del calor dentro del sistema climático hubiera sido suficiente. Hay evidencias sólidas de que los cambios en la circulación y el transporte térmico

oceánicos pueden explicar muchas características de estos sucesos abruptos; datos obtenidos de los sedimentos y simulaciones con modelos muestran que algunos de estos cambios pudieron haber sido provocados por inestabilidades en los mantos de hielo que rodeaban al Atlántico en aquellos momentos, y la liberación asociada de agua dulce al océano.

Ha habido épocas muchos más calientes en la historia del clima: durante la mayoría de los últimos 500 millones de años, probablemente la Tierra estuvo completamente libre de mantos de hielo (los geólogos lo determinan por las huellas que el hielo deja en las rocas), a diferencia de hoy, que Groenlandia y la Antártica están totalmente cubiertas de hielo. Todavía resultan inciertos los datos sobre la abundancia de los gases de efecto invernadero hace un millón de años, es decir, más allá del alcance de las muestras de hielo antártico, pero los análisis de muestras geológicas indican que los períodos cálidos libres de hielo coinciden con altos niveles de CO₂ atmosférico. En escalas de tiempo de un millón de años, los niveles de CO₂ cambian debido a actividad tectónica que afecta las tasas de intercambio de CO₂ entre el océano y la atmósfera con la Tierra sólida. Véase Recuadro 6.1, para obtener más información sobre estos climas antiguos.

Otra causa probable de cambios climáticos pasados es la variación en la producción de energía solar. Las mediciones realizadas en los últimos decenios muestran que la radiación solar varía ligeramente (en cerca de un 0,1%) en un ciclo de 11 años. Las observaciones de las manchas del sol (desde el siglo XVII) y datos de los isótopos generados por la radiación cósmica, ofrecen pruebas de cambios a largo plazo en la actividad solar. La correlación de datos y las simulaciones en modelos indican que la variabilidad solar y la actividad volcánica probablemente sean las razones fundamentales de las variaciones climáticas durante el milenio pasado, antes del comienzo de la era industrial.

Estos ejemplos muestran que los cambios climáticos diferentes en el pasado tuvieron causas diferentes. El hecho de que los factores naturales causaron cambios climáticos en el pasado no significa que el cambio climático actual es natural. Por analogía, el hecho de que los incendios en los bosques durante mucho tiempo hayan sido causados por rayos no significa que no puedan ser causados por un campista descuidado. La PF 2.1 analiza cómo las influencias humanas se comparan con las naturales, en cuanto al papel que éstas desempeñan en los cambios climáticos recientes.

Pregunta Frecuente 6.2

¿Resulta inusual el cambio climático actual en comparación con cambios anteriores en la historia de la Tierra?

El clima ha variado en todas las escalas de tiempo a lo largo de la historia de la Tierra. Algunos aspectos del cambio climático actual no son inusuales pero otros sí lo son. La concentración de CO₂ en la atmósfera ha alcanzado un punto máximo record con respecto a más de 500 mil años y lo ha hecho a una celeridad excepcional. Las temperaturas actuales en el mundo son más cálidas que nunca antes, al menos, en los últimos cinco siglos, o probablemente durante más de un milenio. Si el calentamiento continúa sin trabas, el cambio climático resultante en este siglo será extremadamente inusual en términos geológicos. Otro aspecto inusual del cambio climático reciente es la causa que lo provoca: los cambios climáticos en el pasado eran naturales por su origen (véase PF 6.1) mientras que la mayor parte del calentamiento ocurrido en los últimos 50 años es atribuible a actividades humanas.

Al comparar el cambio climático actual a cambios naturales anteriores, hay que hacer tres diferenciaciones. En primer lugar, debe quedar claro cuál variable se compara: las concentraciones de gases de efecto invernadero o la temperatura (o algún otro parámetro climático) y si se compara el valor absoluto o su tasa de variación. En segundo lugar, no deben confundirse los cambios locales con los cambios mundiales. Los cambios climáticos locales son a menudo mayores que los mundiales pues los factores locales (por ejemplo, cambios en la circulación oceánica o atmosférica) pueden cambiar el traslado de calor o humedad de un lugar a otro y los retroefectos locales actúan (por ejemplo, el retroefecto del hielo marino). Los grandes cambios en la temperatura media mundial, por el contrario, precisan de ciertos forzamientos mundiales (tales como cambios en la concentración de los gases de efecto invernadero o la actividad solar). En tercer lugar, es necesario distinguir entre las escalas de tiempo. Los cambios climáticos a lo largo de millones de años pueden ser mucho mayores y tener causas diferentes (por ejemplo, una derivación continental) comparado con cambios climáticos en escalas de tiempo de un siglo.

La razón principal para la preocupación actual sobre el cambio climático es el aumento de la concentración de dióxido de carbono atmosférico (y otros gases de efecto invernadero), que resulta muy inusual para el Cuaternario (los dos últimos millones de años aproximadamente). La concentración de CO₂ se conoce con precisión desde hace 650,000 años a partir de las muestras de hielo tomadas. Durante este tiempo, la concentración de CO₂ varió de un mínimo de 180 ppm durante los períodos glaciares fríos y un máximo de 300 ppm durante las épocas interglaciares cálidas. En el siglo pasado se incrementó rápidamente por encima de este rango, y ahora es de 379 ppm (véase Capítulo 2). A fin de establecer una comparación, el aumento de unos 80-ppm en la concentración de CO₂ al final de los períodos glaciares anteriores tardó por lo general más de 5,000 años. Valores más altos que los actuales se registraron solamente hace muchos millones de años. (Véase PF 6.1).

La temperatura es una variable más difícil de reconstruir que el CO₂ (gas bien mezclado mundialmente), pues no tiene el mismo valor en todo el mundo, por lo que un registro sólo (por ejemplo, una muestra de hielo) tiene un valor limitado. Las fluctuaciones locales de temperatura, aún las que tuvieron lugar hace apenas algunos decenios, pueden ser de varios grados Celsius, por encima de la señal de calentamiento mundial del siglo pasado que fue de 0,7°C.

Más significativo respecto de los cambios mundiales es un análisis de los promedios (mundiales o hemisféricos) a gran escala, donde gran parte de las variaciones locales se promedian y la variabilidad es menor. Una cobertura suficiente de los registros instrumentales solamente cubre los últimos 150 años. Antes de eso, las recopilaciones de datos representativos a partir de los anillos de crecimiento de los árboles, las muestras de hielo, etc., abarcan más de mil años con una cobertura espacial decreciente de los períodos anteriores (véase Sección 6.5). Si bien existen diferencias entre esas reconstrucciones y persisten las incertidumbres significativas, todas las reconstrucciones publicadas indican que las temperaturas fueron cálidas durante el Medioevo, se enfriaron a valores bajos durante los siglos XVII, XVIII y XIX y se volvieron a calentar rápidamente después. El nivel de calentamiento de la época medieval es incierto, pero es posible que se haya alcanzado a mediados del siglo XX, para ser excedido a partir de entonces. Los modelos climáticos también apoyan estas conclusiones. Las variaciones de temperatura no han sido compiladas con sistematicidad en promedios en gran escala, antes de hace 2,000 años, pero éstas no brindan evidencias de que existieran temperaturas medias anuales mundiales más cálidas que las actuales, cuando se analiza el holoceno (los últimos 11,600 años; véase Sección 6.4). Hay fuertes indicios de que, hasta hace unos 3 millones de años, prevaleció un clima más cálido, con una cubierta mundial de hielo reducida en gran medida y un nivel del mar más elevado. Por ende, el calor actual parece inusual en el contexto del milenio actual, pero no es inusual en el contexto de escalas mayores de tiempo, donde son importantes los cambios en la actividad tectónica (que pueden impulsar variaciones lentas, naturales en la concentración de gases de efecto invernadero). (Véase Recuadro 6.1).

Un tema diferente es la tasa actual de calentamiento. ¿Acaso se registran cambios climáticos globales más rápidos en los datos representativos? Los ciclos glaciares muestran los mayores cambios de temperatura del último millón de años; durante éstos, la temperatura media mundial varió en unos 4°C a 7°C entre los períodos glaciares y los períodos interglaciares cálidos (los cambios locales fueron mucho mayores, por ejemplo, cerca de los mantos de hielo continentales). Sin embargo, los datos indican que el calentamiento global al final de un período glacial era un proceso mundial que tomaba unos 5,000 años (véase Sección 6.3). Queda claro, por tanto, que la tasa actual de cambio climático mundial es mucho más rápida y muy inusual en el

contexto de los cambios pasados. Los cambios climáticos abruptos durante los períodos glaciares, tan analizados, (véase sección 6.3) no son ejemplos de lo contrario, pues probablemente se debieron a cambios en el transporte térmico oceánico, que tendría pocas probabilidades de afectar la temperatura media mundial.

Más atrás en el tiempo, más allá de los datos tomados de las muestras de hielo, la resolución temporal de los núcleos de sedimentos y otros archivos no brinda una solución a cambios tan rápidos como el calentamiento actual. Por consiguiente, aunque ha habido

grandes cambios climáticos en el pasado, no hay pruebas de que estos hayan ocurrido más rápido que el calentamiento actual. Si se materializan las proyecciones de un calentamiento aproximado de 5°C en este siglo (cifra superior de la variación), entonces la Tierra habrá experimentado la misma cantidad de calentamiento medio mundial que el que sufrió al final del último período glacial; no hay pruebas de que esta tasa de cambio mundial futuro posible haya sido igualada por una elevación de temperatura comparable en los últimos 50 millones de años.

Pregunta Frecuente 7.1

¿Acaso las actividades humanas son la causa de los incrementos del dióxido de carbono atmosférico y otros gases de efecto invernadero durante la era industrial?

Sí. Las actividades humanas han causado el incremento del dióxido de carbono atmosférico (CO₂) y demás gases invernadero durante la era industrial. Es más, el incremento observado en las concentraciones de dióxido de carbono atmosférico (CO₂) no revela el alcance real de las emisiones humanas pues solamente muestra el 55% del CO₂ liberado por la actividad humana desde 1959. El resto ha sido absorbido por las plantas terrestres y los océanos. En todos los casos, el equilibrio entre las fuentes (emisiones de gas por actividades humanas y las de los sistemas naturales) y los sumideros (la absorción de un gas de la atmósfera por la conversión a un compuesto químico diferente), determina las concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero y sus incrementos. La combustión de combustibles fósiles (y una contribución menor de la fabricación del cemento) causa más del 75% de las emisiones antropógenas de CO₂. El uso de los suelos (principalmente la deforestación) es responsable del resto. En cuanto al metano, otro gas de efecto invernadero importante, las emisiones generadas por las actividades humanas han excedido las emisiones naturales en los últimos 25 años. Respecto del óxido nitroso, las emisiones generadas por las actividades humanas son iguales a las emisiones naturales a la atmósfera. La mayoría de los gases de larga vida que contienen halógenos (como los Clorofluorocarbonos) son manufacturados por los seres humanos y no estaban en la atmósfera antes de la era industrial. Como promedio, el ozono troposférico actual se ha elevado un 38% desde la era preindustrial y el incremento es causado por las reacciones atmosféricas de los contaminantes de corta vida emitidos por la actividad humana. La concentración de CO₂ es ahora 379 partes por millón (ppm) y la de metano es más de 1,774 partes por mil millones (ppb), ambos probablemente con concentraciones mucho mayores que las que han existido en los últimos 650 mil años (durante los cuales el CO₂ permaneció entre 180 y 300 ppm y el metano entre 320 y 790 ppb). La tasa de cambio reciente es drástica y sin precedentes; los incrementos del CO₂ nunca sobrepasaron los 30 ppm en mil años – sin embargo ahora el CO₂ se ha elevado 30 ppm sólo en los últimos 17 años.

Dióxido de carbono

Las emisiones de CO₂ (Figura 1a) a partir de la combustión de los combustibles fósiles, con las contribuciones de la fabricación del cemento, son responsables de más del 75% del incremento de la concentración de CO₂ atmosférico desde la era preindustrial. El incremento restante proviene de cambios en el uso de los suelos dominados por la deforestación (y la quema de biomasa asociada) con contribuciones de prácticas agrícolas cambiantes. La actividad humana causa todos estos incrementos. El ciclo natural del carbono no logra explicar el incremento observado

en la atmósfera de 3,2 a 4,1 GtC yr⁻¹ en la forma de CO₂ en los últimos 25 años. (Un GtC es igual a 1015 gramos de carbono, (es decir, mil millones de toneladas).

Los procesos naturales tales como la fotosíntesis, la respiración, la descomposición y el intercambio gaseoso de gas de la superficie conducen a intercambios masivos, en fuentes y sumideros de CO₂, entre los suelos y la atmósfera (calculada en ~120 GtC yr⁻¹) y el océano y la atmósfera (calculada en ~90 GtC yr⁻¹; véase Figura 7.3). Los sumideros naturales de carbono han producido un insumo neto pequeño de CO₂ de unos 3,3 GtC yr⁻¹ en los últimos 15 años, compensando en parte las emisiones antropógenas. Si no fuese por los sumideros naturales que absorben casi la mitad del CO₂ producido por los humanos en los últimos 15 años, las concentraciones atmosféricas hubieran crecido de manera más drástica.

El incremento en la concentración atmosférica de CO₂ es causado por las actividades humanas, como ya se conoce, porque el carácter del CO₂, en particular la proporción de sus átomos de carbono de pesado a ligero, ha cambiado de una forma que puede atribuírsele a la adición de carbono procedente de los combustibles fósiles. Además, la proporción oxígeno/nitrógeno en la atmósfera ha disminuido al incrementar el CO₂, tal como se esperaba, porque el oxígeno se agota cuando se queman combustibles fósiles. Una forma pesada de carbono, el isótopo carbono-13, abunda menos en la vegetación y en los combustibles fósiles formados de plantas pasadas y es más abundante en carbono en los océanos, y en las emisiones volcánicas o geotérmicas. La cantidad relativa del isótopo carbono-13 en la atmósfera disminuye; ello demuestra que el carbono añadido proviene de los combustibles fósiles y de la vegetación. El carbono presenta además un isótopo radiactivo poco común, el carbono-14, presente en el CO₂ atmosférico pero ausente en los combustibles fósiles. Antes de la realización de pruebas atmosféricas para las armas nucleares, las disminuciones en la cantidad relativa de carbono-14 mostraron que se estaba agregando carbono de combustible fósil a la atmósfera.

Gases con contenido de halógenos

Las actividades humanas son las responsables del grueso de las concentraciones de gases de larga vida con contenido de halógenos. Antes de la industrialización, había pocos gases naturales con contenido de halógenos, por ejemplo bromuro de metilo y el cloruro de metilo. El desarrollo de nuevas técnicas para la síntesis química trajo como resultado la proliferación de gases químicamente fabricados con contenido de halógeno, durante los últimos 50 años del siglo XX. En la Figura 1b, se muestran

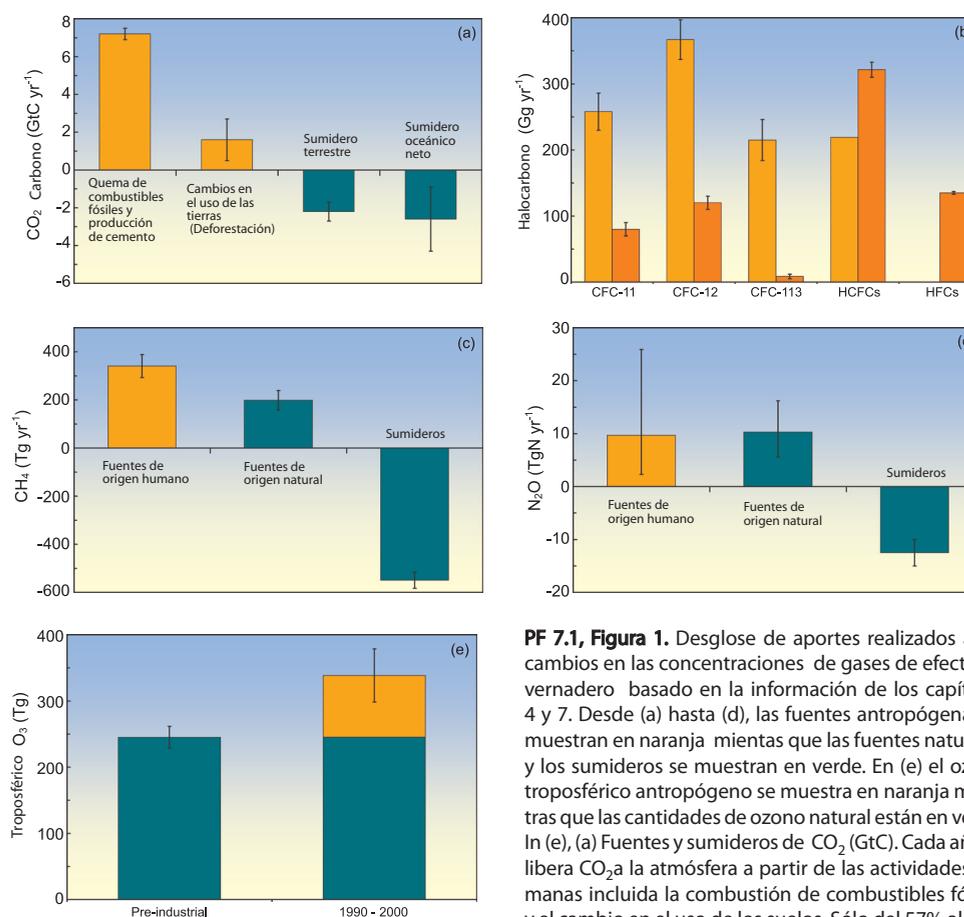
emisiones antropógenas de gases claves con contenido de halógenos. El período de vida atmosférico varía entre 45 y 100 años para los Clorofluorocarbonos (CFC) que se muestran, de 1 a 18 años para los hidroclorofluorocarbonos (HCFC), y de 1 a 270 años para los hidrofluorocarbonos (HFC). Los perfluorocarbonos (PFC, no mostrados) persisten en la atmósfera durante miles de años. Las concentraciones de diversos gases importantes que contienen halógenos, incluidos los CFC, se estabilizan o decrecen en la actualidad, en la superficie de la Tierra como resultado del Protocolo de Montreal sobre Sustancias que Agotan la Capa de Ozono y sus Enmiendas. Las concentraciones de HCFC, cuya producción debe eliminarse por fases hasta el año 2030 y los gases HFC y PFC, mencionados en el Protocolo de Kioto, aumentan en la actualidad.

Metano

Las fuentes de metano (CH_4) para la atmósfera generadas por actividades humanas exceden las fuentes naturales de CH_4 (Figura 1c). Entre 1960 y 1999, las concentraciones crecieron a un promedio de al menos seis veces mayor que en cualquier otro período de 40 años de los dos milenios previos a 1800, a pesar de un crecimiento de casi cero desde 1980. La principal fuente natural de CH_4 para la atmósfera son los humedales. Las fuentes naturales adicionales incluyen las termitas, los océanos, la vegetación y los hidratos de CH_4 . Entre las actividades humanas que producen CH_4 se incluyen la producción de energía a partir del carbón y del gas natural, la eliminación de desperdicios, la crianza de animales rumiantes por ejemplo, ganado y ovejas), la agricultura del arroz y la quema de biomasa. Una vez que se emite, el CH_4 permanece en la atmósfera durante unos 8,4 años, antes de su eliminación, principalmente a través de la oxidación química en la troposfera. Los sumideros menores CH_4 incluyen el insumo por parte de los suelos y la destrucción, con el paso del tiempo, en la estratosfera.

Oxido Nitroso

Las fuentes antropógenas de óxido nitroso (N_2O) a la atmósfera son aproximadamente iguales a las fuentes de N_2O de los sistemas naturales (Figura 1d). Entre 1960 y 1999, las concentraciones de N_2O crecieron a una velocidad dos veces mayor que cualquier período de 40 años respecto de los dos milenios anteriores a 1800. Entre las fuentes naturales del N_2O están los océanos, la oxidación química del amoníaco en la atmósfera y



PF 7.1, Figura 1. Desglose de aportes realizados a los cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero basado en la información de los capítulos 4 y 7. Desde (a) hasta (d), las fuentes antropógenas se muestran en naranja mientras que las fuentes naturales y los sumideros se muestran en verde. En (e) el ozono troposférico antropógeno se muestra en naranja mientras que las cantidades de ozono natural están en verde. En (e), (a) Fuentes y sumideros de CO_2 (GtC). Cada año se libera CO_2 a la atmósfera a partir de las actividades humanas incluida la combustión de combustibles fósiles y el cambio en el uso de los suelos. Sólo del 57% al 60%

del CO_2 emitido por actividades humanas permanece en la atmósfera. Cierta parte se disuelve en el océano y otra se incorpora a las plantas. Los flujos relacionados con los suelos reflejan el decenio de 1990; el combustible fósil, los flujos del cemento y el insumo neto del océano son para el período del 2000 al 2005. Todos los valores e incertidumbres provienen de la Tabla 7.1.

(b) Emisiones mundiales de CFC y otros compuestos con contenido de halógeno para 1990 (naranja claro) y para 2002 (naranja oscuro) Estos productos químicos son antropógenos. En este caso, los 'HCFC incluyen HCFC-22, -141b y -142b, mientras que los 'HFC' incluyen el HFC-23, -125, -134a y -152a. Un Gg = 109 g (1,000 toneladas). La mayoría de los datos provienen de informes que aparecen en el Capítulo 2.

(c) Fuentes y sumideros de CH_4 de 1983 a 2004. Fuentes antropógenas de CH_4 incluyen la producción de energía, vertederos, animales rumiantes (por ej., ganado y ovejas), agricultura arroceras y la quema de biomasa. Un Tg = 1012 g (1 millón de ton). Valores e incertidumbres son las medias y las desviaciones estándares para CH_4 de los valores agregados correspondientes de la Tabla 7.6.

(d) Fuentes y sumideros de N_2O . Las fuentes antropógenas de N_2O incluyen la transformación de nitrógeno fertilizante en N_2O y sus emisiones posteriores de los suelos agrícolas, la quema de biomasa, el ganado y algunas actividades industriales como la fabricación del nylon. Los valores de las fuentes y las incertidumbres son los puntos medios y los límites de rango de la Tabla 7.7. Las pérdidas de N_2O son del Capítulo 7.4.

(e) El ozono troposférico en el siglo XIX y principios del XX y del 1990 al 2000. El incremento en la formación de ozono troposférico es antropógeno, resultante de las reacciones químicas atmosféricas de contaminantes emitidos por la quema de combustibles fósiles o biocombustibles. El valor preindustrial y el rango de incertidumbre son de la Tabla 4.9 del tercer informe de evaluación del IPCC, calculado a partir de observaciones reconstruidas. El total presente y su rango de incertidumbre son el promedio y los resultados de la desviación estándar de modelos citados en la Tabla 7.9 de este informe, excluido los de Tercer Informe de Evaluación.

los suelos. Los suelos tropicales son una fuente especialmente importante de N_2O para la atmósfera. Entre las actividades humanas que emiten N_2O se incluyen la transformación de fertilizantes de nitrógeno a N_2O y las emisiones posteriores de los suelos agrícolas, la quema de biomasa, la cría de animales y ciertas actividades industriales como la fabricación del nylon. Una vez emitido, el N_2O permanece en la atmósfera durante unos 114 años, antes de su absorción, mayormente mediante su destrucción en la estratosfera.

Ozono troposférico

El ozono troposférico es producido por las reacciones fotoquímicas en la atmósfera, que involucran productos químicos precursores tales como el monóxido de carbono, CH_4 , compuestos orgánicos volátiles y óxidos de nitrógeno. Estos productos

químicos son emitidos mediante un proceso biológico natural y por actividades humanas, incluido el cambio en el uso de los suelos y la combustión de combustible. Debido a que el ozono troposférico tiene una vida breve, pues dura solo unos días o semanas en la atmósfera, sus distribuciones son muy variables y se corresponden con la abundancia de sus compuestos precursores como el vapor de agua y la luz solar. Las concentraciones de ozono troposférico son significativamente superiores en el aire de urbanos, en las zonas urbanas a sotavento, y las regiones de quema de la biomasa. El incremento del 38% (20–50%) en el ozono troposférico desde la era preindustrial es antropógeno (Figura 1e). Es muy probable que el incremento de los forzamientos radiativos combinados de CO_2 , CH_4 y N_2O fue al menos seis veces más rápidos entre 1960 y 1999 que durante cualquier período de 40 años durante los dos milenios antes de 1800.

Pregunta frecuente 8.1

¿Cuán confiable son los modelos utilizados para realizar los pronósticos de futuros cambios climáticos?

Se tiene un nivel de confianza considerable en cuanto al hecho de que los modelos climáticos proporcionan estimaciones cuantitativas creíbles sobre los cambios climáticos futuros, en particular, a escala continental y más allá de ésta. Esta confianza se deriva del hecho de que los modelos se basan en principios físicos aceptados y tienen la capacidad de reproducir las características observadas del clima actual y de cambios climáticos del pasado. La confianza que se tiene en las estimaciones de los modelos es mayor para algunas variables climáticas (por ejemplo: la temperatura) que para otras (por ejemplo: las precipitaciones). En el transcurso de varios decenios de desarrollo, los modelos han brindado sistemáticamente una idea clara e inequívoca del calentamiento significativo del clima como respuesta al incremento de los gases de efecto invernadero.

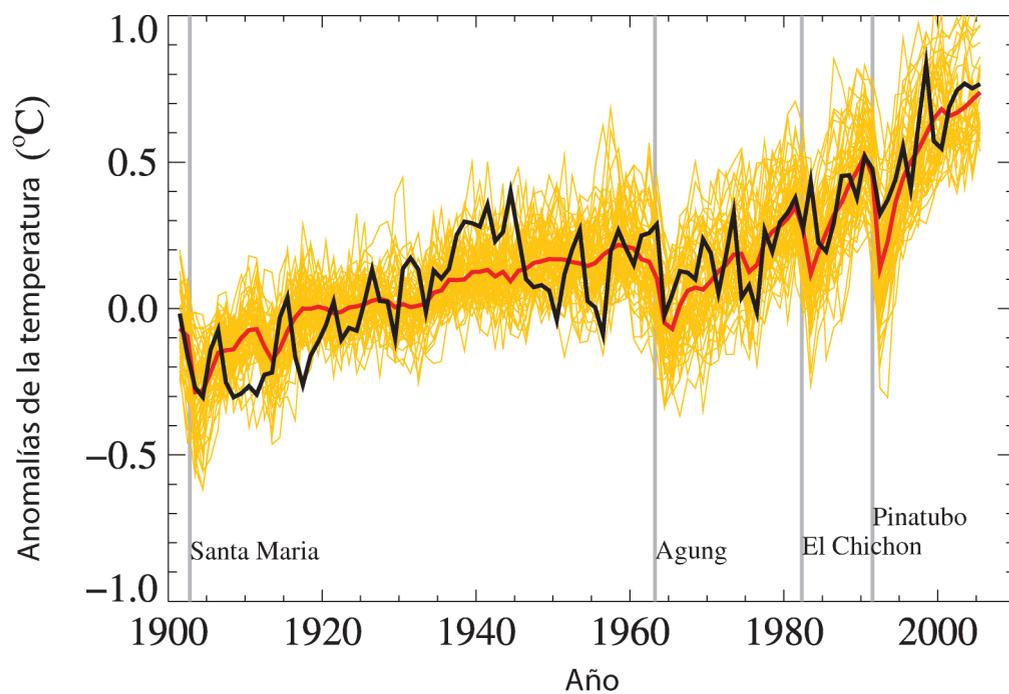
Los modelos climáticos son representaciones matemáticas del sistema climático, expresados como códigos de computación y ejecutados en poderosas computadoras. Una primera razón para tener confianza en los modelos se deriva del hecho de que los principios fundamentales de estos tienen en cuenta leyes físicas establecidas, a saber: la conservación de la masa, la energía y la fuerza, de conjunto con abundantes observaciones.

Una segunda razón para tener confianza en los modelos se basa en la capacidad de estos para simular aspectos importantes

del clima actual. Los modelos son evaluados de manera constante y amplia, comparando las simulaciones de estos con las observaciones de la atmósfera, el océano, la criosfera y la superficie terrestre. Durante el último decenio han tenido lugar niveles de evaluación sin precedentes mediante 'intercomparaciones' organizadas de modelos múltiples. Los modelos han mostrado una capacidad importante y cada vez mayor para

representar muchas características importantes del clima medio, tales como la distribución en gran escala de la temperatura atmosférica, de la precipitación, las radiaciones y los vientos; así como la distribución de las temperaturas oceánicas, las corrientes y las capas de hielo sobre el mar. Los modelos pueden simular también aspectos esenciales de muchos de los patrones de la variabilidad del clima observada en todo un rango de escalas de tiempo. Algunos ejemplos de ello son el avance y retirada de los principales sistemas de monzones, los cambios estacionales de temperatura, las trayectorias de las tormentas y las franjas de lluvias, así como la variación a escala hemisférica de las presiones extra-tropicales de la superficie ('modos anulares' septentrionales y meridionales). Algunos modelos climáticos o variantes estrechamente vinculadas a ellos, han sido sometidos también a prueba, utilizándolos para realizar pronósticos climatológicos y estacionales. Estos modelos han demostrado

PF 8.1, Figura 1. Temperaturas medias mundiales de las zonas cercanas a la superficie durante el siglo 20 basado en las observaciones (negro) y según datos obtenidos a partir de 58 simulaciones realizadas mediante 14 modelos climáticos diferentes, motivados por factores naturales y humanos que influyeron en el clima (amarillo). Se muestra también la tendencia media (línea roja gruesa). Las anomalías de la temperatura se muestran en relación con la media entre 1901 y 1950. Las líneas grises verticales indican el momento en que tuvieron lugar las principales erupciones volcánicas (Figura adaptada del Capítulo 9, Figura 9.5; para más detalles remítase al título correspondiente.)



la capacidad para realizar tales pronósticos, demostrando que pueden representar características importantes de la circulación general en escalas de tiempo más breves, así como aspectos de la variabilidad estacional e interanual. La capacidad de los modelos para representar estas y otras características importantes del clima hacen mayor nuestra confianza en que ellos representan los procesos físicos esenciales que son de importancia para la simulación de los cambios climáticos futuros. (Obsérvese que las limitaciones en cuanto a la capacidad de los modelos climáticos para hacer pronósticos de tiempo más allá de unos días no limitan su capacidad para pronosticar cambios climáticos a largo plazo, puesto que estos son diferentes tipos de pronósticos: véase PF 1.2.)

Una tercera razón para tener confianza en los modelos se deriva de la capacidad de estos para reproducir características de climas y cambios climáticos del pasado. Se han utilizado modelos para simular climas de la antigüedad, tales como a mediados del período holoceno cálido de hace 6000 años o el último máximo glacial de hace 21000 años (véase Capítulo 6). Los modelos pueden reproducir muchas características (permitiendo cierto nivel de incertidumbre en cuanto a la reproducción de climas del pasado), tales como la magnitud y el patrón de una amplia escala del enfriamiento de los océanos durante el último período glacial. Los modelos pueden simular también muchos aspectos observados del cambio climático en los registros instrumentales. Un ejemplo de ello es que, con una gran destreza, se puede colocar en un modelo la tendencia de la temperatura mundial durante el siglo pasado (véase Figura 1), cuando se incluyen tanto los factores humanos como los naturales que influyeron en el clima. Los modelos pueden reproducir también otros cambios observados, tales como el aumento más rápido de la temperatura durante la noche que durante el día, un mayor grado de calentamiento en el Ártico y el enfriamiento mundial pequeño y a corto plazo (y su posterior recuperación), que ha ocurrido después de grandes erupciones volcánicas, tales como la del Monte Pinatubo en 1991 (véase PF 8.1, Figura 1). Las proyecciones de temperatura mundial basadas en modelos, realizadas durante los últimos dos decenios han estado también en plena concordancia con observaciones ulteriores realizadas durante ese período. (Capítulo 1).

No obstante, los modelos aún muestran errores significativos. Aunque, por lo general, estos son mayores a escalas más pequeñas, aún persisten importantes problemas a gran escala. Por ejemplo, todavía existen deficiencias para la simulación de la precipitación tropical, El Niño/Oscilación Meridional y la Oscilación Madden-Julian (una variación observada de los vientos tropicales y precipitaciones en una escala de tiempo de 30 a 90 días). La razón fundamental para la mayoría de estos errores es que muchos procesos importantes a pequeña escala no pueden representarse de manera explícita en los modelos, y deben incluirse por tanto de forma aproximada cuando interactúan con accidentes de mayor escala. Ello se debe en parte a las limitaciones de la capacidad de procesamiento, pero es también el re-

sultado de limitaciones en cuanto al conocimiento científico o la disponibilidad de observaciones detalladas de algunos procesos físicos. En particular, existen niveles de incertidumbre considerables, asociados con la representación de las nubes y con las correspondientes respuestas de las nubes al cambio climático. Por consiguiente, los modelos siguen mostrando un rango considerable de cambio de la temperatura mundial como respuesta al forzamiento de los gases de efecto invernadero especificados (véase Capítulo 10). Sin embargo, a pesar de estas incertidumbres, los modelos son unánimes en cuanto a la predicción

que hacen del calentamiento considerable del clima por el aumento de los gases de efecto invernadero, y la magnitud de este calentamiento está en correspondencia con las estimaciones independientes, procedentes de otras fuentes, tales como las que son el resultado de cambios climáticos observados y reconstrucciones de climas pasados.

Como la confianza en los cambios proyectados por los modelos mundiales disminuye a escalas menores, se han desarrollado específicamente otras técnicas, tales como el uso de modelos climáticos regionales o métodos de reducción gradual de la escala con el objetivo de estudiar los cambios climáticos a escalas regional y local (véase PF 11.1). Sin embargo, en la medida en que los modelos mundiales continúan desarrollándose y su resolución sigue mejorando, estos se tornan cada vez más útiles para la investigación de importantes accidentes a menor escala, como los cambios en los fenómenos meteorológicos extremos; y se espera que mejore aún más la representación a escala regional, con una mayor capacidad de procesamiento computarizado. Los modelos están siendo también más integrales en la forma de dar tratamiento al cambio climático, representando así de manera explícita un mayor número de procesos e interacciones físicos y biofísicos, que se consideran potencialmente importantes para el cambio climático, en particular, a escalas de tiempo más prolongadas. Ejemplos de ello lo constituyen la reciente inclusión de la respuesta de las plantas, las interacciones biológicas y químicas en los océanos y la dinámica de los mantos de hielo en algunos modelos climáticos mundiales.

En resumen, la confianza en los modelos se deriva de su base física y su capacidad para representar climas y cambios climáticos observados. Los modelos han demostrado ser herramientas sumamente importantes para simular y entender el clima, y hay una gran confianza en que pueden proporcionar estimaciones cuantitativas creíbles de los cambios climáticos futuros, en particular, a escalas mayores. Los modelos continúan teniendo limitaciones significativas, tales como en la representación que se hace de las nubes, que presenta incertidumbres en la magnitud y localización en el tiempo, así como en los detalles regionales de los cambios climáticos pronosticados. No obstante, en el transcurso de varios decenios de desarrollo, los modelos han brindado sistemáticamente una idea clara e inequívoca del calentamiento significativo del clima como respuesta al incremento de los gases de efecto invernadero.

Pregunta frecuente 9.1

¿El calentamiento debido al efecto invernadero puede ser la explicación de sucesos extremos específicos?

Se espera que ocurran cambios en los extremos climáticos en la medida en que el clima se calienta en respuesta a los crecientes gases de efecto invernadero en la atmósfera, producidos como resultado de actividades humanas, tales como el empleo de combustibles fósiles. Sin embargo, resulta difícil, por no decir imposible, determinar si un solo suceso extremo específico se debe a una causa específica, como los cada vez mayores gases de efecto invernadero; ello se debe a dos razones: 1) los sucesos extremos son ocasionados por lo general por una combinación de factores y 2) una amplia gama de sucesos extremos es algo que ocurre de forma normal, incluso en un clima invariable. No obstante, el análisis del calentamiento observado durante el siglo pasado indica que ha aumentado la probabilidad de algunos episodios extremos, tales como las olas de calor, debido al calentamiento atmosférico por el efecto invernadero, y que ha disminuido la probabilidad de que ocurran otros fenómenos como las heladas o las noches sumamente frías. Por ejemplo, un estudio reciente estima que las influencias humanas han duplicado con creces el riesgo de que haya un verano muy caliente en Europa como el de 2003.

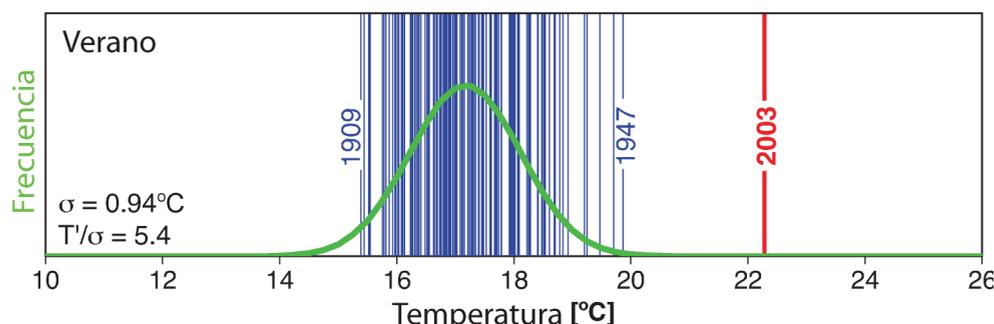
Las personas afectadas por un episodio meteorológico extremo preguntan a menudo si las influencias humanas sobre el clima pudieran ser responsables de ello hasta cierto punto. En años recientes se han visto muchos fenómenos extremos que algunos comentaristas han vinculado con los crecientes gases de efecto invernadero. Entre ellos se encuentran la larga sequía en Australia, el verano sumamente caluroso en Europa en 2003 (véase Figura 1), las intensas temporadas ciclónicas en el Atlántico Norte de 2004 y 2005, y los fenómenos extremos de precipitaciones en Bombay, la India, en julio de 2005. ¿Acaso una influencia humana como las elevadas concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera podría haber "causado" alguno de estos fenómenos?

Por lo general, los episodios extremos son el resultado de una combinación de factores. Por ejemplo, varios factores contribuyeron al verano sumamente caluroso que azotó Europa en 2003, incluido un constante sistema de altas presiones que estuvo asociado a cielos muy despejados y el suelo seco, que permitió una mayor disponibilidad de energía para calentar la tierra porque se consumió menos energía para evaporar la humedad del suelo. Asimismo, para la

formación de un huracán se requieren temperaturas calientes en la superficie del mar y condiciones específicas de circulación de la atmósfera. Debido al hecho de que algunos factores pueden ser fuertemente afectados por las actividades humanas, como es el caso de las temperaturas de la superficie del mar, y otros pueden no estarlo, no resulta sencillo detectar una influencia humana en un solo fenómeno extremo específico.

No obstante, pueden utilizarse modelos climáticos para determinar si las influencias humanas han cambiado la probabilidad de ocurrencia de ciertos tipos de fenómenos extremos. Por ejemplo, en el caso de la ola de calor que afectó Europa en 2003, se utilizó un modelo climático que solo incluía los cambios históricos de los factores naturales que afectaban el clima, como la actividad volcánica y los cambios de la radiación solar total. Posteriormente, el modelo se volvió a aplicar con la inclusión de factores tanto humanos como naturales, lo cual dio como resultado una simulación de la evolución del clima europeo que se aproximó mucho más a lo que había ocurrido en realidad. Teniendo en cuenta estos experimentos, se estimó que durante el siglo XX, las influencias humanas duplicaron con creces el riesgo de tener en Europa un verano tan caluroso como el de 2003 y que, en ausencia de las influencias humanas, es probable que hubiera habido un solo riesgo en muchos cientos de años. Se necesitarán más trabajos detallados con los modelos para estimar los cambios en los riesgos para fenómenos específicos de gran impacto, como una serie de noches muy calurosas en una zona urbana como París.

El valor de tal enfoque basado en las probabilidades -"¿las influencias humanas cambian la probabilidad de que ocurra un fenómeno meteorológico?"- radica en que este puede utilizarse para estimar la influencia de factores externos, como la elevación de los gases de efecto invernadero, en la frecuencia de tipos es-



PF 9.1, Figura 1. El promedio de las temperaturas registradas en los veranos en Suiza desde 1864 hasta 2003 ha sido aproximadamente 17°C, como lo demuestra la curva verde. Durante el verano sumamente caluroso de 2003, la temperatura media fue superior a los 22°C, como indica la barra roja (para cada año dentro de este registro anual de 137 años, se muestra una línea vertical). La distribución gaussiana ajustada se indica con el color verde. Los años 1909, 1947 y 2003 están marcados porque representan años extremos en el registro. Los valores en la esquina inferior izquierda indican la desviación estándar (σ) y la anomalía de 2003 normalizada por la desviación estándar (T'/σ) de 1864 a 2000. Tomado de Schär et al. (2004).

pecíficos de fenómenos, como las olas de calor o las heladas. No obstante, se necesita un análisis estadístico, debido al hecho de que la probabilidad de que ocurran condiciones extremas específicas, como una helada a finales de la primavera, podría variar debido a los cambios en la variabilidad del clima, así como a los cambios de las condiciones climáticas medias. Tales análisis dependen de las estimaciones basadas en los modelos climáticos de la variabilidad del clima y, por tanto, los modelos de clima empleados deben representar correctamente esa variabilidad.

El mismo enfoque basado en las probabilidades puede utilizarse para analizar los cambios en la frecuencia de las intensas precipitaciones o las inundaciones. Los modelos climáticos pronostican que las influencias humanas provocarán un aumento en muchos tipos de fenómenos meteorológicos extremos, entre los que se incluyen las precipitaciones extremas. Ya existen pruebas de que en decenios recientes las precipitaciones extremas se han elevado en algunas regiones, lo cual ha conducido a un aumento de las inundaciones.

Pregunta Frecuente 9.2

¿Acaso la variabilidad natural puede ser la explicación para el calentamiento ocurrido en el Siglo XX?

Es muy poco probable encontrar una explicación para el calentamiento ocurrido en el siglo XX en causas naturales. Los años finales del siglo XX fueron inusualmente calurosos. Las reconstrucciones paleoclimáticas muestran que la segunda mitad de este siglo ha sido probablemente el período de 50 años más caliente de los últimos 1300 años en el hemisferio norte. Este calentamiento rápido concuerda con el conocimiento científico que existe sobre cómo debe responder el clima ante un rápido aumento de los gases de efecto invernadero, tal como ocurrió durante el siglo pasado, y el calentamiento no concuerda con el conocimiento científico sobre cómo debe responder el clima ante factores externos naturales como la variabilidad en la radiación solar total y la actividad volcánica. Los modelos climáticos constituyen una herramienta apropiada para estudiar las diferentes influencias que afectan el clima de la Tierra. Cuando los efectos de los crecientes niveles de gases de efecto invernadero se incluyen en los modelos, al igual que los factores externos naturales, estos muestran buenas simulaciones del calentamiento ocurrido durante el siglo pasado. Los modelos no pueden reproducir el calentamiento observado cuando se aplican utilizando solo los factores naturales. Cuando se incluyen los factores humanos, los modelos simulan también un patrón geográfico del cambio de temperatura en el mundo, similar al que ha ocurrido en decenios recientes. Este patrón espacial, que tiene características como un mayor calentamiento en las latitudes septentrionales elevadas, difiere de los patrones más importantes de la variabilidad climática natural que están asociados a procesos climáticos internos, como El Niño.

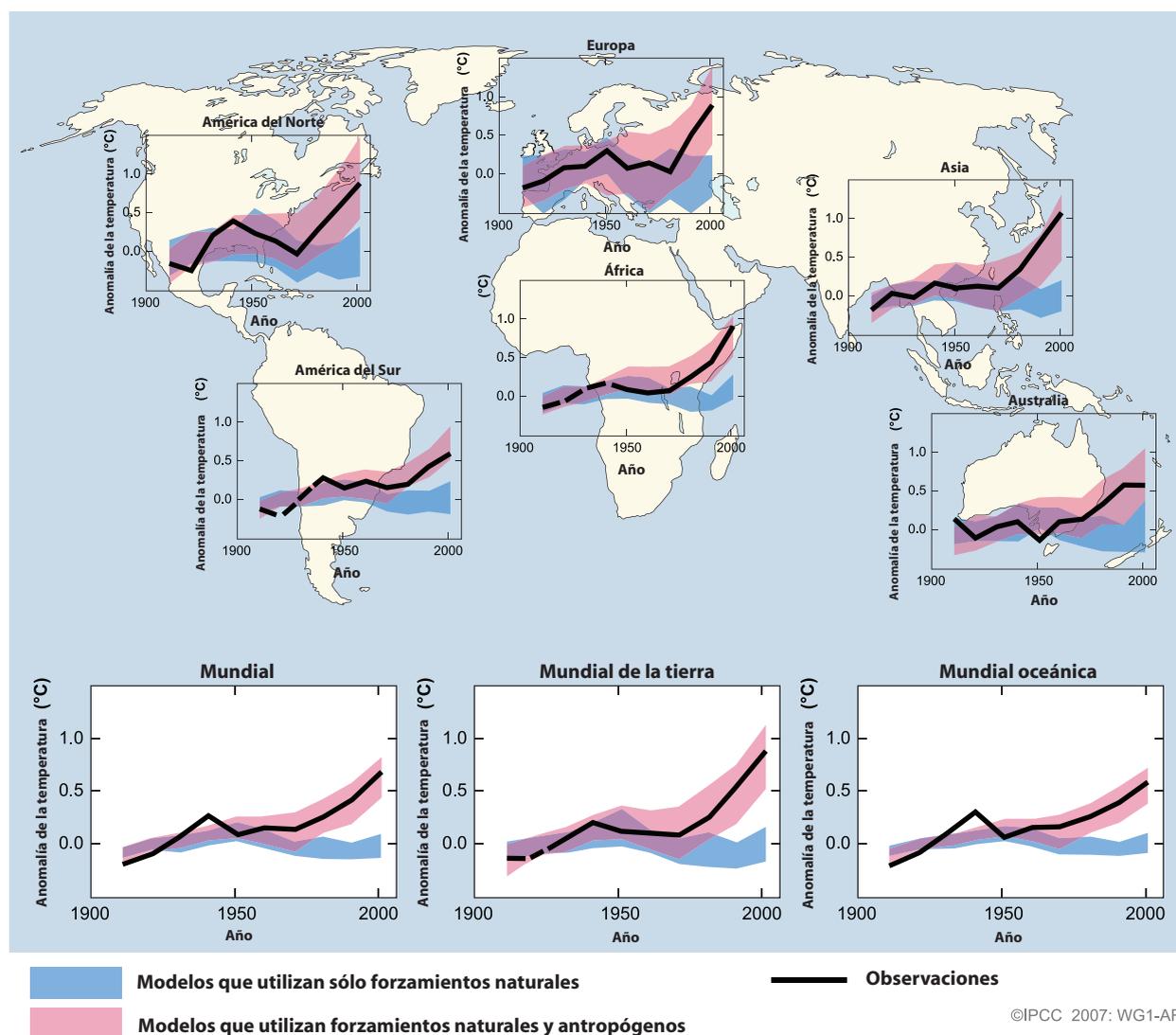
Las variaciones en el clima de la Tierra que han tenido lugar con el paso del tiempo son el resultado de procesos naturales internos, como El Niño, así como de los cambios en las influencias externas. Estas influencias externas pueden tener un origen natural, como la actividad volcánica y las variaciones de la radiación solar total, o ser provocadas por la actividad humana, tales como las emisiones de gases de efecto invernadero, los aerosoles emitidos por los seres humanos, el agotamiento de la capa de ozono y los cambios en el uso de la tierra. El papel que desempeñan los procesos naturales internos puede estimarse mediante el estudio de las variaciones observadas en el clima y la aplicación de modelos climáticos sin cambiar ninguno de los factores externos que afectan el clima. El efecto de las influencias externas puede estimarse con modelos, cambiando estos factores y utilizando el conocimiento físico de los procesos involucrados. Los efectos conjuntos de la variabilidad natural interna y los factores naturales externos pueden estimarse también a partir de la información sobre el clima registrada en los anillos de crecimiento de los árboles, en las muestras de hielo y otros tipos de 'termómetros' naturales que existían antes de la era industrial.

Entre los factores naturales externos que afectan el clima se incluyen la actividad volcánica y las variaciones en la radiación solar total. Las erupciones volcánicas explosivas expulsan en ocasiones grandes cantidades de polvo y sulfatos en aerosol hacia la atmósfera, formando un escudo temporal que protege la Tierra y refleja los rayos de sol hacia el espacio. La radiación solar total tiene un ciclo de 11 años y puede tener también variaciones a más largo plazo. Las actividades humanas durante los últimos 100 años, en particular, el quemado de combustibles fósiles, han provocado un rápido crecimiento del nivel de dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero en la atmósfera. Antes del

comienzo de la era industrial, estos gases se mantuvieron con concentraciones prácticamente estables durante miles de años. Las actividades humanas han provocado mayores concentraciones de partículas reflectantes finas o 'aerosoles' en la atmósfera, en particular, durante los decenios de 1950 y 1960.

Si bien los procesos climáticos naturales internos, como El Niño, pueden provocar variaciones en la temperatura media mundial durante períodos relativamente cortos, los análisis indican que una gran parte de ello se debe a factores externos. Grandes erupciones volcánicas, como la del Monte Pinatubo, en 1991 han estado seguidas por breves períodos de enfriamiento mundial. A principios del siglo XX, la temperatura media mundial se elevó; durante ese tiempo las concentraciones de gases de efecto invernadero comenzaron a aumentar, la radiación solar total se elevó probablemente y hubo poca actividad volcánica. Durante los decenios de 1950 y 1960, la temperatura media mundial se estabilizó, ya que el aumento de los aerosoles derivados de los combustibles fósiles y otras fuentes provocó un enfriamiento en el planeta. La erupción del Monte Agung en 1963 expulsó también grandes cantidades de polvo reflectante hacia la atmósfera superior. El calentamiento rápido observado desde el decenio de 1970 ha ocurrido en un período en el que el aumento de los gases de efecto invernadero ha prevalecido sobre todos los demás factores.

Se han realizado numerosos experimentos con la utilización de modelos climáticos para determinar las causas probables de los cambios climáticos ocurridos en el siglo XX. Estos experimentos indican que los modelos no pueden reproducir el calentamiento rápido observado en decenios recientes cuando estos solo tienen en cuenta las variaciones de la radiación solar total y la actividad volcánica. Sin embargo, como se muestra en la Figura 1, los modelos pueden simular los cambios de temperatura observados durante el siglo XX cuando estos incluyen todos los factores externos más importantes, entre los que se encuentran las influencias humanas de fuentes como los gases de efecto invernadero y los factores naturales externos. Las respuestas esperadas de los modelos ante estos factores externos pueden detec-



PF 9.2, Figura 1. Cambios de temperatura en comparación con la media correspondiente al período 1901-1950 (°C), de un decenio a otro, de 1906 a 2005 en todos los continentes de la Tierra, así como en todo el planeta, la superficie continental del planeta, y los océanos (gráficos de la parte inferior). La línea negra indica los cambios de temperatura observados y las bandas de colores muestran el rango combinado cubierto por el 90% de las simulaciones de modelos recientes. El color rojo indica las simulaciones que incluyen factores naturales y humanos, mientras que el azul indica las simulaciones que solo incluyen los factores naturales. Las líneas negras punteadas indican las décadas y regiones continentales de las cuales se tienen considerablemente menos observaciones. En el Material Complementario, Apéndice 9.C se brindan descripciones detalladas de esta figura y la metodología utilizada para su realización.

tarse en el clima del siglo XX en el mundo y en cada continente por separado, salvo en La Antártida, donde las observaciones no son suficientes. Es muy probable que la influencia humana en el cambio climático prevalezca por encima de todas las demás causas que condujeron al cambio de la temperatura media de la superficie mundial durante la última mitad del siglo pasado.

Una importante razón de incertidumbre se debe al conocimiento incompleto de los factores externos, tales como los aerosoles emitidos por los seres humanos. Además de ello, los propios modelos climáticos son imperfectos. No obstante, todos los modelos simulan un patrón de respuesta al aumento de los gases de efecto invernadero ocasionado por las actividades humanas, el cual es similar al patrón de cambio observado. Este patrón incluye un mayor calentamiento sobre la tierra que sobre los océanos. Este patrón de cambio, que difiere de los principales

patrones de cambio de temperatura asociados a la variabilidad natural interna, como El Niño, ayuda a diferenciar las respuestas a los gases de efecto invernadero de las repuestas a los factores naturales externos. Tanto los modelos como las observaciones muestran un calentamiento en la parte inferior de la atmósfera (la troposfera) y un enfriamiento en la estratosfera. Esta es otra 'huella' del cambio que revela el efecto de la influencia humana en el clima. Por ejemplo, si el aumento de la radiación solar total hubiera sido el responsable del reciente calentamiento climático, tanto la troposfera como la estratosfera hubieran experimentado un calentamiento. De igual modo, las diferencias en cuanto a la sincronización en el tiempo de las influencias externas de origen natural y humano ayudan a distinguir entre las respuestas del clima a estos factores. Tales consideraciones aumentan la seguridad que se tiene en que los factores humanos, en lugar de

los de origen natural, son la causa predominante del calentamiento mundial durante los últimos 50 años.

Las estimaciones de las temperaturas en el hemisferio norte durante los últimos uno o dos milenios, basadas en 'termómetros' naturales como los anillos de crecimiento de los árboles que varían en espesor o densidad en la medida en que cambian las temperaturas, y los registros meteorológicos brindan pruebas adicionales sobre el hecho de que el calentamiento ocurrido en el siglo XX no puede explicarse solo con factores como la variabilidad natural interna y el forzamiento natural externo. La confianza en estas estimaciones ha aumentado debido al hecho que, antes de la era industrial, gran parte de la variación que

se mostraba en la temperatura promedio en el hemisferio norte podía explicarse con el enfriamiento episódico provocado por las grandes erupciones volcánicas y los cambios en la radiación solar total. Por lo general, el resto de la variación es coherente con la variabilidad simulada por los modelos climáticos ante la falta de factores externos de origen natural y humano. Si bien existe incertidumbre en cuanto a las estimaciones de las temperaturas anteriores, estas muestran que es probable que la segunda mitad del siglo XX haya sido el período de 50 años más caluroso de los últimos 1300 años. La variabilidad estimada del clima, provocada por factores humanos es pequeña en comparación con el fuerte calentamiento ocurrido en el siglo XX.

Pregunta Frecuente 10.1

¿Se esperan cambios en los episodios extremos como las olas de calor, las sequías o las inundaciones, en la medida en que cambia el clima de la Tierra?

Si; se espera que cambien el tipo, la frecuencia y la intensidad de los episodios extremos en la medida en que cambia el clima de la Tierra, y estos cambios pudieran ocurrir incluso con variaciones relativamente pequeñas del clima medio. Ya se han observado cambios en algunos tipos de fenómenos extremos, por ejemplo, aumento en la frecuencia e intensidad de las olas de calor y grandes fenómenos de precipitaciones (véase PF 3.3).

En un clima futuro más caliente, habrá mayores riesgos de que ocurran olas de calor más intensas, frecuentes y largas. La ola de calor que azotó Europa en 2003 es un ejemplo del tipo de episodio extremo de calor que puede durar desde varios días hasta más de una semana, y que tiene probabilidades de llegar a ser más común en un clima futuro más caliente. Un aspecto relacionado con las extremas temperaturas es el hecho de que es probable que haya un descenso en las variaciones de la temperatura diaria (diurna) en la mayoría de las regiones. Es probable también que un clima futuro más caliente pudiera tener menos días de heladas (a saber, noches donde la temperatura descienda por debajo del punto de congelación). Una mayor duración de las estaciones guarda relación con la cantidad de días de heladas, y se ha pronosticado que éstas sean más largas a medida que el clima experimenta un calentamiento. Hay probabilidades de que disminuya la frecuencia de las olas de aire frío (a saber, períodos de frío extremo con duración de entre varios días y más de una semana) en los inviernos del hemisferio norte, en la mayoría de las regiones. Pudiera haber excepciones en zonas donde las reducciones en el frío extremo son menores, como son en el occidente de América del Norte, el Atlántico Norte y Europa y Asia meridionales, debido a los cambios de la circulación atmosférica.

En un clima futuro más caliente, la mayoría de los modelos de circulación general atmosférica acoplados a un modelo oceánico ofrecen como pronósticos veranos más secos e inviernos más húmedos en la mayor parte de las latitudes septentrionales medias y altas. La sequedad de los veranos indica mayores riesgos de sequía. Además del riesgo de la sequedad, hay mayores posibilidades de que haya intensas precipitaciones e inundaciones debido a la mayor capacidad de retención de agua en una atmósfera más caliente. Ya esto se ha observado y se pronostica que continúe porque, en un mundo más caliente, las precipitaciones tienden a concentrarse en fenómenos más intensos, con períodos más prolongados de pequeñas precipitaciones entre un fenómeno y otro. Por tanto, los chubascos grandes e intensos pudieran tener intercalados períodos relativamente secos y más largos. Otro aspecto de estos cambios previstos es que se pro-

nostica que los extremos húmedos sean más severos en muchas regiones donde se espera que aumenten los niveles de precipitaciones medias y se prevé que los extremos secos sean más severos en las regiones donde se espera que desciendan los niveles de precipitación media.

En correspondencia con los resultados que muestran los mayores extremos de precipitaciones intensas, aún cuando la fuerza del viento en las tormentas no cambiara en un clima futuro, habría un incremento en la intensidad de las precipitaciones extremas. En particular, en la superficie terrestre del hemisferio norte, se pronostica que aumenten las probabilidades de inviernos muy húmedos en gran parte de Europa central y septentrional, debido al incremento de las intensas precipitaciones durante las tormentas, lo que indica una mayor posibilidad de inundaciones en Europa y en otras regiones de latitudes medias, debido a precipitaciones y nevadas más intensas que producirían más escorrentías. Resultados similares se aplican para las precipitaciones de verano, con implicaciones que ocasionarían más inundaciones en la región de los monzones asiáticos y otras zonas tropicales. Los riesgos mayores de inundaciones en una serie de cuencas fluviales en un clima futuro más caliente se han asociado al aumento del desagüe de los ríos con un mayor riesgo de precipitaciones e inundaciones relacionadas con intensas tormentas. Algunos de estos cambios podrían ser prolongaciones de las tendencias que ya se están apreciando.

Existen evidencias de estudios basados en modelos que indican que los ciclones tropicales futuros pudieran tornarse más severos, con velocidades mayores de sus vientos y precipitaciones más intensas. Los estudios dan a entender que tales cambios pudieran estar ocurriendo ya; existen señales que indican que la cantidad promedio de huracanes con Categorías 4 y 5 al año ha aumentado durante los últimos 30 años. Algunos estudios basados en modelos han pronosticado una disminución de la cantidad de ciclones tropicales a nivel mundial, debido a la mayor estabilidad de la troposfera tropical en un clima más caliente, caracterizada por una menor cantidad de tormentas débiles y un mayor número de tormentas intensas. Una serie de estudios basados en modelos ha pronosticado también una tendencia general a que hayan tormentas más intensas, pero en menor cuantía fuera del trópico, con una tendencia hacia fenómenos de vientos más extremos y olas oceánicas más elevadas en varias regiones, asociadas a esos ciclones más intensos. Los modelos prevén también un cambio de trayectoria de las tormentas, en varios grados de latitud, hacia los polos en ambos hemisferios.

Pregunta Frecuente 10.2

¿Cuán probables son los cambios climáticos mayores y abruptos, tales como la pérdida de los mantos de hielo o los cambios en la circulación oceánica mundial?

Para el siglo XXI, no se considera probable que ocurran cambios climáticos abruptos, tales como el derrumbe de la capa de hielo de la Antártida occidental, la pérdida rápida de la capa de hielo de Groenlandia o cambios a gran escala de los sistemas de circulación oceánica, teniendo en cuenta los resultados de modelos disponibles en la actualidad. Sin embargo, la ocurrencia de tales cambios se torna cada vez más probable en la medida en que avanzan las perturbaciones del sistema climático.

El análisis físico, químico y biológico de las muestras de hielo de Groenlandia, de los sedimentos marinos del Atlántico norte y de otros lugares y de muchos otros archivos con información sobre el clima pasado ha demostrado que las temperaturas locales, los regímenes de vientos y los ciclos del agua pueden cambiar rápidamente en solo unos años. La comparación de los resultados de los archivos en diferentes lugares del planeta muestra que en el pasado ocurrieron grandes cambios que pasaron de un alcance hemisférico a un alcance mundial. Con ello se llegó al concepto de un clima pasado inestable, que atravesó fases de cambios abruptos. Por tanto, una preocupación importante es el hecho de que el crecimiento constante de las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera puede conducir a una perturbación lo suficientemente fuerte como para desencadenar cambios abruptos en el sistema climático. Esta interferencia en el sistema climático pudiera considerarse peligrosa porque tendría consecuencias mundiales mayores.

Antes de analizar algunos ejemplos de estos cambios, resulta de utilidad definir los términos 'abrupto' y 'mayores'. El término 'abrupto' significa que los cambios ocurren con más rapidez que la perturbación que induce el cambio; en otras palabras, la respuesta no es lineal. Un cambio climático 'mayor' es el que incluye cambios que exceden el rango de la variabilidad natural actual y tienen un alcance espacial que oscila de varios miles de kilómetros hasta todo el planeta. A escalas locales o regionales, los cambios abruptos son una característica común de la variabilidad climática natural. En este caso, no se consideran los fenómenos aislados de corta vida, a los cuales se hace referencia, de manera más acertada, como 'fenómenos extremos', sino más bien los cambios a gran escala que evolucionan con rapidez y persisten durante varios años o decenios. Por ejemplo, el cambio en las temperaturas de la superficie del mar en el Pacífico oriental, ocurrido a mediados del decenio de 1970, o la reducción de la salinidad en los 1000 m más cercanos a la superficie en el mar del Labrador, desde mediados del decenio de 1980, son ejemplos de fenómenos abruptos con consecuencias que van de un alcance local a regional, a diferencia de los fenómenos a mayor escala y más duraderos que son el centro de atención en este caso.

Un ejemplo es el posible colapso o interrupción de la Corriente del Golfo, que ha recibido una amplia atención por parte de la opinión pública. La Corriente del Golfo, con un flujo fundamentalmente horizontal en la zona noroeste del Océano Atlántico, es impulsada por vientos. Aunque se caracteriza por una circulación general estable del océano, su prolongación hacia el norte, que alimenta la formación de aguas profundas en los mares de Groenlandia, Noruega e Islandia y, por tanto, proporciona cantidades considerables de calor a estos mares y las tierras cercanas, recibe una fuerte influencia de los cambios de densidad de las aguas superficiales en estas regiones. Esta corriente constituye el extremo norte de una Circulación Meridional de Retorno (MOC por sus siglas en inglés) en cuenca, establecida a lo largo de la zona occidental de la cuenca del Atlántico. Un resultado acertado de las simulaciones de los modelos climáticos es el hecho de que si la densidad de las aguas superficiales en el Atlántico Norte disminuye debido al calentamiento o a una reducción de la salinidad, la fuerza de la MOC desciende, y con ello, desciende también la entrega de calor a estas zonas. Una reducción mantenida y fuerte de la salinidad pudiera llevar a una disminución incluso más considerable o una interrupción completa de la MOC en todos los pronósticos de los modelos climáticos. Tales cambios ya han ocurrido en el pasado lejano.

El problema radica ahora en si la cada vez mayor influencia humana en la atmósfera constituye una perturbación tan fuerte para la MOC que pudiera inducirse ese cambio. El aumento de los gases de efecto invernadero en la atmósfera conduce a un calentamiento y una intensificación del ciclo hidrológico; este último provoca que las aguas superficiales en el Atlántico Norte se tornen menos saladas, debido al aumento de las precipitaciones que conduce a una mayor escorrentía del agua dulce de los ríos de la región hacia los océanos. El calentamiento hace también que el hielo terrestre se derrita, añadiendo más agua dulce y reduciendo cada vez más la salinidad de las aguas superficiales del océano. Ambos efectos reducirían la densidad de las aguas superficiales (que debe ser lo suficientemente densa y pesada para hundirse para poder formar la MOC), lo que conduciría así a una reducción de la MOC en el siglo XXI. Se pronostica que esta reducción continúe estando en correspondencia con el calentamiento: ninguno de los modelos actuales simula una reducción abrupta (no lineal) o una interrupción completa para este siglo. Aún existe un amplio margen entre la reducción de la MOC simulada por los modelos, el cual va desde una posición en la que no hay prácticamente respuesta hasta una reducción de más del 50 por ciento a finales del siglo XXI. Esta variación de los modelos cruzados se debe a las diferencias en las fuerzas del retroefecto de la atmósfera y los océanos, simulado en estos modelos.

También existe incertidumbre acerca del destino a largo plazo de la MOC. Muchos modelos muestran una recuperación de la MOC una vez que se estabilice el clima, pero algunos tienen umbrales para la MOC, y se aprueban cuando el forzamiento es lo suficientemente fuerte y persiste el tiempo suficiente. Tales simulaciones muestran entonces una reducción gradual de la MOC que continúa incluso después que se estabiliza el clima. En estos momentos no resulta posible asegurar la probabilidad de que esto ocurra. No obstante, si ello ocurriera, Europa experimentaría un calentamiento de todas formas, puesto que el forzamiento radiativo, causado por los crecientes gases de efecto invernadero, afectaría el enfriamiento asociado a la reducción de la MOC. Por tanto, los escenarios catastróficos que indican el comienzo de un período glacial, provocado por una interrupción de la MOC, son una mera especulación, y ningún modelo climático ha mostrado tales resultados. De hecho, los procesos que conducirían a un período glacial se conocen suficientemente bien y difieren completamente de los que se analizan en este caso, por lo que podemos excluir ese escenario con toda confianza.

Independientemente de la evolución a largo plazo de la MOC, las simulaciones de los modelos concuerdan en que el calentamiento y la consiguiente disminución de la salinidad reducirán significativamente la formación de las aguas profundas e intermedias en el mar del Labrador durante los próximos decenios. Ello alterará las características de las masas de aguas intermedias del Atlántico Norte y afectará, a la postre, el fondo oceánico profundo. Los efectos a largo plazo de tal cambio son desconocidos.

Otros ejemplos de los cambios climáticos abruptos analizados con amplitud son la rápida desintegración del manto de hielo de Groenlandia o el derrumbe repentino de los mantos de hielo de La Antártida occidental. Las simulaciones de modelos y las observaciones indican que el calentamiento en las latitudes altas del

hemisferio norte está acelerando el derretimiento del manto de hielo de Groenlandia, y que las crecientes nevadas debido al ciclo hidrológico intensificado no pueden compensar este derretimiento. Como consecuencia de ello, el manto de hielo de Groenlandia pudiera reducirse de manera substancial en los próximos siglos. Asimismo, los resultados indican que hay un umbral de temperatura crítica más allá del cual el manto de hielo de Groenlandia estaría condenado a desaparecer completamente, y ese umbral pudiera cruzarse en el transcurso de este siglo. Sin embargo, el derretimiento total del manto de hielo de Groenlandia, que elevaría el nivel del mar en el planeta en casi siete metros, es un proceso lento que pudiera tardar muchos cientos de años para completarse.

Observaciones satelitales e in situ recientes de las corrientes de hielo que fluyen detrás de las barreras de hielo en desintegración demuestran algunas reacciones rápidas de los sistemas de los mantos de hielo. Ello trae consigo nuevas preocupaciones en torno a la estabilidad general del manto de hielo de la Antártida occidental, cuya desaparición provocaría otro crecimiento del nivel del mar de 5 a 6 metros. Si bien estas corrientes parecen protegidas por las barreras que se encuentran frente a ellas, en la actualidad se desconoce si una reducción o fallo de esta protección en las zonas donde hay capas de hielo relativamente limitadas pudiera desencadenar una amplia descarga de muchas corrientes de hielo y, por tanto, conducir a la desestabilización de todo el manto de hielo de la Antártida occidental. Los modelos de los mantos de hielo solo están comenzando a captar tales procesos dinámicos a pequeña escala, que incluyen interacciones complicadas con los fondos glaciares y el océano en el perímetro del manto de hielo. Por tanto, no se dispone de información cuantitativa acerca de la generación actual de modelos del manto de hielo, en cuanto a la probabilidad o la distribución en el tiempo de tal fenómeno.

Pregunta frecuente 10.3

Si se reducen las emisiones de gases de efecto invernadero, ¿con qué rapidez descenderán sus concentraciones en la atmósfera?

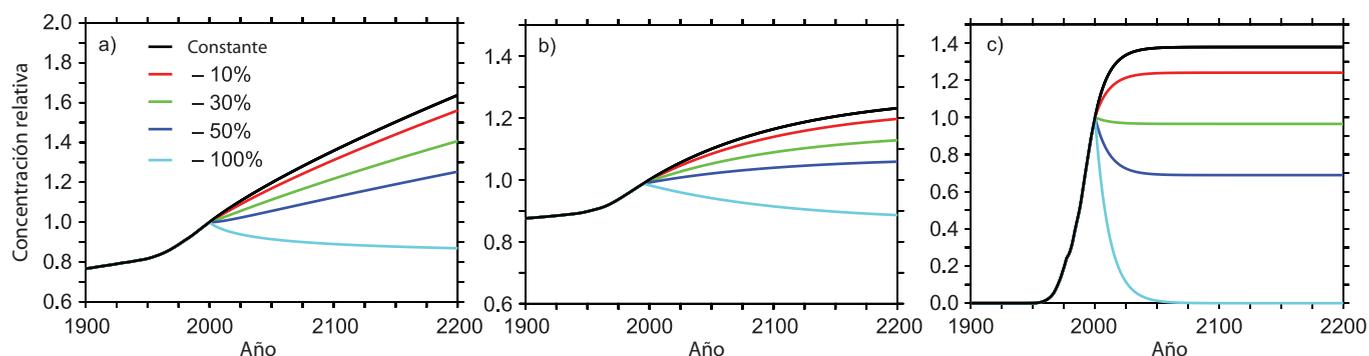
La adaptación de las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera a la reducción de las emisiones depende de los procesos químicos y físicos que eliminan cada gas de la atmósfera. Las concentraciones de algunos gases de efecto invernadero disminuyen casi inmediatamente como respuesta a la reducción de las emisiones, mientras que otros gases pueden continuar aumentando en realidad durante siglos incluso con emisiones reducidas.

La concentración de un gas de efecto invernadero en la atmósfera depende de la relación que se establezca entre las tasas de emisión del gas hacia la atmósfera y la duración de los procesos que lo eliminan de la atmósfera. Por ejemplo, existe un intercambio de dióxido de carbono (CO_2) entre la atmósfera, el océano y la tierra mediante procesos como la transferencia de gases entre el océano y la atmósfera y procesos químicos (por ejemplo: el marchitamiento) y biológicos (por ejemplo: la fotosíntesis). Si bien más de la mitad del CO_2 emitido tarda un siglo en la actualidad para eliminarse de la atmósfera, una parte del CO_2 emitido (cerca del 20%) se mantiene en la atmósfera durante muchos milenios. Como resultado del lento proceso de eliminación, el CO_2 de la atmósfera continúa aumentando a largo plazo, aún cuando su emisión se reduzca sustancialmente en comparación con los niveles actuales. El metano (CH_4) se elimina de la atmósfera mediante procesos químicos, mientras el óxido nitroso (N_2O) y algunos halocarbonos se destruyen en la atmósfera superior con la radiación solar. Cada uno de estos procesos opera en diferentes escalas de tiempo que pueden tardar desde varios años hasta milenios. Una medida de ello es la permanencia de un gas en la atmósfera, definido como el tiempo que tarda una perturbación para reducirse al 37% de su

cantidad inicial. Si bien se puede determinar de manera acertada la permanencia en la atmósfera del CH_4 , el N_2O , y otros oligogases como el hidroclorofluorocarbono-22 (HCFC-22), un fluido refrigerante, (cerca de 12 años para el CH_4 , 110 para el N_2O , y 12 para el HCFC-22), la permanencia del CO_2 en la atmósfera no se puede definir.

El cambio de concentración de cualquier oligogás depende en parte de cómo evolucionan sus emisiones con el paso del tiempo. Si las emisiones aumentan con el tiempo, la concentración atmosférica aumentará también con el tiempo, independientemente del tiempo de permanencia del gas en la atmósfera. Sin embargo, si se toman medidas para reducir las emisiones, el destino de las concentraciones de oligogases dependerá de los cambios relativos no sólo de las emisiones sino también de sus procesos de eliminación. A continuación mostramos cómo el tiempo de permanencia y los procesos de eliminación de diferentes gases dictan la evolución de las concentraciones cuando se reducen las emisiones.

A manera de ejemplo, la Figura 1 muestra casos de pruebas que ilustran cómo la concentración futura de tres oligogases pudiera responder a cambios en las emisiones (representado en este caso como una respuesta a un cambio de ritmo impuesto por las emisiones). Consideramos en este caso el CO_2 , que no tiene tiempo específico de permanencia en la atmósfera, así como un oligogás con una permanencia prolongada bien definida en la atmósfera de aproximadamente un siglo (por ejemplo: el N_2O) y un oligogás con un tiempo de permanencia en la atmósfera corto bien definido de cerca de una década (como son los casos del CH_4 , el HCFC-22 u otros halocarbonos). Para cada gas, se presentan cinco casos ilustrativos de emisiones futuras: estabilización de las emisiones a los



niveles actuales, y una reducción inmediata de las emisiones al 10%, al 30%, al 50% y al 100%.

El comportamiento del CO_2 (Figura 1a) es completamente diferente al de los oligogases con tiempos de permanencia en la atmósfera bien definidos. La estabilización de las emisiones de CO_2 a los niveles actuales conduciría a un incremento constante del CO_2 en la atmósfera durante el siglo XXI y más allá de él, mientras para un gas con un tiempo de permanencia de cerca de un siglo (Figura 1b) o de un decenio (Figura 1c), la estabilización de las emisiones a los niveles actuales traería como resultado una estabilización de sus concentraciones a un nivel superior al actual en un período de dos siglos, o dos decenios, respectivamente. De hecho, solo con una eliminación esencialmente completa de las emisiones es que

se podrá estabilizar la concentración de CO_2 en la atmósfera a un nivel constante. Todos los demás casos de reducciones moderadas de las emisiones de CO_2 muestran concentraciones cada vez mayores, debido a los procesos de intercambio característicos, asociados con el ciclo del carbono en el sistema climático.

De manera más específica, la tasa de emisión de CO_2 en la actualidad es mucho mayor que su tasa de eliminación, y la eliminación lenta e incompleta implica que una reducción entre pequeña y moderada de sus emisiones no conduciría a una estabilización de las concentraciones de CO_2 , sino que sólo reduciría el ritmo de su crecimiento en los próximos decenios. Una reducción del 10% de las emisiones de CO_2 debe reducir la tasa de crecimiento en un 10%, mientras que una reducción de las emisiones en un 30% reduciría igualmente la tasa de crecimiento de las concentraciones de CO_2 en la atmósfera en un 30%. Una reducción del 50% estabilizaría el nivel de CO_2 en la atmósfera, pero sólo por menos de un decenio. Después de ese tiempo, el CO_2 atmosférico aumen-

taría de nuevo en la medida en que los sumideros de la tierra y los océanos descienden debido a reajustes químicos y biológicos bien conocidos. Se estima que la eliminación completa de las emisiones de CO_2 conduzca a una reducción lenta del CO_2 atmosférico de aproximadamente 40 ppm, durante el siglo XXI.

La situación es completamente diferente para los oligogases que cuentan con un tiempo de permanencia en la atmósfera bien definido. Para los oligogases utilizados en el ejemplo con un tiempo de permanencia de cerca de un siglo (por ejemplo: el N_2O), se requiere una reducción de las emisiones de más del 50% para estabilizar las concentraciones a niveles cercanos a los de los valores actuales (Figura 1b). Un nivel constante de emisión conduciría a la estabilización de la concentración dentro de algunos siglos.

En el caso del gas utilizado en el ejemplo con un tiempo corto de permanencia en la atmósfera, la pérdida actual está en el orden del 70% de las emisiones. Una reducción de las emisiones en menos de 30% conduciría de todas formas a un aumento a corto plazo de la concentración en este caso, pero, a diferencia del CO_2 , conduciría a la estabilización de su concentración en un período de aproximadamente dos decenios (Figura 1c). La disminución del nivel al cual la concentración de este gas se estabilizaría es directamente proporcional a la reducción de las emisiones. Por lo tanto, en el ejemplo que se muestra, se necesitaría una reducción superior al 30% de las emisiones de este oligogás para estabilizar las concentraciones a niveles significativamente inferiores a los que existen en la actualidad. Un recorte completo de las emisiones conduciría a un retorno a las concentraciones de la era preindustrial en un período inferior a un siglo, para un oligogás con un tiempo de permanencia en la atmósfera de aproximadamente de un decenio.

Pregunta frecuente 11.1

¿Los cambios previstos en el clima varían de una región a otra?

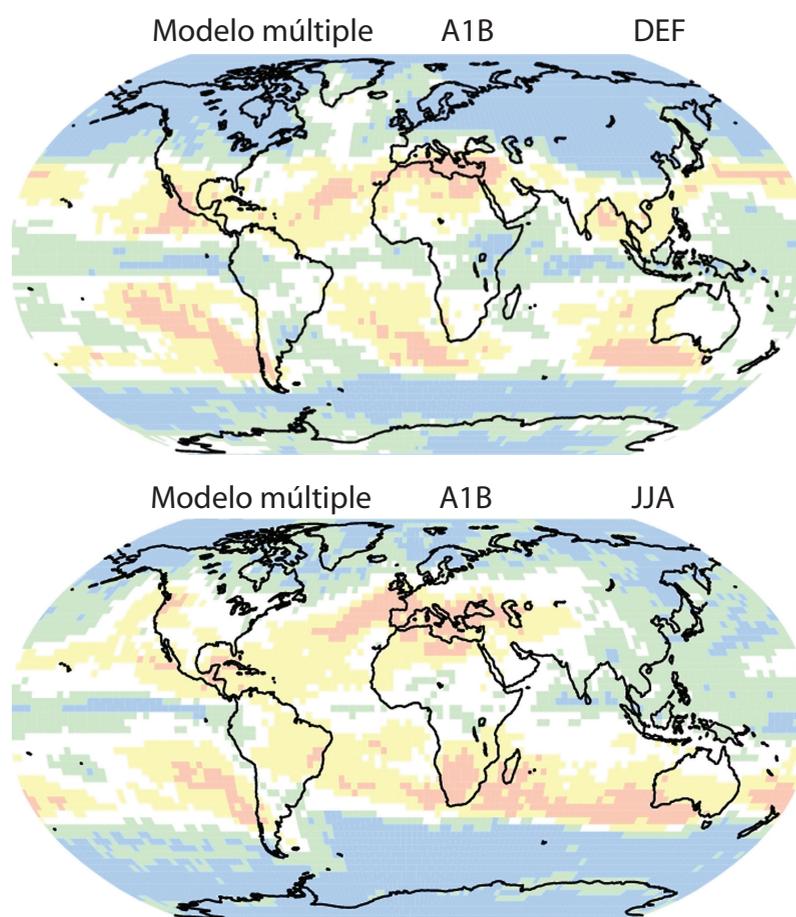
El clima varía de una región a otra. Esta variación se debe a una distribución desigual del calor solar, a las respuestas individuales de la atmósfera, los océanos y la superficie terrestre, a las interacciones entre ellos, y a las características físicas de las regiones. Las perturbaciones de los componentes de la atmósfera que conducen a cambios mundiales, afectan varios aspectos de estas interacciones complejas. Algunos factores inducidos por los seres humanos que afectan el clima ('forzamientos') son de alcance mundial por su naturaleza, mientras otros difieren de una región a otra. Por ejemplo, el dióxido de carbono, que provoca el calentamiento, está distribuido de manera uniforme en todo el planeta, independientemente del lugar donde se originen las emisiones, mientras que los sulfatos en aerosol (pequeñas partículas) que compensan parte del calentamiento tienden a ser de carácter regional en su distribución. Asimismo, la respuesta a los forzamientos está regida en parte por los procesos de retroefecto que operan en regiones que no son aquellas en las que el forzamiento es mayor. Por tanto, los cambios previstos en el clima variarán también de una región a otra.

La latitud es un buen punto de partida para analizar cómo es que los cambios en el clima van a afectar una región. Por ejemplo, si bien se espera que el calentamiento afecte todo el planeta, el valor del calentamiento previsto aumentará por lo general desde el trópico hacia los polos en el hemisferio norte. La precipitación es más compleja, pero tiene también algunas características que dependen de la latitud. En las latitudes más cercanas a las regiones polares, se prevé que aumenten las precipitaciones, mientras los pronósticos indican que habrá una disminución de las precipitaciones en las regiones más cercanas al trópico (véase Figura 1). Se espera que haya un aumento de las precipitaciones tropicales durante las estaciones de lluvias (por ejemplo: de los monzones) y, en particular, en la región del Pacífico tropical.

La localización respecto de los océanos y las cadenas montañosas es también un factor importante. Por lo general, se pronostica que las zonas interiores de los continentes sean más cálidas que las zonas costeras. Las respuestas a las precipitaciones son especialmente sensibles no sólo a la geometría continental, sino también a la forma de las cadenas montañosas cercanas y a la dirección de las corrientes de viento. Los monzones, los ciclones extra-

tropicales y los huracanes / tifones reciben todos, de diferentes maneras, la influencia de estas características específicas de cada región.

Algunos de los aspectos más difíciles para entender y pronosticar los cambios en el clima regional guardan relación con posibles cambios en la circulación de la atmósfera y los océanos y sus patrones de variabilidad. Aunque en algunos casos pueden realizarse afirmaciones generales que abarcan una variedad de regiones con climas cualitativamente similares, prácticamente cada región tiene, de alguna manera, sus propias características.



PF 11.1, Figura 1. Se pronostica que las zonas azules y verdes en el mapa deben experimentar un aumento de las precipitaciones a finales de siglo, y las zonas sombreadas en amarillo y rosado deben tener una reducción de las precipitaciones. El modelo superior muestra las proyecciones que abarcan los meses de diciembre, enero, y febrero y el inferior muestra las proyecciones para el período que cubre los meses de junio, julio y agosto.

Esto es válido tanto para las zonas costeras que bordean el Mar Mediterráneo subtropical, como para las condiciones meteorológicas extremas en el interior de América del Norte donde se depende de la humedad que se transporta desde el Golfo de México, o las interacciones entre la distribución de la vegetación, las temperaturas oceánicas y la circulación atmosférica que ayudan a

controlar la zona meridional del desierto de Sahara.

Si bien el desarrollo de un conocimiento sobre el equilibrio correcto de los factores mundiales y regionales continúa siendo un desafío, el conocimiento que se tiene de estos factores aumenta a un ritmo constante, elevando nuestra confianza en las proyecciones regionales.
