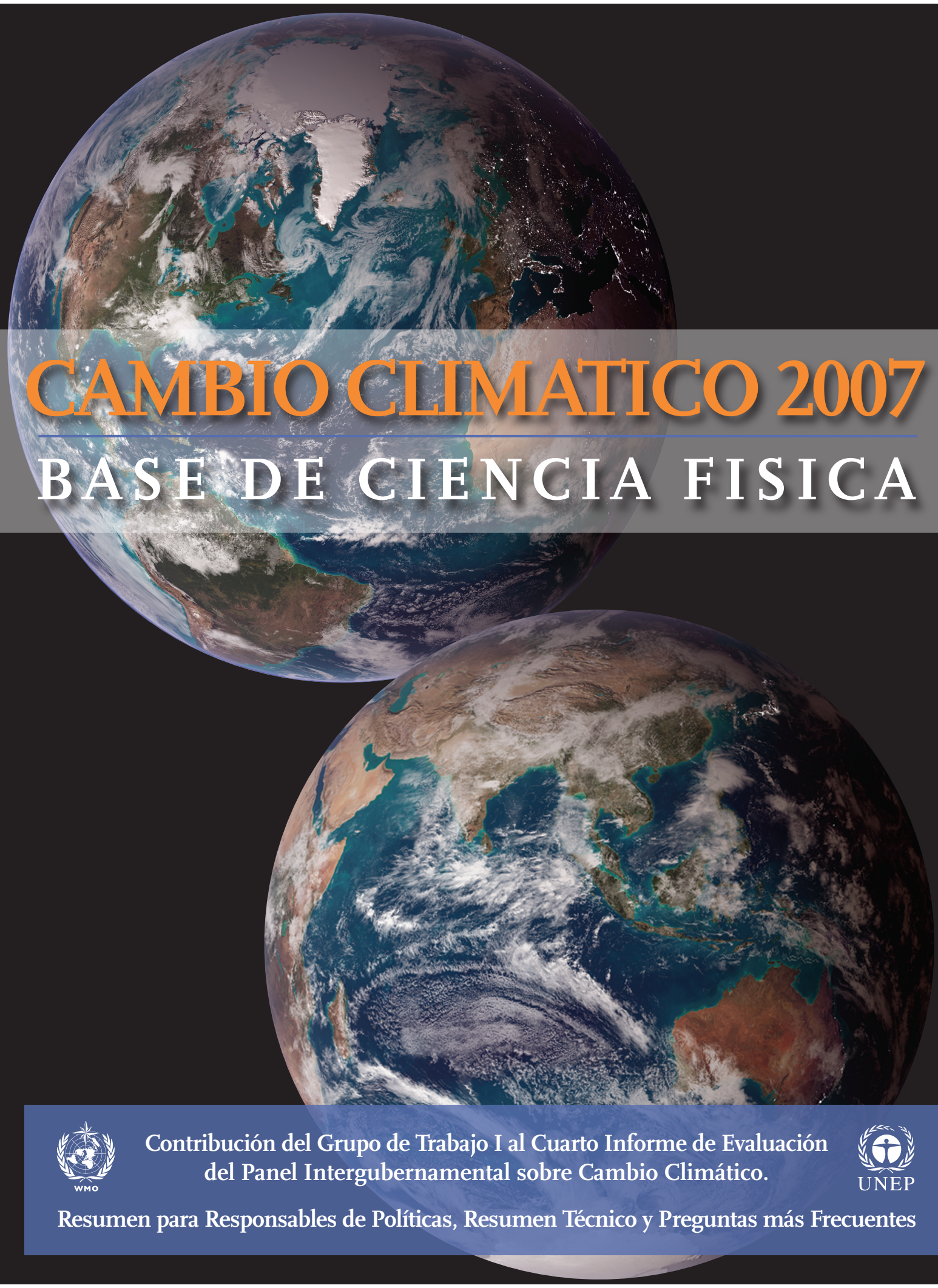
CAMBIO CLIMATICO 2007 – BASE DE CIENCIA FISICA



CAMBIO CLIMATICO 2007

BASE DE CIENCIA FISICA

Contribución del Grupo de Trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático.

Resumen para Responsables de Políticas, Resumen Técnico y Preguntas más Frecuentes

WMO

UNEP

El Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC) fue creado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programan de las Naciones Unidas Unidas para el Medio Ambiente a fin de proporcionar un informe internacional escrito por autoridades en la materia sobre la comprensión científica del cambio climático. Las evaluaciones periódicas del IPCC sobre las causas e impactos del cambio climático y las posibles estrategias de respuestas a este constituyen los informes más abarcadores y actualizados sobre el tema y son un patrón de referencia de todo lo relacionado con el cambio climático para medios académicos, gobiernos e industrias a nivel mundial. Cientos de expertos internacionales, divididos en tres grupos de trabajo, evalúan el cambio climático en este Cuarto Informe de Evaluación. El informe se divide en tres volúmenes principales bajo el título general Cambio Climático 2007, disponibles todos en Cambridge University Press:

Cambio Climático 2007 – Base de Ciencia Física
Contribución del Grupo de Trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC
(ISBN 978 0521 88009-1 Libro, 978 0521 70596-7 Folleto)

Cambio Climático 2007 – Impactos, Adaptación y Vulnerabilidad
Contribución del Grupo de Trabajo II al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC
(978 0521 88010-7 Libro; 978 0521 70597-4 Folleto)

Cambio Climático 2007 – Mitigación del Cambio Climático
Contribución del Grupo de Trabajo III al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC
(978 0521 88011-4 Libro; 978 0521 70598-1 Folleto)

Cambio Climático 2007 – Base de Ciencia Física constituye la evaluación científica más integral y actualizada del cambio climático pasado, presente y futuro. El informe brinda:

- la evaluación más completa y cuantitativa de cómo las actividades del ser humano afectan el equilibrio de energía radiativa en la atmósfera
- una evaluación más amplia de los cambios observados en el sistema climático hasta el momento, mediante el uso de las últimas mediciones que abarcan la atmósfera, la superficie terrestre, los océanos, la nieve, el hielo y los suelos congelados
- una evaluación detallada del cambio climático pasado y las causas que lo provocaron
- la primera evaluación probabilística de simulaciones de modelos y proyecciones del clima que utiliza modelos detallados acoplados atmósfera-océano de 18 centros de modelos a nivel mundial
- una evaluación detallada de observaciones del cambio climático, simulación de modelos y atribución para cada continente

Por tanto, esta evaluación más reciente del IPCC formará parte una vez más de los parámetros de referencia científica de todas aquellas personas interesadas en las cuestiones del cambio climático y sus consecuencias, incluidos estudiantes e investigadores de la ciencia del medio ambiente, meteorología, climatología, biología, ecología y química atmosférica, así como responsables de políticas de gobiernos e industrias a nivel mundial.

El folleto contiene el Resumen para Responsables de Políticas, el Resumen Técnico y las Preguntas más Frecuentes del Informe.

Cambio climático 2007
Base de las Ciencias Físicas

Resumen para Responsables de Políticas
Informe del Grupo de Trabajo I del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático

Y

Resumen Técnico
Informe aceptado por el Grupo de Trabajo I pero no aprobado en detalles

Y

Preguntas más Frecuentes

Parte de la Contribución del Grupo de Trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación
del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático

Cambio climático 2007
Base de las Ciencias Físicas

Editado por

Susan Solomon
Copresidenta,
Grupo de Trabajo I IPCC

Dahe Qin
Copresidente,
Grupo de Trabajo I IPCC

Martin Manning
Jefe, Unidad de Apoyo Técnico
Grupo de Trabajo I IPCC

Melinda Marquis **Kristen Averyt** **Melinda M.B. Tignor** **Henry LeRoy Miller, Jr.**
Dependencia de Apoyo Técnico, Grupo de Trabajo I IPCC

Zhenlin Chen
Administración Meteorológica China

© Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático 2007

Primera Publicación 2007
ISBN 92-9169-121-6

Foto de la portada:
Las esferas azules de los Hemisferios occidentales y orientales. Estas imágenes integran la tierra, océano, hielo marino y nuebes en una representación visual del sistema climática de la Tierra. Se basan en observaciones de la Tierra tomadas desde el espacio mediante el sensor del MODIS (Espectrodiámetro de Imágenes de Resolución Moderada) de la NASA en los satélites TERRA y AQUA. Estas imágenes son parte del conjunto de datos Esfera Azul que está disponible gratis en http://bluemarble.nasa.gov. Documentación más detallada en Stschli, R., Vermote, E., Saleous, N., Simmon, R., y Herring, D. (2006). Los colores verdaderos de los datos de la tierra incluyen dinámicas estacionales. EOS, 87 (5):49, 55.

Prólogo

Representando la primera evaluación mundial importante de los últimos seis años, “Cambio Climático 2007 – Base de las Ciencias Físicas”, ha captado rápidamente la atención de los responsables de políticas y del público en general. El informe confirma que nuestra comprensión científica del sistema climático y su sensibilidad respecto de las emisiones de gases de efecto invernadero es hoy más completa y profunda que nunca antes. Muestra, además, un sector de investigaciones dinámicas que brindará una información aún mejor sobre los cambios climáticos en los próximos anos.

El rigor y la credibilidad de este informe se deben, en gran parte, a la naturaleza singular del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC). Establecido por la Organización Meteorológica Mundial y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente en 1988, el IPCC es un órgano intergubernamental y una red que incluye a los principales expertos y científicos especializados en el cambio climático a nivel mundial.

Los capítulos que conforman el grueso de este informe describen la evaluación que hacen los científicos del estado de los conocimientos respecto de los diferentes campos de la ciencia. Fueron escritos por 152 autores principales coordinadores y autores principales procedentes de más de 30 países, y revisados por más de 600 expertos. Una gran cantidad de revisores de diferentes gobiernos aportaron también sus comentarios.

El Resumen para Responsables de Políticas fue aprobado por funcionarios de ciento trece gobiernos aprobaron y este representa la comprensión participación de estos en toda la base que sustenta el informe. Es esta combinación entre expertos y revisores de gobiernos la que da fuerza al IPCC.

El IPCC no realiza nuevas investigaciones. Su mandato consiste en hacer evaluaciones oportunas –y no normativas- para trazar políticas, utilizando la literatura existente en el mundo sobre aspectos científicos, técnicos y socioeconómicos del cambio climático. Sus informes de evaluación anteriores ayudaron a los gobiernos a adoptar y aplicar la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático y el Protocolo de Kyoto. Este informe también resultará muy pertinente para los análisis gubernamentales de las opciones existentes en el avance mancomunado para enfrentar los desafíos del cambio climático.

Cambio Climático 2007 – Base de las Ciencias Físicas es el primer tomo del IV Informe Evaluativo del IPCC. El segundo tomo analiza los impactos, vulnerabilidades y opciones de adaptación respecto del cambio climático, mientras que el tercer tomo analiza las oportunidades de mitigación y sus costos. El cuarto tomo ofrece una síntesis de los resultados generales del IPCC.

La Base de las Ciencias Físicas fue posible gracias al compromiso y la labor voluntaria de los principales climatólogos del mundo. Quisiéramos expresar nuestra gratitud a todos los Autores Principales Coordinadores, Autores Principales, Autores Contribuyentes, Editores de Revisión y Revisores. También quisiéramos agradecer al personal de la Dependencia de Apoyo Técnico del Grupo de Trabajo I y a la Secretaría del IPCC su dedicación para coordinar la producción de otro informe exitoso del IPCC.

Muchos gobiernos apoyaron la participación de sus científicos residentes en el proceso del IPCC y contribuyeron al Fondo Fiduciario del IPCC, para asegurar de esta forma la participación de expertos de países en desarrollo y países de economías en transición. Los gobiernos de Italia, China, Nueva Zelanda y Noruega acogieron reuniones de del comité de redacción; el gobierno de Francia fue sede de la plenaria final que aprobó y aceptó el informe. El gobierno de los Estados Unidos de América financió la Dependencia de Apoyo Técnico del Grupo de Trabajo I.

Finalmente quisiéramos dar las gracias al Dr R.K. Pachauri, Presidente del IPCC por su firme, incansable y capaz dirección del IPCC y a la Dra. Susan Solomon y al Prof. Dahe Qin, Copresidentes del Grupo de Trabajo I, por su hábil liderazgo del Grupo de Trabajo I durante la elaboración de este informe..



M. Jarraud
Secretario General
Organización Meteorológica Mundial



A. Steiner
Director Ejecutivo
Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente

Prefacio

Esta contribución realizada por el Grupo de Trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación brinda una valoración integral de las ciencias físicas que tienen relación con el cambio climático y continúa ampliando los puntos de vistas sobre esa ciencia, para dar seguimiento a valoraciones anteriores del Grupo de Trabajo I. Los resultados presentados en este informe se basan en la amplia literatura científica que ha salido a la luz desde la culminación del Tercer Informe de Evaluación del IPCC, de conjunto con datos ampliados, nuevos análisis y capacidades más elaboradas de modelos climáticos.

El presente Informe ha sido preparado acorde con las normas y procedimientos establecidos por el IPCC, y utilizados en los informes de evaluación anteriores. Su configuración fue aprobada en el Vigésimo primer Período de Sesiones del Panel que tuvo lugar en noviembre de 2003, y la selección de los autores principales se aceptó Trigésimo primer Período de Sesiones del Buró del IPCC, celebrado en abril de 2004. Los proyectos de documentos se sometieron a dos rondas de revisiones durante las cuales se presentaron más de 30 000 comentarios escritos por más de 650 expertos individuales, así como por gobiernos y organizaciones internacionales. Los editores de revisión de cada capítulo se cercioraron de realizar un análisis adecuado de todos los comentarios substantivos presentados por gobiernos y expertos. El Resumen para Responsables de Políticas se aprobó reglón por renglón y los capítulos que sirven de sustento a este fueron aceptados en el Décimo Período de Sesiones del Grupo de Trabajo I del IPCC, celebrado del 29 de enero al 1 de febrero de 2007.

Alcance del Informe

El informe del Grupo de Trabajo I se centra en los aspectos necesarios para una comprensión actual de la ciencia física del cambio climático que se consideran de mayor pertinencia para los responsables de políticas. No intenta analizar la evolución del pensamiento científico ni abarcar todos los aspectos relativos a la climatología. De igual modo, esta evaluación tiene en cuenta la literatura científica pertinente que estuvo disponible para los autores a mediados de 2006, y el lector debe reconocer que algunos de los temas incluidos pueden estar sujetos a un acelerado desarrollo ulterior.

Una característica de las recientes investigaciones sobre cambio climático es la amplitud de las observaciones disponibles para los diversos componentes del sistema climático, incluidos la atmósfera, los océanos y la criosfera. Las observaciones adicionales y los nuevos análisis han ampliado nuestra comprensión y permitido la reducción de muchas incertidumbres. La nueva información ha conducido también a la formulación de nuevas preguntas sobre temas tales como cambios inesperados en los mantos de hielo, su posible efecto en la elevación del nivel del mar y las implicaciones de las interacciones complejas entre el cambio climático y la biogeoquímica.

Con el objetivo de analizar las proyecciones futuras del cambio climático, este informe se basa en las decisiones adoptadas por el Panel durante el proceso de aprobación y determinación del alcance del Cuarto Informe de Evaluación, con miras a utilizar los escenarios de emisiones evaluados previamente por el IPCC y garantizar la coherencia entre los resultados de los tres Grupos de Trabajo. Sin embargo, se ha reconocido también el valor de la información obtenida a partir de nuevos modelos climáticos relacionados con la estabilización del clima. Con el propósito de abordar ambos temas, se han utilizado grupos de modelos climáticos para realizar simulaciones climáticas que incluyeron experimentos idealizados donde la composición atmosférica se mantuvo constante. De conjunto con las simulaciones de modelos climáticos, incluidas muchas corridas de modelos para los siglos XX y XXI, esta evaluación ha podido analizar muchas más simulaciones que cualquier evaluación previa del cambio climático.

Las valoraciones del IPCC sobre los efectos del cambio climático y las opciones para responder a estos efectos o evitarlos han sido evaluadas por los Grupos de Trabajo II y III, y por eso no han sido incluidas en esta parte. En especial, si bien este informe del Grupo de Trabajo I presenta resultados para una gama de escenarios de emisiones consecuentes con los informes anteriores, una evaluación actualizada de la gama plausible de emisiones futuras puede realizarse solamente por parte del Grupo de Trabajo III.

Estructura de este Informe

Esta evaluación del Grupo de Trabajo I incluye, por primera vez, un capítulo introductorio, Capítulo 1, que abarca las formas en las que ha progresado la ciencia encargada del estudio de los cambios climáticos, incluida una visión general de los métodos empleados por esta ciencia, el papel desempeñado por los modelos climáticos y la evolución del tratamiento de las incertidumbres.

Los capítulos 2 y 7 reflejan los cambios de los componentes atmosféricos (tanto gases como aerosoles) que afectan el equilibrio de la energía radiativa en la atmósfera y determinan el clima terrestre. El capítulo 2 presenta una perspectiva basada en cambios observados en la atmósfera y hace referencia al concepto principal de forzamiento radiativo. El capítulo 7 complementa esto al considerar las interacciones entre los ciclos biogeoquímicos que afectan los componentes atmosféricos y el cambio climático, incluidas las interacciones aerosol/nubes.

Los capítulos 3, 4 y 5 versan sobre la amplia gama de observaciones disponibles en la actualidad para la atmósfera y la superficie, para la nieve, el hielo y el suelo congelado, y para los océanos respectivamente. Si bien los cambios observados en estos componentes del sistema climático están estrechamente interrelacionados mediante procesos físicos, los capítulos por separado permiten una evaluación más centrada de los datos disponibles y sus incertidumbres, incluidos datos obtenidos por teleobservación satelital. El capítulo 5 incluye cambios observados en el nivel del mar, reconociendo las fuertes interconexiones entre éstos y el contenido calorífico del mar.

El capítulo 6 presenta una perspectiva paleo-climática y evalúa las pruebas tomadas de cambios climáticos pasados y hasta que punto la información científica actual disponible puede explicar esto. Incluye una nueva evaluación de temperaturas reconstruidas de los últimos 1300 años.

El capítulo 8 trata sobre las formas en que se simulan los procesos físicos en los modelos climáticos y la evaluación de estos modelos en comparación con el clima observado, incluidos su estado promedio y variabilidad. El capítulo 9 abarca el tema estrechamente relacionado de hasta que punto el cambio climático observado puede atribuirse a causas diferentes, tanto naturales como antropógenas.

El capítulo 10 se refiere al uso de modelos climáticos en las proyecciones del clima mundial, incluidas las incertidumbres. Muestra los resultados de diferentes niveles de gases de efecto invernadero en el futuro y ofrece una evaluación probabilística de un rango de respuestas físicas del sistema climático, así como las escalas de tiempo y la inercia asociada a estas respuestas. El capítulo 11 hace referencia a las proyecciones regionales del cambio climático consecuentes con las proyecciones mundiales. Incluye una valoración de la confiabilidad de los modelos a nivel regional y los factores que pueden influir significativamente sobre el cambio climático a escala regional.

El Resumen para Responsables de Políticas y el Resumen Técnico de este informe siguen una estructura paralela e incluyen referencias cruzadas respecto del capítulo y la sección dónde se puede hallar el material resumido en el informe correspondiente. De esta forma, estos componentes del resumen del informe sirven como hoja de ruta respecto del contenido de todo el informe y, de de esa forma, se alienta al lector a utilizar ambos Resúmenes.

Un aspecto innovador en este informe es la inclusión de 19 Preguntas Frecuentes, donde los autores dan respuestas científicas a una gama de preguntas generales en una forma que resultará útil para una amplia variedad de fines docentes. Finalmente, el informe contiene unas 250 páginas de material suplementario que fueron revisadas conjuntamente con los borradores de los capítulos y está disponible en CDRom y en las versiones web del informe, para ofrecer un nivel adicional de detalle, como por ejemplo, los resultados de modelos climáticos por separado.

Algunas preguntas claves relacionadas con políticas y cuestiones analizadas en este informe y en los capítulos pertinentes

Pregunta	Capitulos
¿Cómo ha avanzado la ciencia del cambio climático desde el surgimiento del IPCC?	1
¿Qué se sabe de los agentes naturales y antropógenos que contribuyen al cambio climático y de los procesos subyacentes que participan en él?	2, 6, 7
¿Cómo se han observado los cambios en el clima durante el período de mediciones instrumentales?	3, 4, 5
¿Qué se conoce de los cambios paleoclimáticos, antes de la era del instrumental, en escalas de tiempo que oscilan de cientos a millones de años, y de los procesos que causaron estos cambios?	6, 9
¿Cuán bien entendemos las contribuciones humanas y naturales al cambio climático reciente y cuán bien podemos simular los cambios climáticos mediante la utilización de modelos?	8, 9
¿Cómo se pronostica que cambie el clima en el futuro, a nivel mundial y regional?	10, 11
¿Qué se conoce acerca de los cambios pasados y los pronosticados en el nivel del mar, incluido el papel que desempeña el cambio en los glaciares y los mantos de hielo?	4, 5, 6, 10
¿Acaso están cambiando los sucesos extremos como la precipitación intensa, las sequías y las olas de calor y por qué? y ¿Cómo se espera que estos cambien en el futuro?	3, 5, 9, 10, 11

Agradecimientos

Esta evaluación se ha beneficiado grandemente del elevadísimo grado de cooperación que existe dentro de la comunidad científica internacional que estudia el clima y de su coordinación por parte del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas (PMIC) de la Organización Meteorológica Mundial y el Programa Internacional de Geosfera y las Biosfera (PIGB). En particular deseamos agradecer el enorme compromiso de las personas y agencias de 14 grupos dedicados a la construcción de modelos climáticos en todo el orbe, como también el archivado y distribución de una cifra sin precedentes (más de 30 terabytes) de resultados de modelos climáticos del Programa para el Diagnóstico e Intercomparación de Modelos Climáticos (PCMDI), que ha permitido una comparación más detallada entre los modelos climáticos actuales y una evaluación, más integral que nunca antes, de la naturaleza potencial del cambio climático a largo plazo.

Debemos subrayar que este informe ha dependido totalmente de la pericia, la ardua labor y el compromiso de excelencia contraído por nuestros Autores Principales Coordinadores y los Autores Principales, con la ayuda importante de muchos autores contribuyentes. Además, quisiéramos expresar nuestro sincero agradecimiento al trabajo realizado por los revisores expertos y reconocer el valor de la gran cantidad de comentarios constructivos recibidos. De igual modo, nuestros editores de revisión han desempeñado una función esencial ayudando a los autores para analizar estos comentarios.

El Buró del Grupo de Trabajo I, integrado por Kansri Boonpragob, Filippo Giorgi, Bubu Jallow, Jean Jouzel, Maria Martelo y David Wratt se ha desempeñado como junta editorial y ha ayudado a seleccionar los autores y dado orientaciones para el diseño inicial del informe. En todo momento, han brindado su apoyo constructivo a los copresidentes del Grupo de Trabajo y por ello les estamos muy agradecidos.

Nuestro sincero agradecimiento a los anfitriones y organizadores de las 4 reuniones de autores principales necesarias para la preparación del informe y reconocemos con gratitud el apoyo recibido de los gobiernos y agencias de Italia, China, Nueva Zelanda y Noruega. La última sesión de aprobación del Grupo de Trabajo I fue posible gracias al Sr. Marc Gillet, por conducto de la generosidad del gobierno francés. La sesión se facilitó en gran medida gracias a Francis Hayes, funcionario de conferencias de la OMM.

Es un placer reconocer el trabajo incansable del personal de la Dependencia de Apoyo Técnico del Grupo de Trabajo I, Melinda Marquis, Kristen Averyt, Melinda Tignor, Roy Miller, Tahl Kestin y Scott Longmore, asistidos capazmente por by Zhenlin Chen, Barbara Keppler, MaryAnn Pykkonen, Kyle Terran, Lelani Arris, y Marilyn Anderson. Agradecemos también el apoyo gráfico y diseño de Michael Shibao y Paula Megenhardt. Damos las gracias a Reto Stockli por brindarnos amablemente las imágenes de la Tierra tomadas desde el espacio para la portada de este informe. También agradecemos a David Wratt, David Fahey, y Susan Joy Hassol, su ayuda a los copresidentes en la organización y edición de las Preguntas Frecuentes. Gracias también a Renate Christ, Secretario del IPCC, y al personal de la Secretaría Jian Liu, Rudie Bourgeois, Annie Courtin y Joelle Fernandez quienes brindaron el apoyo logístico para los enlaces con los gobiernos y los viajes de expertos de los países en desarrollo y países con economías en transición.

Rajendra K. Pachauri
Presidente IPCC

Susan Solomon
Copresidente IPCC WGI

Dahe Qin
Copresidente IPCC WGI

Martin Manning
Jefe IPCC WGI UAT

Contenido

Prólogo Prefacio

Prefacio

Resumen para Responsables de Políticas 1

Resumen Técnico 19

RT.1 Introducción 21

RT.2 Cambios en los impulsores climáticos naturales y humanos 21

RT.3 Observaciones de Cambios Climáticos 36

RT.4 Comprensión y atribución del cambio climático 60

RT.5 Proyecciones de cambios climáticos futuros 69

RT.6 Hallazgos sólidos e incertidumbres claves 84

Preguntas más Frecuentes 95

PMF 1.1 ¿Qué factores determinan el clima de la Tierra? 96

PMF 1.2 ¿Cuál es la relación entre cambio climático y condicones meteorológicas? 98

PMF 1.3 ¿Qué es el efecto invernadero? 100

PMF 2.1 ¿Cómo las actividades del ser humano contribuyen al cambio climático y como se comparan con las influencias naturales? 102

PMF 3.1 ¿Cómo cambian las temperaturas d ela Tierra? 105

PMF 3.2 ¿Cómo cambiasn las precipitaciones? 108

PMF 3.3 ¿Existe un cambio en los episodios extremos como las olas de calor sequías, inundaciones y huracanes? 111

PMF 4.1 ¿Disminuye la cantidad de nieve y hielo terrestre? 113

PMF 5.1 ¿Aumenta el nivel del mar? 115

PMF 6.1 ¿Qué ocasionó los períodos glaciales y otros cambios climáticos importantes antes de la Época Industrial? 117

PMF 6.2 ¿Cuánto de inusual tiene el cambio climático actual comparado con cambios anteriores en la historia de la Tierra? 119

PMF 7.1 ¿Las actividades del ser humano provocaron el aumento de dióxido de carbono atmosférico y otros gases de efecto invernadero durante la época industrial? 121

PMF 8.1 ¿Cuán confiables son los modelos utilizados para proyectar el cambio climático futuro? 124

PMF 9.1 ¿Puede el calentamiento debido a los gases de efecto invernadero explicar los episodios extremos individuales? 126

PMF 9.2 ¿Puede la variabilidad climática explicar el calentamiento del siglo XX? 128

PMF 10.1 ¿Se prevén cambios en los episodios extremos como olas de calor, sequías o inundaciones a medida que cambie el clima de la Tierra? 131

PMF 10.2 ¿Cuán probables son los cambios climáticos principales o abruptos tales como la pérdida de las capas de hielo o cambios en las circulaciones oceánicas mundiales? 132

PMF 10.3 ¿Si se reducen las emisiones de gases de efecto invernadero ¿con qué velocidad disminuirán sus concentraciones en la atmósfera? 134

PMF 11.1 ¿Existe la variación entre regiones de los cambios climáticos proyectados? 136

Anexo I: Glosario 139

Informe aceptado por el Grupo de Trabajo I del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático pero no aprobado en detalles.

"Aceptación" de los informes del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC) en una Sesión del Grupo de Trabajo (GP) o Grupo significa que el material no se ha examinado y acordado en detalles, pero expone una visión extensa, objetiva y balanceada del tema.

Resumen Técnico

Autores Principales Coordinadores:

Susan Solomon (Estados Unidos), Dahe Qin (China), Martin Manning (Estados Unidos, Nueva Zelanda)

Autores Principales:

Richard B. Alley (Estados Unidos), Terje Berntsen (Noruega), Nathaniel L. Bindoff (Australia), Zhenlin Chen (China), Amnat Chidthaisong (Tailandia), Jonathan M. Gregory (Reino Unido), Gabriele C. Hegerl (Estados Unidos, Alemania), Martin Heimann (Alemania, Suiza), Bruce Hewitson (Sudáfrica), Brian J. Hoskins (Reino Unido), Fortunat Joos (Suiza), Jean Jouzel (Francia), Vladimir Kattsov (Rusia), Ulrike Lohmann (Suiza), Taroh Matsuno (Japón), Mario Molina (Estados Unidos, México), Neville Nicholls (Australia), Jonathan Overpeck (Estados Unidos), Graciela Raga (México, Argentina), Venkatachalam Ramaswamy (Estados Unidos), Jiawen Ren (China), Matilde Rusticucci (Argentina), Richard Somerville (Estados Unidos), Thomas F. Stocker (Suiza), Ronald J. Stouffer (Estados Unidos), Penny Whetton (Australia), Richard A. Wood (Reino Unido), David Wratt (Nueva Zelandia)

Colaboradores:

J. Arblaster (Estados Unidos, Australia), G. Brasseur (Estados Unidos, Alemania), J.H. Christensen (Dinamarca), K.L. Denman (Canadá), D.W. Fahey (Estados Unidos), P. Forster (Reino Unido), J. Haywood (Reino Unido), E. Jansen (Noruega), P.D. Jones (Reino Unido), R. Knutti (Suiza), H. Le Treut (Francia), P. Lemke (Alemania), G. Meehl (Estados Unidos), D. Randall (Estados Unidos), D.A. Stone (Reino Unido, Canadá), K.E. Trenberth (Estados Unidos), J. Willebrand (Alemania), F. Zwiers (Canadá)

Editores:

Kansri Boonpragob (Tailandia), Filippo Giorgi (Italia), Bubu Pateh Jallow (Gambia)

En este resumen se mencionan como:

Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R.B. Alley, T. Berntsen, N.L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J.M. Gregory, G.C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B.J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T.F. Stocker, P. Whetton, R.A. Wood and D. Wratt, 2007: Resumen Técnico. En: Cambios Climáticos 2007: Base Física de la Ciencia. Aportes del Grupo de Trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambios Climáticos [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos.

Indice

RT.1 Introducción 21

RT.2 Cambios en los controladores climáticos humanos y naturales 21

Recuadro RT.1: Tratamiento de Incertidumbres en la Evaluación del Grupo de Trabajo I 22

RT.2.1 Gases de efecto invernadero 23

RT.2.2 Aerosoles 29

RT.2.3 Estelas y cirros de aeronaves, uso de la tierra y otros efectos 30

RT.2.4 Forzamiento radiativo causado por la actividad solar y erupciones volcánicas 31

RT.2.5 Forzamiento radiativo neto mundial, potenciales de calentamiento mundial y pautas de forzamiento 32

RT 2.6 Forzamiento superficial y ciclo hidrológico 36

RT.3 Observaciones sobre el cambio climático 36

RT.3.1 Cambios atmosféricos: registro instrumental 36

RT.3.2 Cambios en la criosfera: registros instrumental 44

Recuadro RT.3: Dinámica y estabilidad del manto de hielo 45

RT.3.3 Cambios oceánicos: registro instrumental 48

RT.3.4 Coherencia entre las observaciones 52

Recuadro RT.4: Nivel del mar 53

Recuadro RT.5: Fenómenos meteorológicos extremos 55

RT.3.5 Perspectiva paleoclimática 56

Recuadro RT.6: Forzamiento orbital 58

RT.4 Interpretación y Atribución del Cambio Climático 60

RT.4.1 Avances en la atribución de cambios en la temperatura a escala mundial durante el período de instrumental: atmósfera, océano y hielo 60

Recuadro RT.7: Evaluación de los Modelos de Circulación General Atmósfera-Océano 61

RT.4.2 Atribución de cambios espaciales y temporales en la temperatura 65

RT.4.3 Atribución de cambios en la circulación, precipitación y otras variables climáticas 65

RT.4.4 Estudios paleoclimáticos sobre la atribución 66

RT.4.5 Respuesta climática al forzamiento radiativo 67

RT.5 Proyecciones de cambios climáticos futuros 69

Recuadro RT.8: Jerarquía de modelos climáticos mundiales 69

Recuadro RT.9: Cambio climático previsto 70

RT.5.1 Interpretación del cambio climático a corto plazo 71

RT.5.2 Proyecciones a gran escala para el siglo XXI 71

RT.5.3 Proyecciones a escala regional 77

Recuadro RT.10. Reducción de escala regional 77

RT.5.4 Acoplamiento entre el cambio climático y cambios en los ciclos biogeoquímicos 80

RT.5.5 Repercusiones de los procesos climáticos y sus escalas de tiempo para proyecciones a largo plazo 83

RT.6 Hallazgos sólidos e Incertidumbres clave 84

RT.6.1 Cambios en los controladores climáticos humanos y naturales 84

RT.6.2 Observaciones sobre los cambios climáticos 85

RT.6.3 Interpretación y atribución del cambio climático 89

RT.6.4 Proyecciones de cambios climáticos futuros 90

RT.1 Introducción

Después de seis años del Tercer Informe de Evaluación TIE del IPCC se ha avanzado significativamente en la interpetación del cambio climático pasado y actual y en la proyección de los cambios futuros. Estos avances se derivan de gran cantidad de datos actualizados, a unos análisis más complejos, a los progresos en la interpretación y simulación de procesos físicos en modelos climáticos y una búsqueda más extensa de niveles de incertidumbre en los modelos resultantes. Estos avances aumentan la confianza en la ciencia del clima, lo que se pone de manifiesto en este aporte del Grupo de Trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC.

Aunque este informe ofrece información de políticas pertinentes nuevas e importantes sobre la interpretación científica del cambio climático, nuestra capacidad para comprender plenamente el rumbo futuro del clima terrestre mundial se ve limitada por la complejidad del sistema climático y las interacciones múltiples que determinan su comportamiento. Todavía resulta incompleta la interpretación física de muchos componentes del sistema climático y de sus funciones en el cambio climático. Entre las incertidumbres claves están algunos aspectos de las funciones desempeñadas por las nubes, la criosfera, los océanos, el uso de la tierra y el acoplamiento entre el clima y los ciclos biogeoquímicos. Las áreas de la ciencia que se abordan en este informe progresan con rapidez y se debe reconocer que la presente evaluación refleja el conocimiento científico según la literatura a tal efecto, disponible a mediados de 2006.

El Resumen para Responsables de Políticas presenta los hallazgos claves del Grupo de Trabajo I del IPCC. Este Resumen Técnico detalla las bases científicas de estos hallazgos y proporciona un esquema de los capítulos del informe principal. El Resumen se centra en los hallazgos clave y destaca aspectos nuevos a partir del TIE. El Resumen Técnico tiene la siguiente estructura

- Sección 2: descripción del conocimiento científico actual sobre los controladores naturales y antropogénicos del cambio climático;
- Sección 3: descripción de los cambios observados en el sistema climático (incluidos atmósfera, océanos y criosfera) y su relación con los procesos físicos;
- Sección 4: explicación de los cambios climáticos observados según los modelos climáticos y la interpretación física; punto hasta donde el cambio climático se puede atribuir a causas específicas; y evaluación nueva de la sensibilidad climática al aumento de los gases de efecto invernadero;
- Sección 5: descripción de proyecciones de cambios climáticos a corto y largo plazos, incluidas las escalas de tiempo de las respuestas a los cambios por el forzamiento e información probabilística sobre el cambio climático futuro; y
- Sección 6: resumen de los resultados importantes e incertidumbres clave en la interpretación actual de la ciencia física del cambio climático.

Cada párrafo del Resumen Técnico que muestra resultados importantes va seguido de una referencia entre corchetes a la (s) sección (es) correspondiente (s) del capítulo del informe donde se encuentra asesoramiento detallado de la literatura científica e información adicional.

RT.2 Cambios en los impulsores climáticos humanos y naturales

El clima terrestre medio mundial se determina por la energía que proviene del Sol y por las propiedades de la Tierra y su atmósfera, es decir la reflexión, absorción y emisión de energía dentro de la atmósfera y en la superficie. Aunque los cambios en la energía solar recibida (por ejemplo, originados por variaciones en la órbita de la Tierra alrededor del Sol) afectan inevitablemente al presupuesto de energía de la Tierra, las propiedades de la atmósfera y la superficie también son importantes y se pueden verse afectados por retroefectos climáticos. La importancia de los retroefectos climáticos se manifiesta en la naturaleza de los cambios climáticos del pasado según se registra en testigos de hielo de hace 650.000 años de edad.

Se han producido cambios en varios aspectos de la atmósfera y la superficie que modifican el presupuesto de energía mundial de la Tierra que pueden, por lo tanto, cambiar el clima. Entre estos cambios se encuentran el aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero que sirven principalmente para aumentar la absorción atmosférica de la radiación emitida, y el aumento de los aerosoles (partículas o gotas microscópicas presentes en el aire) que actúan para reflejar o absorber la radiación solar reflejada y cambian las propiedades radiativas de las nubes. Tales cambios originan una forzamiento radiativo del sistema climático.[1] Los agentes del forzamiento pueden variar considerablemente en

[1] 'Forzamiento Radiativo' es una medida de la influencia que tiene un factor para modificar el equilibrio de la energía entrante y saliente en el sistema atmosférico de la Tierra y representa un índice de la importancia del factor como mecanismo potencial del cambio climático. El forzamiento positivo tiende a calentar la superficie mientras el forzamiento negativo tiende a enfriarla. En este informe, los valores de los forzamientos radiativos corresponden a los cambios relacionados con la situación industrial en 1750, se expresan en Watts por metro cuadrado (OW m^{-2}) y, y a menos que se indique lo contrario, se refieren a un valor promedio mundial y anual. Véase Glosario para más detalles.

Recuadro RT.1: Tratamiento de Incertidumbres en la Evaluación del Grupo de Trabajo I

El IPCC, al preparar su evaluación sobre los cambios climáticos, reconoció claramente la importancia de tratar las incertidumbres con coherencia y transparencia. La Sección 1.6 aborda el aumento de la atención prestada a tratamientos formales de la incertidumbre en evaluaciones anteriores. Para fomentar la coherencia entre los tres Grupos de Trabajo a la hora de tratar las incertidumbres, se solicitó a los autores del Cuarto Informe de Evaluación que siguieran un conjunto pautas para determinar y describir las incertidumbres en el contexto evaluativo.[2] Este Recuadro resume la aplicación de estas directrices llevadas a cabo por el Grupo de Trabajo I y aborda algunos aspectos del tratamiento de la incertidumbre específica en materiales evaluados en el presente informe.

La incertidumbre se puede clasificar de formas varias según su origen. Dos tipos primarios son la 'incertidumbre de valor' y la 'incertidumbre de estructura'. La incertidumbre de valor surge al no poder interpretar en su totalidad valores o resultados específicos, por ejemplo cuando los datos no son exactos o no representan completamente el fenómeno de interés. La incertidumbre de estructura surge al no poder interpretar en su totalidad los procesos que regulan determinados valores o resultados en particular, por ejemplo, cuando el marco o modelo conceptual de análisis no incluye todos los procesos o relaciones pertinentes. La incertidumbre de valor se suele calcular mediante técnicas estadísticas y se expresa probabilísticamente. La incertidumbre de estructura se suele definir a través del criterio de confianza del colectivo de autores respecto a la exactitud de un resultado. En ambos casos, reconocer una incertidumbre supone describir los límites del conocimiento y por esta razón implica el juicio de los expertos sobre el estado de ese conocimiento. Otro tipo diferente de incertidumbre surge de sistemas que son caóticos o no totalmente determinísticos por naturaleza y esto también contribuye a limitar nuestra capacidad para pronosticar todos los aspectos del cambio climático.

La literatura científica evaluada en este informe clasifica la incertidumbre de muchas otras maneras. Las incertidumbres relacionadas con 'errores del azar' tienen la característica de disminuir cuando se acumulan medidas adicionales, no siendo así con aquellas relacionadas con 'errores sistemáticos'. Al tratar registros climáticos, se presta una gran atención a identificar errores sistemáticos o sesgos no intencionales surgidos en el muestreo de datos, métodos de análisis y combinación de datos. Se han creado métodos estadísticos especializados basados en el análisis cuantitativo para detectar el cambio climático y determinar sus causas en parámetros climáticos. Estos métodos se resumen en los capítulos pertinentes.

La guía de incertidumbres proporcionada para el Cuarto Informe de Evaluación distingue meticulosamente, por primera vez, entre niveles de confianza del conocimiento científico y las probabilidades de resultados específicos. La guía permite a los autores expresar con certeza que una situación es muy poco probable (por ejemplo, tirar los dados dos veces y sacar seis las dos veces), o que es tan probable como improbable (por ejemplo, tirar una moneda y que salga cara). La confianza y la probabilidad según se tratan en este informe son conceptos diferentes pero, a veces, van unidos en la práctica.

Los términos utilizados para definir los niveles de confianza en este informe se basan en los descritos en la Guía de Incertidumbres, es decir:

Terminología de los niveles de confianza	Nivel de confianza en acertar
Confianza muy alta	Al menos 9 de 10 probabilidades
Confianza alta	Al menos 8 de 10 probabilidades
Confianza media	Al menos 5 de 10 probabilidades
Confianza baja	Al menos 2 de 10 probabilidades
Confianza muy baja	Al menos 1 de 10 probabilidades

Los términos "confianza baja" y "confianza muy baja" sólo se usan en los campos de mayor preocupación y donde se justifica una perspectiva basada en el riesgo. El Capítulo 2 del presente informe utiliza el término relacionado 'nivel de conocimiento científico' cuando describe la incertidumbre en diferentes aportes del forzamiento radiativo. Esta terminología se usa para ser coherente con el Tercer Informe de Evaluación y la base sobre la que los autores determinaron niveles concretos de conocimiento científico utiliza una combinación de enfoques coherente con la guía de incertidumbres según se detalla en la Sección 2.9.2 y la Tabla 2.11.

[2] La Guía de Incertidumbre del IPCC se incluye en los Suplementos del Informe.

Los términos universales utilizados en el informe para definir la probabilidad de un resultado siempre que éste se pueda calcular de manera probabilística son:

Terminología de probabilidad	Probabilidad del resultado
Prácticamente cierto	> 99% de probabilidad
Sumamente probable	> 95% de probabilidad
Muy probable	> 90% de probabilidad
Probable	> 66% de probabilidad
Más probable que improbable	> 50% de probabilidad
Tan probable como improbable	de 33 a 66% de probabilidad
Improbable	< 33% de probabilidad
Muy improbable	< 10% de probabilidad
Sumamente improbable	< 5% de probabilidad
Excepcionalmente improbable	< 1% de probabilidad

Los términos "extremadamente probable", "extremadamente improbable" y "más probable que improbable" tal como se definen anteriormente se añadieron a la Guía de Incertidumbre del IPCC para evaluar específicamente aspectos que incluyen las causas y forzamiento radiativo.

A menos que se especifique lo contrario, los valores de este informe representan evaluaciones mejor calculadas y su margen de incertidumbre tiene un nivel de confianza de 90% (por ejemplo, existe un 5% de probabilidad de que el valor esté por debajo del límite inferior del nivel o por encima del límite superior del nivel). En algunos casos la naturaleza del límite de un valor, u otra información disponible, puede indicar una distribución asimétrica del nivel de incertidumbre con respecto a un cálculo mejor estimado. En tales casos, el nivel de incertidumbre se representa entre corchetes en negrita a continuación del cálculo.

cuanto a magnitud de forzamiento, así como en cuanto a características espaciales y temporales. El forzamiento radiativo positivo y negativo contribuye al aumento y disminución, respectivamente de la temperatura media superficial mundial. Esta sección actualiza el conocimiento sobre los forzamientos radiativos antropogénicos y naturales calculados.

La respuesta general del clima mundial al forzamiento radiativo es compleja debido a un número de retroefectos positivos y negativos que pueden ejercer una gran influencia sobre el sistema climático (véanse por ejemplo, las secciones 4.5 y 5.4). Aunque el vapor de agua es un gas de efecto invernadero fuerte, su concentración en la atmósfera varía en respuesta a cambios en el clima de superficie, debiéndose considerar un efecto de retroefecto y no forzamiento radiativo. Esta sección resume además, los cambios en el balance de energía de superficie y su vínculo con el ciclo hidrológico. Además, ofrece una visión del efecto de agentes tales como los aerosoles en las precipitaciones.

RT.2.1 Gases de efecto invernadero

El factor dominante en el forzamiento radiativo del clima en el era industrial es el aumento de la concentración en la atmósfera de varios gases de efecto invernadero. La mayoría de los principales gases de efecto invernadero se producen de manera natural pero el aumento de su concentración en la atmósfera durante los últimos veinte años se debe a actividades humanas. Otros gases de efecto invernadero constituyen únicamente el resultado de actividades humanas. El aporte de cada gas de efecto invernadero al forzamiento radiativo durante un período específico de tiempo se determina por el cambio en su concentración atmosférica durante ese período de tiempo y la efectividad del gas para modificar el equilibrio radiativo. Las concentraciones atmósfericas actuales de los diferentes gases de efecto invernadero consideradas en este informe varían más de ocho órdenes de magnitud (factor de 108), y su eficacia radiativa varía más de cuatro órdenes de magnitud (factor de 104). Esto refleja la gran diversidad de sus propiedades y orígenes.

La concentración actual en la atmósfera de un gas de efecto invernadero es el resultado neto de sus emisiones y eliminaciones pasadas de la atmósfera. Los gases y aerosoles considerados en este informe representan las emisiones hacia la atmósfera derivadas de las actividades humanas o se formaron por las emisiones de otras especies precursoras. Procesos químicos y físicos eliminaron estas emisiones. Exceptuando el dióxido de carbono (CO_2),

generalmente estos procesos eliminan una fracción específica de la cantidad de gas en la atmósfera cada año y el inverso de esta tasa de eliminación de media de la vida del gas. En algunos casos, la tasa de eliminación varía dependiendo de la concentración del gas u otras propiedades atmosféricas (por ejemplo, la temperatura o condiciones químicas existentes).

Los gases de efecto invernadero de larga vida (GEILV), por ejemplo, el CO_2, el metano (CH_4) y el óxido nitroso (N_2O), son químicamente estables y persisten en la atmósfera durante escalas de tiempo desde décadas hasta siglos o más, de modo que sus emisiones ejercen su influencia en el clima a largo plazo. Debido a su larga vida, estos gases se mezclan bien en la atmósfera, mucho más rápido de lo que se eliminan, y los datos de sus concentraciones mundiales se pueden calcular con exactitud en pocas localidades. El dióxido de carbono no tiene un período específico de vida porque está en ciclo continuo con la atmósfera, los océanos y la biosfera terrestre y su eliminación neta de la atmósfera involucra una gama de procesos con escalas de tiempo diferentes.

Los gases de corta vida (por ejemplo, el dióxido de azufre y el monóxido de carbono) son químicamente reactivos y se eliminan por lo general mediante procesos naturales de oxidación en la atmósfera, eliminándolos en la superficie o gracias a las precipitaciones. Por eso sus concentraciones son muy variables. El ozono es un gas de efecto invernadero importante que se forma y destruye por reacciones químicas que implican a otras especies en la atmósfera. En la troposfera, el ser humano influye sobre el ozono principalmente mediante cambios en los gases precursores que conducen a su formación, mientras que en la estratosfera, el ser humano influye principalmente a través de cambios en las tasas de eliminación del ozono causados por los clorofluorocarbonos (CFC) y otras substancias que eliminan el ozono.

RT.2.1.1 Cambios en el dióxido de carbono, el metano y el óxido nitroso atmosféricos

Las concentraciones actuales de CO_2 y CH_4 atmosféricas sobrepasan los valores preindustriales hallados en los registros de testigos de hielo polar de composición atmosférica de hace 650.000 años. Varias líneas de pruebas múltiples confirman que el aumento posindustrial de estos gases no proviene de mecanismos naturales (véase Gráfico RT.1 y Gráfico RT.2). {2.3, 6.3–6.5, PF 7.1}

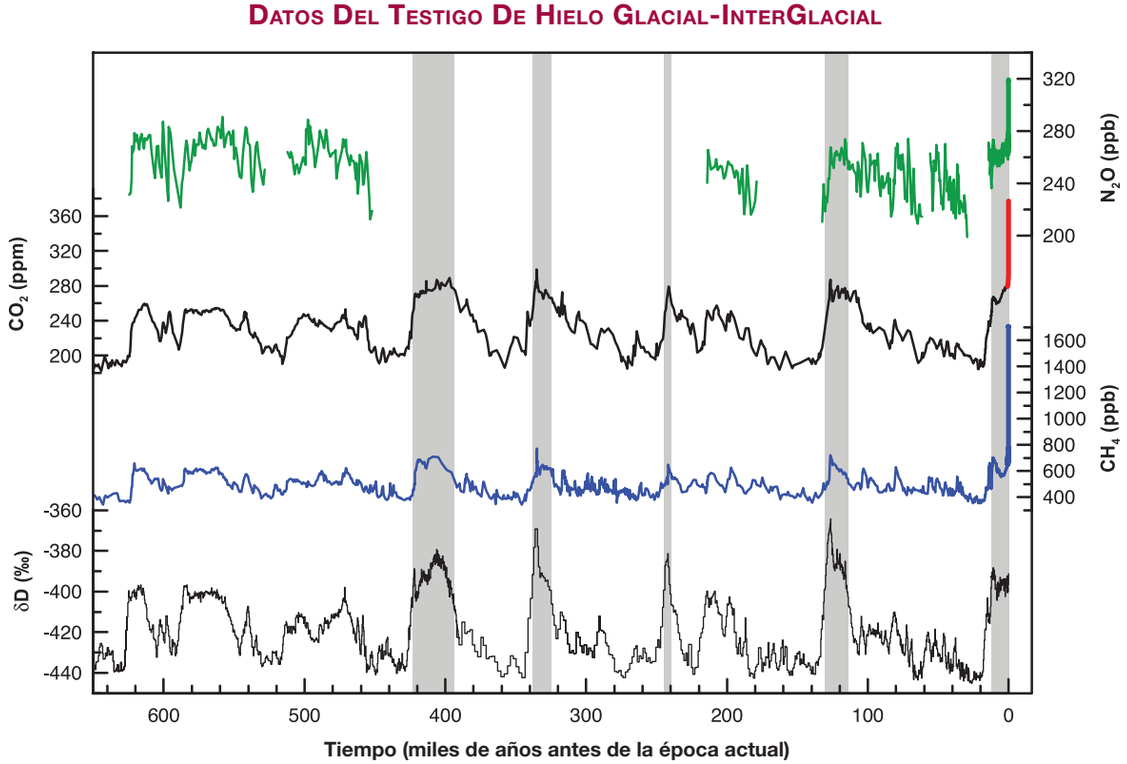


Gráfico RT.1. *Variaciones de deuterio (δD) en el hielo ártico, representativo de la temperatura local, y las concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero, dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), y óxido nitroso (N_2O) en el aire atrapadas en los testigos de hielo y de mediciones atmosféricas actuales. Los datos cubren 650.000 años y las líneas sombreadas representan períodos interglaciales cálidos actuales y pasados. {Adaptado del Gráfico 6.3}*

Cambios En Los Gases De Efecto Invernadero De Datos Núcleo De Hielo Y Actuales

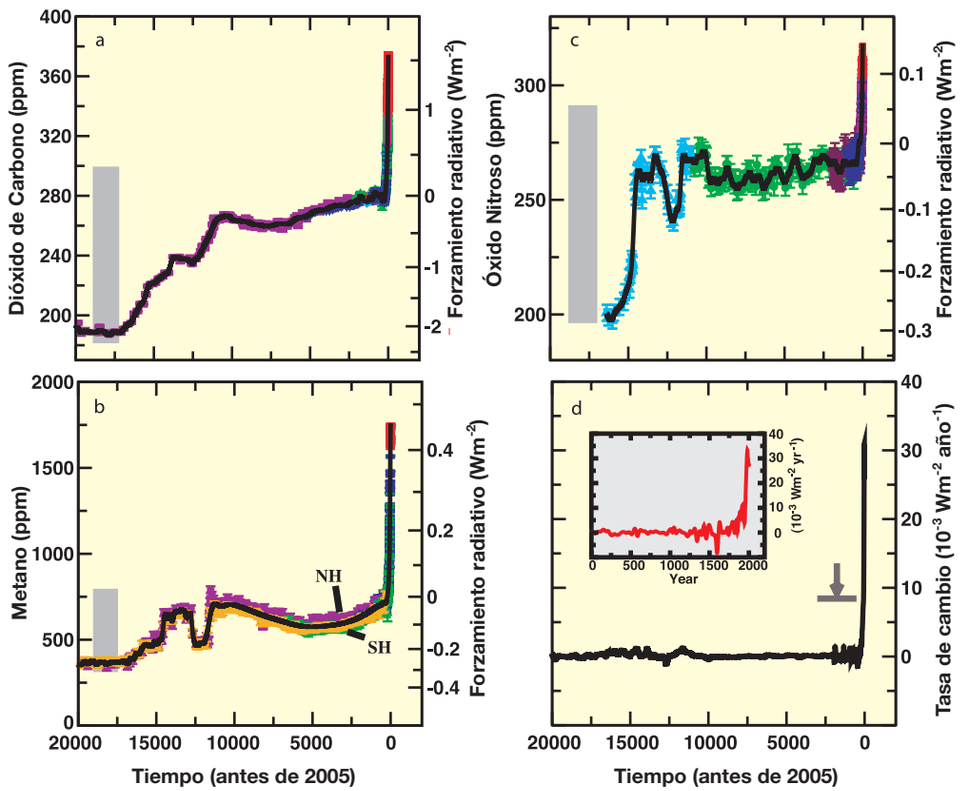


Gráfico RT.2. *Concentraciones y forzamiento radiativo del (a) dióxido de carbono (CO_2), (b) metano (CH_4), (c) y óxido nitroso (N_2O) y (d) la tasa de cambio de de su forzamiento radiativo combinado durante los últimos 20.000 años reconstruidas a partir del hielo antártico y de Groenlandia y datos de nieve granular (símbolos) y mediciones atmosféricas directas (paneles a,b,c, líneas rojas). Las barras grises muestran los niveles de variabilidad natural reconstruidos durante los últimos 650.000 años. La tasa de cambio del forzamiento radiativo (panel d, línea negra) se calculó mediante una curva en los datos de concentración. La edad se calculó con datos que varían desde aproximadamente veinte años para sitios con gran acumulación de nieve como Law Dome, Antártida, hasta aproximadamente de 200 años para lugares con poca acumulación como Dome C, Antártida. La flecha muestra el pico en la tasa de cambio del forzamiento radiativo que resultaría si las señales antropogénicas de CO_2, CH_4, y N_2O se suavizaran relacionadas con las condiciones de baja acumulación en el sitio Dome C. La tasa de cambio negativa del forzamiento de aproximadamente 1.600 muestra la inserción de alta resolución en los resultados del panel debido a la disminución del CO_2 de 10 ppm en el registro del Law Dome. {Gráfico 6.4}*

El forzamiento radiativo total del clima terrestre debido a aumentos en la concentración de GEILV CO2, CH4 y N2O, y *muy probablemente* la tasa en aumento del forzamiento total debido a estos gases en el período a partir de 1750, no tienen precedentes en más de 10.000 años (Gráfico RT.2). Es *muy probable* que la tasa de aumento sostenida del forzamiento radiativo combinado de estos gases de efecto invernadero de aproximadamente +1 W m^{-2} en los últimos 40 años sea al menos seis veces más alta que en cualquier época durante los dos milenios antes de la Era Industrial, periodo requerido para que la información del testigo de hielo tenga la resolución temporal necesaria. El forzamiento radiativo, debido a estos GEILV, tiene el nivel de confianza más alto de cualquier agente de forzamiento. {2.3, 6.4}

La concentración de CO_2 atmosférico aumentó, de un valor preindustrial de aproximadamente 280 ppm, a 379 ppm en 2005. La concentración atmosférica de CO_2 aumentó solo 20 ppm durante los 8.000 años previos a la industrialización. Las variaciones a escalas de varias décadas o de siglos son menores de 10 ppm y *probablemente*, resultado de procesos naturales. Sin embargo, a partir de 1750, la concentración de CO_2 aumentó aproximadamente 100 ppm. La tasa de crecimiento anual de CO_2 aumentó más durante los últimos 10 años (media de 1995–2005: 1,9 ppm $año^{-1}$) que desde el comienzo de las mediciones atmosféricas directas continuas (media de 1960–2005: 1,4 ppm $año^{-1}$). {2.3, 6.4, 6.5}

El aumento del CO_2 atmosférico a partir del período preindustrial es el responsable del forzamiento radiativo de +1,66±0,17 W m^{-2}; un aporte que domina a todos los agentes de forzamiento radiativo abordados en este informa. Durante la década de 1995 a 2005, la

tasa de crecimiento del CO_2 en la atmósfera aumentó un 20% su forzamiento radiativo. {2.3, 6.4, 6.5}

Las causas principales del aumento del CO_2 atmosférico son las emisiones de CO_2 derivadas del uso de combustibles fósiles y del impacto del cambio en los usos del territorio en el carbono acumulados en las plantas y en el suelo. A partir de 1750, se calcula que aproximadamente dos tercios de las emisiones de CO_2 antropogénico provienen de la quema de combustible fósil y un tercio del cambio en el uso de la tierra. Aproximadamente un 45% de este CO_2 permanece en la atmósfera, mientras un 30% permanece en los océanos y el resto está en la biosfera terrestre. Aproximadamente la mitad del CO_2 emitido hacia la atmósfera se elimina en una escala de tiempo de 30 años; otro 30% se elimina en pocos siglos y el 20% restante permanecerá en la atmósfera durante miles de años. {7.3}

Las emisiones de CO_2 continúan aumentando en los últimos decenios. (ver Gráfico RT.3). Las emisiones[3] anuales mundiales de CO_2 fósil aumentaron de un promedio de 6,4 ± 0,4 GtC año^{-1} en el decenio de 1990 a 7,2 ± 0,3 GtC año^{-1} en el período de 2000 a 2005. Las emisiones de CO_2 calculadas asociadas con el cambio en el uso de la tierra, de las que se extrajeron promedios en la década de 1990, iban de aproximadamente[4] 0,5 a 2,7 GtC año^{-1}, con una media aproximada de 1.6 Gt año^{-1}. La Tabla RT. 1 muestra los balances aproximados de CO_2 en las últimas décadas. {2.3, 6.4, 7.3, PF 7.1}

A partir de la década de 1980, los procesos naturales de absorción de CO_2 por la biosfera terrestre (por ejemplo, el sumidero de residuos en la Tabla RT.1) y de los océanos, eliminaron aproximadamente el 50% de las emisiones antropogénicas (por ejemplo, el flujo de emisiones fósiles de CO_2 y el cambio en el uso de la tierra reflejado en la Tabla RT.1). La concentración atmosférica de CO_2 y los cambios meteorológicos influyen en estos procesos de eliminación. La capacidad de absorción de los océanos y la biosfera terrestre es similar en magnitud pero la capacidad de absorción de la biosfera terrestre varía más y fue mayor en la década de 1990 que en la de 1980 en aproximadamente 1 GtC año^{-1}. Las observaciones demuestran que las concentraciones de CO_2 disueltas en la superficie oceánica (pCO_2) aumentaron en casi todas partes; le sigue el aumento del CO_2 atmosférico pero con gran variabilidad regional y temporal. {5.4, 7.3}

La absorción y almacenamiento del carbono en la biosfera terrestre emerge de la diferencia neta entre la absorción debida al crecimiento de la vegetación, los cambios en la reforestación y en la secuestración y emisiones debidas a la respiración heterotrófica, las cosechas, la deforestación, los incendios, la contaminación y otros factores que afectan a la biomasa y los suelos. El aumento y disminución de la frecuencia de incendios en diferentes regiones afecta la captación neta del carbono y en las regiones boreales, aumentaron las emisiones debido a incendios durante las últimas décadas. Cálculos aproximados de flujos superficiales netos de CO_2 tomados de estudios inversos utilizando redes de datos atmosféricos, demuestran una

Tabla RT.1. *Presupuesto del Carbono Mundial. Por convención, los valores positivos corresponden a flujos de CO_2 (GtC año^{-1}) hacia la atmósfera y los valores negativos representan la captación de la atmósfera (por ejemplo, "sumideros de CO_2 "). Las emisiones de CO_2 fósil para 2004 y 2005 se basan en cálculos aproximados provisionales. Debido a la falta de estudios disponibles, para el flujo neto tierra-atmósfera y sus componentes, los niveles de incertidumbre son de intervalos de 65% de probabilidad y no incluyen la variabilidad interanual (véase Sección 7.3). ND indica que los datos no están disponibles.*

	1980s	1990s	2000–2005
Aumento atmosférico	3.3 ± 0.1	3.2 ± 0.1	4.1 ± 0.1
Emisiones de dióxido de carbono fósil	5.4 ± 0.3	6.4 ± 0.4	7.2 ± 0.3
Flujo neto océano-atmósfera	–1.8 ± 0.8	–2.2 ± 0.4	–2.2 ± 0.5
Flujo neto tierra-atmósfera	–0.3 ± 0.9	–1.0 ± 0.6	–0.9 ± 0.6
Dividido como sigue			
Flujo de cambio en el uso de la tierra	1.4 (0.4 to 2.3)	1.6 (0.5 to 2.7)	NA
Sumidero de residuos	–1.7 (–3.4 to 0.2)	–2.6 (–4.3 to –0.9)	NA

[3] Las emisiones de CO_2 fósil incluyen las derivadas de la producción, distribución y consumo de combustibles fósiles y de la producción de cemento. Las emisiones de 1 GtC corresponde a 3.67 $GtCO_2$.
[4] Como se explica en la Sección 7.3, el margen de incertidumbre para las emisiones debido al cambio en el uso de la tierra y para el presupuesto del ciclo del carbono completo, sólo puede ser de intervalos de 65%.

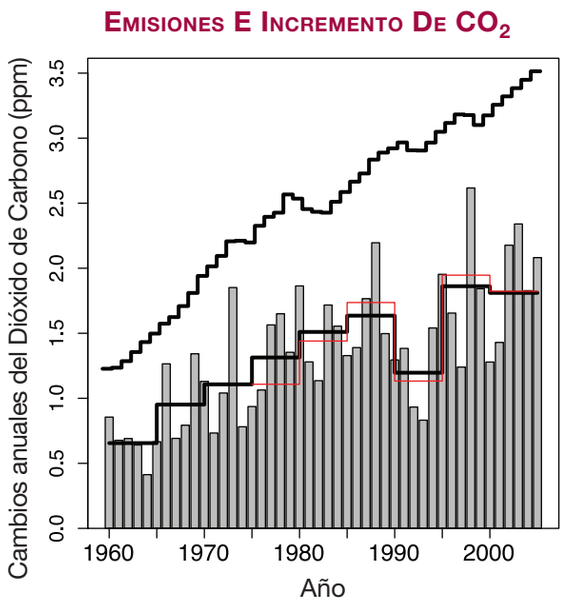


Gráfico RT.3. *Cambios anuales en la media mundial de concentración de CO_2 (barras grises) y la media de cinco años a partir de dos redes diferentes de mediciones (las líneas escalonadas rojas y la línea negra inferior). La media de cinco años suaviza las perturbaciones a corto plazo asociadas con fenómenos fuertes de ENSO en 1972, 1982, 1987 y 1997. Incertidumbres en la media de cinco años se indican mediante la diferencia entre las líneas rojas y negras inferiores con valores de 0,15 ppm. Las líneas escalonadas superiores muestran el crecimiento anual que tendría lugar si todas las emisiones de combustibles fósiles permanecen en la atmósfera y no existiesen otras emisiones {Gráfico 7.4}*

absorción importante de la tierra en las latitudes medias del Hemisferio Norte (HN) y captaciones casi nulas de los flujos tierra-atmósfera en los trópicos, lo que implica que la deforestación tropical se equilibra con el nuevo crecimiento. {7.3}

Las variaciones a corto plazo (interanuales) observadas en la tasa de crecimiento del CO_2 atmosférico se controlan principalmente a través de los cambios en el flujo de CO_2 entre la atmósfera y la biosfera terrestre, con una fracción pequeña pero importante debido a la variabilidad del flujo oceánico (véase Gráfico RT.3). Las fluctuaciones climáticas originan la variabilidad del flujo de la biosfera terrestre. Estas fluctuaciones afectan a la captación del CO_2 por las plantas en crecimiento y el retorno del CO_2 a la atmósfera por la descomposición del material orgánico mediante la respiración heterotrófica y los incendios. Los fenómenos asociados a la Oscilación del Sur El Niño (ENSO) son una fuente importante de variabilidad interanual en la tasa de crecimiento del CO_2 atmosférico. Esto se debe a sus efectos sobre los flujos a través de la temperatura superficial de la tierra y el mar, las precipitaciones y la incidencia de incendios. {7.3}

En la actualidad, los efectos directos del aumento del CO_2 atmosférico en la absorción del carbono terrestre a gran escala no se pueden calcular con precisión. El crecimiento de las plantas se puede estimular mediante el aumento de las concentraciones atmosféricas de CO_2 y por la deposición de nutrientes (efectos de fertilización). Sin embargo, la mayoría de los estudios y experimentos demuestran que tales respuestas son relativamente efímeras y fáciles de asociar a otros efectos tales como la disponibilidad de agua y nutrientes. Asimismo, los experimentos y estudios de los efectos del clima (temperatura y humedad) en la respiración heterotrófica de residuos y suelos son inciertos. La sección RT.5.4.{7.3} aborda por separado los efectos del cambio climático en la absorción del carbono.

El aumento de aproximadamente 1774 ppb de CH_4 en 2005 representa más del doble de su valor preindustrial. Las concentraciones atomosféricas de CH_4 variaron muy poco, entre 580 y 730 ppb, en los últimos 10.000 años, pero aumentaron alrededor de 1000 ppb en los últimos 200 años. Esto representó el cambio más rápido de este gas durante al menos 80.000 años. A finales de la década de 1970 y principios del decenio de 1980, la tasa de crecmiento de CH_4 llegó al máximo con un valor por encima de 1% año^{-1}, pero a partir del principio del decenio de 1990 disminuyó considerablemente y estuvo cerca de cero en el período de 1999 a 2005. El aumento de CH_4 se produce cuando las emisiones superan las eliminaciones. El reciente declive en las tasas de crecimiento implica que en la actualidad las emisiones se corresponden con las eliminaciones. Esto se debe principalmente a la oxidación del radical hidróxilo (OH). A partir del TIE, nuevos estudios realizados con dos indicadores independientes (el metilcloroformo y el 14CO) señalaron la ausencia de cambios a largo plazo en la cantidad mundial de OH. Sin embargo, es *probable* que se ralentice la tasa de CH_4 atmosférico aproximadamente a partir de 1993 debido al equilibrio que alcanzó la atmósfera durante un período de emisiones totales casi constantes. {2.3, 7.4, PF 7.1}

El aumento de las concentraciones de CH_4 atmosférico desde el período preindustrial contribuyó a un forzamiento radiativo de +0,48 ± 0,05 W m^{-2}. Entre los gases de efecto invernadero, este forzamiento ocupa el segundo lugar en magnitud después del forzamiento del CO_2. {2.3}

Los niveles actuales de CH_4 atmosférico se deben a las emisiones antropogénicas continuadas de CH_4 que superan las emisiones naturales. El total de emisiones de CH_4 se puede determinar a partir de concentraciones observadas y cálculos de las tasas de eliminación. Las emisiones de fuentes de CH_4 individuales no están tan bien cuantificadas como las emisiones totales pero la

mayoría es biogénica e incluye emisiones de humedales, animales rumiantes, cultivo de arroz y quema de biomasa, con el pequeño aporte de fuentes industriales que incluye la emisión de combustibles fósiles. El conocimiento de las fuentes de CH_4 junto con la pequeña gama natural de concentraciones de CH_4 en los últimos 650.000 años (Gráfico RT.1) y su aumento dramático a partir de 1750 (Gráfico RT.2), hacen *muy probable* que la actividad antropogénica sea la causa de los cambios a largo plazo observados en el CH_4. {2.3, 6.4, 7.4}

Además de su declive durante los últimos 15 años, la tasa de crecimiento del CH_4 atmosférico muestra una alta variabilidad interanual, lo cual no se ha explicado aún. El mayor aporte a la variabilidad interanual durante el período de 1996 a 2001 lo suponen, al parecer, las variaciones en las emisiones de los humedales y la quema de biomasa. Algunos estudios indican que las emisiones de CH_4 de los humedales son altamente sensibles a la temperatura y se ven afectadas por los cambios hidrológicos. Todos los modelos de cálculos indican aumento en las emisiones de los humedales debido a cambios climáticos futuros pero varían ampliamente en la magnitud de tal retroefecto positivo. {7.4}

Las concentraciones de N_2O en 2005 fueron de 319 ppb, aproximadamente en un 18% más alto que su valor preindustrial. El óxido nitroso aumentó linealmente en un valor aproximado de 0,8 ppb año^{-1} durante las últimas décadas. Los datos del testigo de hielo muestran que la concentración atmosférica de N_2O varió menos de aproximadamente 10 ppb en los 11.500 años antes del comienzo del período industrial. {2.3, 6.4, 6.5}

En la actualidad el aumento de N_2O a partir del período industrial contribuye a un forzamiento radiativo de +0,16 ± 0,02 W m^{-2} y se debe principalmente a las actividades humanas, concretamente la agricultura y a los cambios asociados al uso de la tierra. Los cálculos actuales apuntan que alrededor de un 40% de las emisiones totales de N_2O son antropógenas pero cálculos de fuentes individuales están sujetos a incertidumbres significativas. {2.3, 7.4}

RT.2.1.2 Cambios en los halocarbonos atmosféricos, el ozono estratosférico, troposférico y otros gases

Los CFC y los hidroclorofluorocarbonos son gases de efecto invernadero que tienen un origen puramente antropogénico y una gran variedad de aplicaciones. Las emisiones de estos gases disminuyeron debido al Protocolo de Montreal. Las concentraciones de CFC^{-1}1 y CFC^{-1}13 se atenuaron debido a los procesos naturales de eliminación. Las observaciones en testigos polares de nieve granulada a partir del TIE ampliaron la información actual de las series de tiempo disponibles para algunos de estos gases de efecto invernadero. Los datos in situ y del testigo de hielo confirman que las fuentes industriales ocasionan el aumento atmosférico observado en los CFC y los HCFC. {2.3}

Los gases del Protocolo de Montreal aportaron +0,32 ± 0,03 W m^{-2} al forzamiento radiativo directo en 2005. El CFC^{-12} siguió siendo el tercer agente más importante de forzamiento radiativo de larga vida. Estos gases, como grupo, aportan aproximadamente el 12% del forzamiento total debido a los GEILV. {2.3}

Las concentraciones de gases industriales fluorinados del Protocolo de Kioto (hidrofluorocarbonos (HFC), hidrocarburos perfluorados (PFC), hexafloruro de azufre (SF_6)) son relativamente pequeñas pero aumentan con rapidez. Su forzamiento radiativo total en 2005 fue de +0,017 W m^{-2}. {2.3}

El ozono troposférico es un gas de efecto invernadero de corta vida producido por las reacciones químicas de especies precursoras en la atmósfera que tienen una gran variabilidad espacial y temporal. Gracias a las mejoras en las mediciones y modelos, se han dado pasos adelante en el conocimiento de los precursores químicos que conducen a la formación del ozono troposférico, principalmente el monóxido de carbono y los óxidos de nitrógeno (incluidas fuentes y tendencias a largo plazo en los relámpagos) y los formaldehídos. En general, los modelos actuales describen satisfactoriamente las características principales de la actual distribución mundial de ozono troposférico sobre la base de procesos subyacentes. Estos modelos se ven limitados en todo el mundo por las nuevas mediciones que se realizan *in situ* y por satélite; sin embargo, son menos confiables a la hora de reproducir los cambios en el ozono asociados con grandes cambios en emisiones o climáticos y en la simulación de tendencias a largo plazo observadas en concentraciones de ozono durante el siglo XX. {7.4}

El forzamiento radiativo del ozono troposférico se estima sea de +0,35 [+0,25 a +0,65] W m^{-2} con un nivel *medio* de conocimiento científico. El mejor cálculo de este forzamiento radiativo no ha cambiado a partir del TIE. Las observaciones muestran que las tendencias en el ozono troposférico en los últimos años varían en señal y magnitud en muchas localidades, pero existen indicadores importantes de tendencias ascendentes en latitudes bajas. Los modelos de estudios del forzamiento radiativo provocado por el aumento del ozono troposférico a partir del período preindustrial se volvieron más complejos y abarcadores si se comparan con otros modelos utilizados en el TIE. {2.3, 7.4}

Los cambios en el ozono troposférico se vinculan a la calidad del aire y al cambio climático. Algunos estudios muestran que las concentraciones de ozono en días de verano tienen una correlación fuerte con la temperatura. Esta correlación parece reflejar aportes de emisiones biogénicas volátiles del carbono orgánico dependiente de la temperatura, descomposición térmica del nitrato de peroxiacetil, que actúa como reserva de los óxidos de nitrógeno (NO_x), y la asociación de altas temperaturas con el estancamiento regional. Condiciones anómalas de calor y estancamiento en el verano de 1988 fueron las responsables del registro anual más alto del nivel de ozono en el nordeste de Estados Unidos. La ola de calor durante el verano europeo del 2003 también se asocia con niveles excepcionalmente altos de ozono en la superficie. {Recuadro 7.4}

Los gases del Protocolo de Montreal ocasionan el forzamiento radiativo debido a la destrucción del ozono estratósferico que se reevalúa en un –0,05 ± 0,10 W m^{-2}, más débil que en el TIE, con un nivel medio de conocimiento científico. Ya no existe la tendencia a destruir más la capa de ozono observada en el decenio de 1980 y 1990; sin embargo, el ozono estratosférico mundial se encuentra aún por debajo del 4% de los valores anteriores al decenio de 1980 y no se sabe con exactitud si el ozono se recupera. Además de la destrucción química del ozono, los cambios dinámicos también pudieron contribuir a la reducción del ozono en la latitud media del HN. {2.3}

La emisión directa de vapor de agua ocasionado por las actividades humanas afecta al forzamiento radiativo. Sin embargo, como aumentan las temperaturas medias mundiales, aumentan las concentraciones troposféricas de vapor de agua y esto representa un retroefecto clave pero no un forzamiento de cambio climático. La emisión directa de agua hacia la atmósfera debida a actividades antropogénicas, principalmente el regadío, es un factor posible de forzamiento pero representa menos del 1% de las fuentes naturales del vapor de agua atmosférico. La inyección directa de vapor de agua en la atmósfera que proviene de combustibles fósiles es significativamente menor que la de actividades agrícolas. {2.5}

Según modelos de estudios sobre transporte químico, se calcula que el forzamiento radiativo causado por el aumento del vapor de agua estratosférico debido a la oxidación del CH_4 es +0,07 ± 0,05 W m^{-2}. El nivel de conocimiento científico es bajo porque el aporte de CH_4 a la correspondiente estructura vertical del cambio de vapor de agua cerca de la tropopausa es incierto. No se comprenden bien otras causas potenciales de naturaleza humana que aumentan el vapor de agua estratosférico y que contribuyen al forzamiento radiativo. {2.3}

RT.2.2 Aerosoles

En la actualidad el forzamiento radiativo directo de los aerosoles está mejor cuantificado que en el pasado y representa un gran avance en el conocimiento a partir del TIE, cuando muchos componentes tenían un nivel muy bajo de comprensión científica. Un forzamiento radiativo total de aerosoles combinado con todos los tipos de aerosoles se puede definir por primera vez como –0,5 ± 0,4 W m^{-2}, con un nivel de medio a bajo, de conocimiento científico. Los modelos atmosféricos han mejorado y muchos en la actualidad presentan todos los aerosoles importantes de aerosoles. Las propiedades de los aerosoles varían considerablemente y afectan a la magnitud con la que captan y difunden la radiación; así, diferentes tipos de aerosoles pueden tener un efecto diferente de enfriamiento o calentamiento neto. Los aerosoles industriales, compuestos principalmente por una mezcla de azufres, carbono orgánico y negro, nitratos y polvo industrial, se distiguen con claridad en muchas regiones continentales del HN. Las mejoras de las mediciones satélite in situ y de la superficie (véase Gráfico RT.4) permitieron la comprobación de las simulaciones de modelos de aerosoles mundiales. Estas mejoras permiten calcular por primera vez el forzamiento radiativo total de aerosoles y representan un avance importante a partir del TIE. El forzamiento radiativo directo para especies individuales continúa siendo menos cierto y se calcula a partir de modelos, que alcanzan –0,4 ± 0,2 W m^{-2} para el azufre, –0,05 ± 0,05 W m^{-2} para el carbono orgánico de combustible fósil +0,2 ± 0,15 W m^{-2} para el carbono negro de combustible fósil, +0.03 ± 0.12 W m^{-2} para la quema de biomasa, –0,1 ± 0,1 W m^{-2} para el nitrato y –0,1 ± 0,2 W m^{-2} para el polvo mineral. Dos estudios actuales de inventarios de emisiones apoyan los datos de los testigos de hielo y afirman que las emisiones antropógenas mundiales de azufre disminuyeron durante el período de 1980 a 2000 y que la distribución geográfica del forzamiento del azufre también cambió. {2.4, 6.6}

A partir del TIE, el cálculo del forzamiento radiativo directo cambió significativamente debido a la quema de biomasa, los aerosoles de nitrato y el polvo mineral. Para el aerosol de la quema de biomasa, el cálculo de forzamiento radiativo directo estimado ha pasado de un valor negativo a casi cero, debido a que la existencia de estos aerosoles sobre las nubes ejercía una gran influencia sobre el cálculo. Por primera vez se presenta el forzamiento radiativo del aerosol de nitrato. Para el polvo mineral se reduce el margen del forzamiento radiativo directo debido a la reducción del cálculo estimado de su fracción antropogénica. {2.4}

Los efectos de aerosoles antropogénicos en nubes de agua originan un efecto indirecto sobre el albedo

de las nubes (denominado primer efecto indirecto en el TIE), lo que da lugar al mejor cálculo por primera vez: –0.7 [–0.3 a –1.8] W m^{-2}. El número de cálculos de modelos mundiales del impacto sobre el albedo de las nubes de agua líquida aumentó considerablemente a partir del TIE y los cálculos se evaluaron con más rigor. El cálculo de este forzamiento radiativo proviene de varios modelos de estudio que incorporaron más especies de aerosoles y describieron en detalle los procesos interactivos aerosol-nube. Los modelos de estudio que incluyen más especies de aerosoles o limitados por las observaciones por satélite suelen producir un efecto más débil sobre el albedo de las nubes. A pesar de los avances y progresos desde el TIE y la disminución de la extensión de los cálculos de forzamiento, existen grandes incertidumbres en los proceso de medición y modelización que conducen a un bajo nivel de conocimiento científico. Esto supone una subida desde el escaño más bajo del TIE. {2.4, 7.5, 9.2}

Otros efectos del aerosol incluyen el efecto perpetuo de nube, el efecto semidirecto y las interacciones de nube aerosol-hielo. Estos efectos se consideran parte de la respuesta climática y no del forzamiento radiativo. {2.4, 7.5}

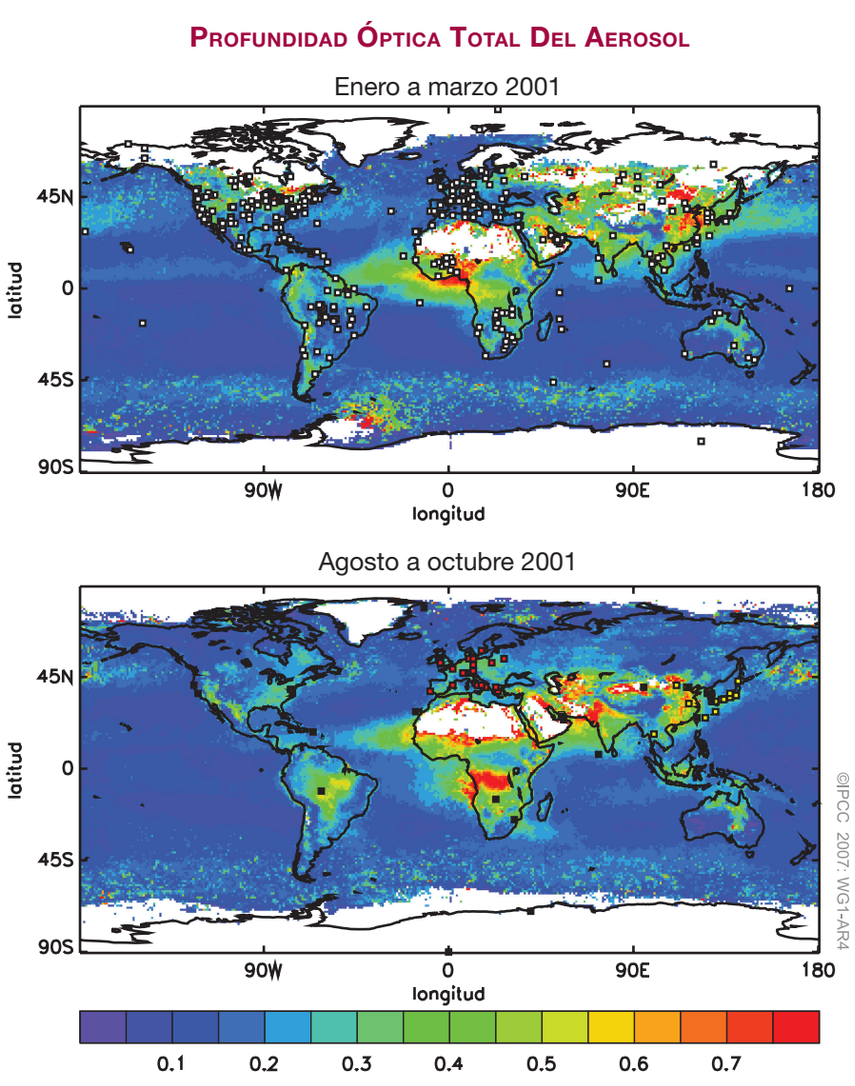


Gráfico RT.4. *(Arriba) Profundidad óptica total del aerosol (debido a aerosoles naturales y antropógenos) en una longitud de onda media visible determinada por satélite desde enero hasta marzo de 2001 y (abajo) desde agosto hasta octubre de 2001, que ilustra los cambios estacionales en aerosoles industriales y de la quema de biomasa. Los datos provienen de satélite y se complementan con dos tipos de mediciones diferentes realizadas en tierra en localidades que se muestran en los dos paneles. (Véase sección 2.4.2 para detalles). {Gráfico 2.11}*

RT.2.3 Estelas y cirros de aeronaves, usos del territorio y otros efectos

Las estelas de la aviación mundial, lineales y persistentes, aportan un pequeño forzamiento radiativo de +0,01 [+0,003 a +0,03] W m^{-2}, con un nivel bajo de conocimiento científico. Este cálculo es menor que el cálculo del TIE. La diferencia se debe a las nuevas observaciones de la cubierta de estelas y a los cálculos reducidos de la profundidad óptica de las estelas. No se dispone de mejores cálculos para el forzamiento radiativo neto de las estelas. Se desconocen sus efectos sobre la nubosidad de los cirros y los efectos mundiales del aerosol de la aviación sobre antecedentes de la nubosidad. {2.6}

Los cambios inducidos por la actividad humana en la capa terrestre aumentaron el albedo de superficie mundial, llevando a un forzamiento radiativo de –0,2 ± 0,2 W m^{-2}, igual al TIE, con un nivel de medio a bajo de conocimiento científico. Los aerosoles del carbono mineral depositados en la nieve reducen el albedo de superficie y se calcula que

acumulan un forzamiento radiativo asociado de +0.1 ± 0.1 W m^{-2}, con un nivel bajo de conocimiento científico. A partir del TIE, se realizó un cálculo del forzamiento del cambio en el uso de la tierra y se utilizaron técnicas mejores, se excluyeron los retroefectos y se mejoraron las observaciones a gran escala. Las incertidumbres en los cálculos incluyen cartografía y caracterización de la vegetación actual y sus antecedentes, parametrización de los procesos de radiación superficial y parcialidad en los modelos de variables climáticas. La presencia de partículas de hollín en la nieve provoca la disminución del albedo de nieve y un forzamiento positivo y puede, además, afectar al deshielo. Son muchas las incertidumbres sobre como se incorpora el hollín a la nieve y las propiedades ópticas resultantes. {2.5}

Los impactos en el clima debido al cambio en los usos del territorio se prevén localmente significativos en algunas regiones, pero resultan menores a escala mundial si se comparan con el calentamiento de los gases de efecto invernadero. Los cambios en la superficie terrestre (vegetación, suelos, agua) que resultan de las actividades humanas pueden afectar significativamente el clima local mediante cambios en la radiación, nubosidad, aspereza superficial y temperatura superficial. Los cambios en la capa de vegetación también pueden tener un gran impacto sobre la energía de la superficie y el equilibrio hídrico a escala regional. Estos efectos involucran procesos no radiativos (lo que implica que no se pueden calcular mediante un forzamiento radiativo) y tienen un nivel muy bajo de conocimiento científico. {2.5, 7.2, 9.3, Recuadro 11.4}

La liberación de calor debido a la producción de energía antropogénica es importante en áreas urbanas pero no a escala mundial. {2.5}

RT.2.4 Forzamiento radiativo causado por la actividad solar y las erupciones volcánicas

Durante los últimos 28 años se supervisa continuamente la irradiación solar total. Los datos muestran un ciclo bien establecido de 11 años que varía 0.08% entre el mínimo y el máximo del ciclo solar, sin tendencias importantes a largo plazo. Los datos actuales tienen cambios mejor cuantificados de los flujos de espectro solar sobre un amplio abanico de longitudes de onda asociadas con el cambio de la actividad solar. El perfeccionamiento de las graduaciones mediante el uso de mediciones de alta calidad contribuyó a una mejor interpretación. El pensamiento actual sobre física solar y las fuentes conocidas de variabilidad en la irradiación indican niveles comparables de irradiación en los dos últimos ciclos solares, incluido. La causa principal conocida de variabilidad de la irradiación actual es la presencia de manchas solares (zonas compactas, oscuras, donde la radiación se agota localmente) en el disco solar y fáculas (zonas brillantes, donde la radiación aumenta localmente) {2.7}

El forzamiento radiativo directo estimado debido a cambios en la luz solar a partir de 1750 es de +0,12 [+0,06 a +0,3] W m^{-2}, un valor menor que la mitad del estimado dado por el TIE, con un nivel bajo de conocimiento científico. El cálculo reducido del forzamiento radiativo proviene de una reevaluación del cambio a largo plazo de la irradiación solar a partir de 1610 (el Mínimo Maunder) basado en: una nueva reconstrucción con el uso del modelo de variaciones del flujo magnético solar que no evoque sustitutos de indicadores indirectos geomagnéticos, cosmogénicos o estelares; una mejora en el conocimiento de las variaciones solares actuales y su relación con procesos físicos; y una reevaluación de las estrellas similares al Sol. Esta situación, a pesar de elevar el nivel de conocimiento científico de muy bajo en el TIE a bajo en esta evaluación, mantiene grandes incertidumbres por falta de observaciones directas y de conocimiento de los mecanismos de variabilidad solar durante largos períodos de tiempo. {2.7, 6.6}

Se analizaron asociaciones empíricas entre la ionización solar modulada de rayos cósmicos atmosféricos y el bajo nivel del promedio mundial de la cubierta de nubes, pero las pruebas de un efecto solar indirecto sistemático son ambiguas. Se indicó que los rayos cósmicos con energía suficiente para alcanzar la troposfera pueden modificar la población del núcleo de condensación de nubes y desde las propiedades microfísicas de las nubes (número y concentración de gotas) inducir cambios en los procesos de las nubes semejantes al efecto indirecto albedo de nubes de los aerosoles troposféricos. De esta manera se causa un forzamiento solar indirecto del clima. Estudios demuestran varias correlaciones con las nubes en regiones o al tratar tipos de nubes limitados o períodos de tiempo limitados. Sin embargo, la serie de rayos cósmicos en el tiempo no corresponde con la cubierta de nubes total mundial después de 1991 o con la capa de nubes mundial de nivel bajo después de 1994. La falta de mecanismos físicos comprobados y la plausibilidad de otros factores casuales que afectan los cambios de la capa de nubes desatan la polémica sobre la asociación entre los cambios cósmicos galácticos inducidos por rayos de los aerosoles y la formación de nubes. {2.7}

Las erupciones volcánicas explosivas aumentan en gran medida la concentración de aerosoles de azufre en la estratosfera. Una simple erupción puede enfriar el clima medio mundial durante algunos años. Los aerosoles volcánicos afectan a los balances de energía radiativa tanto de la estratosfera como de la superficie/

troposfera y del clima de manera esporádica. Muchos fenómenos pasados se evidencian en las observaciones del testigo de hielo del sulfuro así como en los registros de temperaturas. Desde la erupción del monte Pinatubo en 1991, no se da una explosión volcánica capaz de inyectar material importante a la estratosfera. Sin embargo, existe un potencial de erupciones volcánicas mayor que el de la erupción del monte Pinatubo en 1991, lo cual puede producir un gran forzamiento radiativo además de enfriamiento a largo plazo del sistema climático. {2.7, 6.4, 6.6, 9.2}

RT.2.5 Forzamiento radiativo neto mundial, potenciales de calentamiento mundial y pautas de forzamiento

Las influencias antropogénicas del calentamiento y enfriamiento del clima se conocen mejor desde el TIE. Esto provoca una muy alta confianza en que el efecto de las actividades humanas a partir de 1750 haya tenido un forzamiento positivo neto de +1,6 [+0,6 a +2,4] Wm^{-2}. La mejor interpretación y mejor cuantificación de los mecanismos de forzamiento a partir del TIE posibilitaron deducir por primera vez un forzamiento radiativo combinado antropogénico neto. Al juntar los valores de los componentes para cada agente de forzamiento con sus incertidumbres, se obtiene la distribución de probabilidades del cálculo del forzamiento radiativo antropogénico combinado que se muestra en el gráfico RT.5. El valor más probable es aproximadamente una orden de magnitud mayor que el cálculo del forzamiento radiativo de la irradiación solar. Como el margen del cálculo es de +0,6 a +2,4 $W\ m^{-2}$, existe una confianza muy alta en el forzamiento radiativo positivo neto del sistema climático debido a la actividad humana. Todos los GEILV juntos contribuyen en un $+2,63 \pm 0,26\ W\ m^{-2}$, que es el periodo dominante de forzamiento radiativo y tiene el nivel más alto de conocimiento científico. Por el contrario, el aerosol directo total, los efectos albedo de nube y superficie que aportan forzamientos negativos, se entienden menos y tienen más incertidumbres. El margen en los cálculos netos aumenta debido a los periodos de forzamiento negativo que tienen más incertidumbres que los términos positivos. La naturaleza de la incertidumbre del albedo asociado a las nubes calculado añade una notable asimetría en la distribución. Las incertidumbres en la distribución incluyen aspectos de estructura (por ejemplo, la representación de extremos en los valores de los componentes, la ausencia de ponderación de los mecanismos de forzamiento radiativo, la posibilidad de falta de forzamientos radiativos sin estimar) y aspectos estadísticos (por ejemplo, superpuestos sobre los tipos de distribución que describen las incertidumbres de los componentes.). {2.7, 2.9}

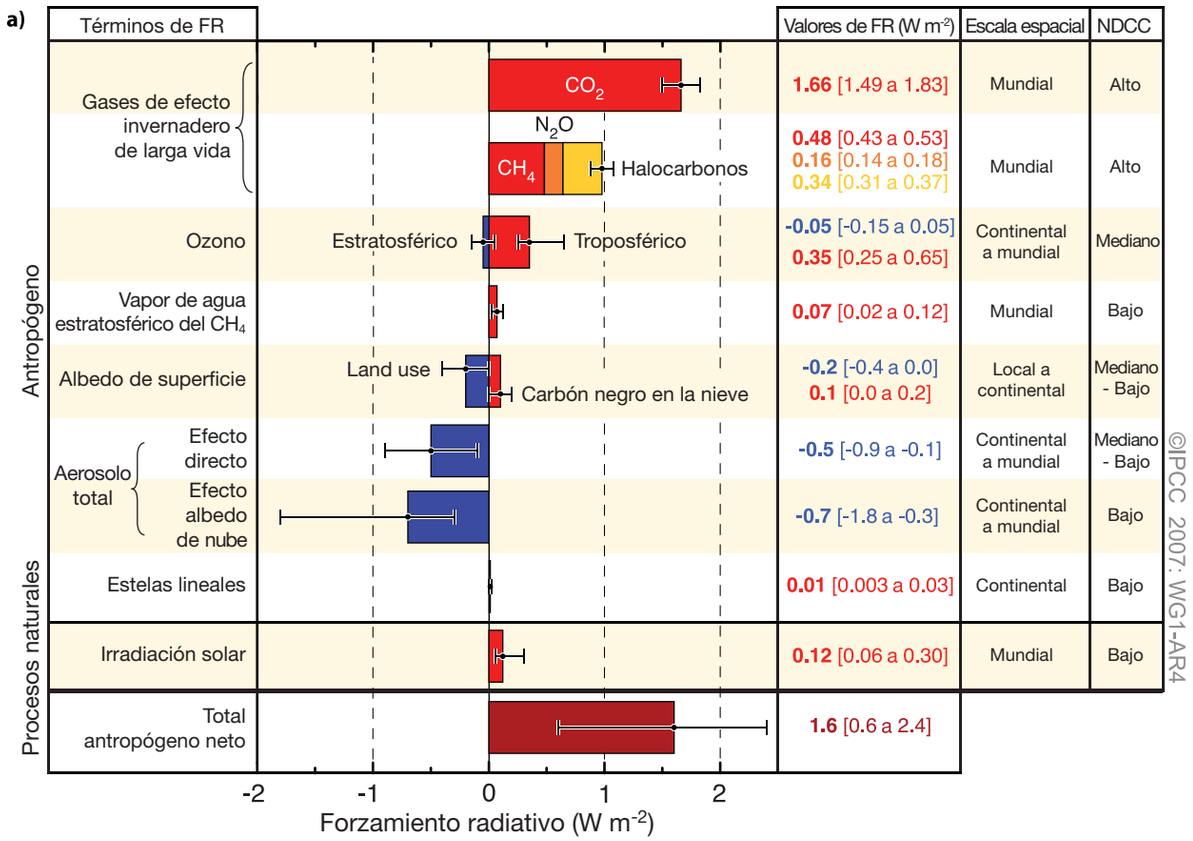
El potencial de calentamiento mundial (PCM) es una medida útil para comparar el impacto climático potencial de las emisiones de los diferentes GEILV (ver Tabla RT.2). El potencial de calentamiento mundial compara el forzamiento radiativo integrado durante un período de tiempo específico (por ejemplo, 100 años) con una emisión de pulso de una unidad de masa y constituye una forma de comparar el cambio climático potencial asociado con las emisiones de diferentes gases de efecto invernadero. El concepto de PCM tiene defectos muy bien documentados, sobre todo al usarlo para evaluar el impacto de especies de corta vida. {2.10}

Las pruebas indican, para la magnitud y el margen del forzamiento real objeto de estudio, una relación aproximadamente lineal entre el forzamiento radiativo medio mundial y la respuesta de temperatura superficial media mundial. Las pautas espaciales del forzamiento radiativo varían entre los diferentes agentes de forzamientos. No obstante, la señal espacial de la respuesta climática no siempre se corresponde con la del forzamiento. Las reacciones y procesos climáticos controlan mayormente las pautas espaciales de la respuesta climática. Por ejemplo, los retroefectos sobre el albedo de hielo marítimo tienden a intensificar la respuesta de latitud alta. Las pautas espaciales de respuesta se afectan además, por las diferencias de la inercia térmica entre zonas terrestres y marítimas. {2.8, 9.2}

Las pautas de respuesta a un forzamiento radiativo se pueden modificar considerablemente si su estructura tiende a afectar tiene un aspecto específico de la estructura o circulación atmosférica. Los modelos y las comparaciones de datos afirman que es probable que algunos forzamientos como las erupciones volcánicas afecten las pautas de circulación de latitudes medias a altas. Estos forzamientos se asocian a cambios en el Modo Anular del Hemisferio Norte (NAM) y la Oscilación Noratlántica (NAO) (véase Sección 3.1 y Recuadro RT.2). Las simulaciones también indican que absorber aerosoles (específicamente el carbono negro) puede reducir la radiación solar que llega a la superficie y puede calentar la atmósfera a escala regional, afectando de esta manera se afecta al perfil de temperatura vertical y a la circulación atmosférica a gran escala. {2.8, 7.5, 9.2}

Las pautas espaciales de forzamiento radiativo para el ozono, los efectos directos del aerosol, las interacciones aerosol-nubes y el uso de la tierra presentan incertidumbres evidentes. Esto contrasta con la probabilidad relativamente alta en la pauta espacial del forzamiento radiativo de los GEILV. Resulta *muy probable* que el forzamiento radiativo positivo neto en el Hemisferio Sur (HS) supere al del HN debido a una menor concentración de aerosol en el HS. {2.9}

Forzamiento Radiativo Promedio Mundial



Distribución De Probabilidades

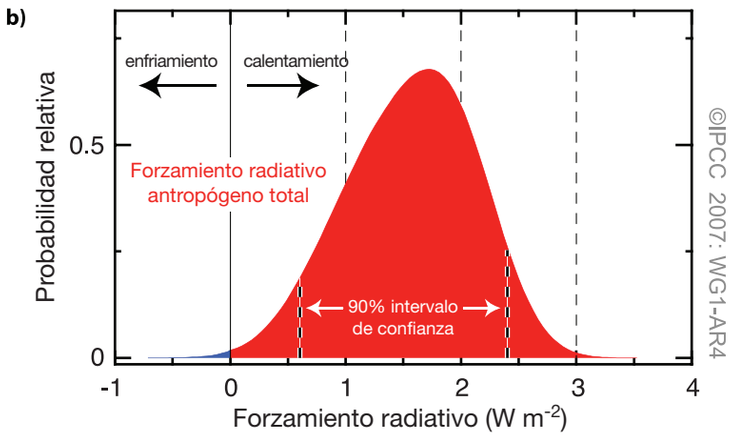


Gráfico TS.5. *(a) Forzamiento radiativo (FR) medio mundial y su intervalo de probabilidad de un 90% en 2005 para varios agentes y mecanismos. Las columnas de la derecha especifican los mejores cálculos de intervalos de probabilidad (valores FR); la extensión geográfica típica del forzamiento (escala espacial); y el nivel de conocimiento científico (LOSU, en sus siglas en inglés) que indica el nivel de confianza científica explicado en la Sección 2.9. Los errores del CH_4, N_2O y halocarbonos aparecen juntos. Se muestra, además, el forzamiento radiativo antropogénico y sus valores. Los mejores cálculos y los niveles de incertidumbre se pueden obtener sumando directamente periodos concretos para obtener valores mostrados, debido a los niveles de incertidumbre asimétrica de algunos factores. Se ha utilizado la técnica Monte Carlo como se trató en la Sección 2.9. Los otros factores de forzamiento que no se incluyen en este gráfico se consideran con muy bajo LOSU. Los aerosoles volcánicos constituyen otra forma de forzamiento natural pero no se incluyen por su naturaleza episódica. La escala de las estelas lineales no incluye otros efectos posibles derivados de la aviación sobre la nubosidad. (b) Distribución de probabilidad del forzamiento radiativo medio mundial combinado de todos los agentes antropogénicos mostrados en (a). La distribución se calcula al unir los mejores cálculos y las incertidumbres de cada componente. Los periodos negativos del forzamiento aumentan significativamente la amplitud de la distribución, ya que su incertidumbre es mayor que en los periodos positivos. {2.9.1, 2.9.2; Gráfico 2.20}*

Tabla RT.2. *Vida, eficacia radiativa y potenciales de calentamiento mundial directo (PCM) (excepto el CH_4) relacionados con el CO_2. {Tabla 2.14}*

Nombre Industrial o común (años)	Fórmula química	Vida (años)	Eficacia Radiativa (W m^{-2} ppb^{-1})	Potencial de calentamiento mundial para Tiempo dado de Horizonte			
				SIE‡ (100-años)	20-años	100-años	500-años
Dióxido de carbono	CO_2	Ver debajo[a]	[b]1.4x10^{-5}	1	1	1	1
Metano[c]	CH_4	12[c]	3.7x10^{-4}	21	72	25	7.6
Óxido nitroso	N_2O	114	3.03x10^{-3}	310	289	298	153
Sustancias controladas por el Protocolo de Montreal							
CFC–11	CCl_3F	45	0.25	3,800	6,730	4,750	1,620
CFC–12	CCl_2F_2	100	0.32	8,100	11,000	10,900	5,200
CFC–13	$CClF_3$	640	0.25		10,800	14,400	16,400
CFC–113	CCl_2FCClF_2	85	0.3	4,800	6,540	6,130	2,700
CFC–114	$CClF_2CClF_2$	300	0.31		8,040	10,000	8,730
CFC–115	$CClF_2CF_3$	1,700	0.18		5,310	7,370	9,990
Halon–1301	$CBrF_3$	65	0.32	5,400	8,480	7,140	2,760
Halon–1211	$CBrClF_2$	16	0.3		4,750	1,890	575
Halon–2402	$CBrF_2CBrF_2$	20	0.33		3,680	1,640	503
Tetracloruro de carbón	CCl_4	26	0.13	1,400	2,700	1,400	435
Bromuro de metilo	CH_3Br	0.7	0.01		17	5	1
Cloroformo de metilo	CH_3CCl_3	5	0.06		506	146	45
HCFC–22	$CHClF_2$	12	0.2	1,500	5,160	1,810	549
HCFC–123	$CHCl_2CF_3$	1.3	0.14	90	273	77	24
HCFC–124	$CHClFCF_3$	5.8	0.22	470	2,070	609	185
HCFC–141b	CH_3CCl_2F	9.3	0.14		2,250	725	220
HCFC–142b	CH_3CClF_2	17.9	0.2	1,800	5,490	2,310	705
HCFC–225ca	$CHCl_2CF_2CF_3$	1.9	0.2		429	122	37
HCFC–225cb	$CHClFCF_2CClF_2$	5.8	0.32		2,030	595	181
Hidrofluorocarbonos							
HFC–23	CHF_3	270	0.19	11,700	12,000	14,800	12,200
HFC-32	CH_2F_2	4.9	0.11	650	2,330	675	205
HFC–125	CHF_2CF_3	29	0.23	2,800	6,350	3,500	1,100
HFC–134a	CH_2FCF_3	14	0.16	1,300	3,830	1,430	435
HFC–143a	CH_3CF_3	52	0.13	3,800	5,890	4,470	1,590
HFC–152a	CH_3CHF_2	1.4	0.09	140	437	124	38
HFC–227ea	CF_3CHFCF_3	34.2	0.26	2,900	5,310	3,220	1,040
HFC–236fa	$CF_3CH_2CF_3$	240	0.28	6,300	8,100	9,810	7,660
HFC–245fa	$CHF_2CH_2CF_3$	7.6	0.28		3,380	1030	314
HFC-365mfc	$CH_3CF_2CH_2CF_3$	8.6	0.21		2,520	794	241
HFC-43–10mee	$CF_3CHFCHFCF_2CF_3$	15.9	0.4	1,300	4,140	1,640	500
Compuestos perfluorinados							
Hexafluoruro de azufre	SF_6	3,200	0.52	23,900	16,300	22,800	32,600
Trifluoruro de nitrógeno	NF_3	740	0.21		12,300	17,200	20,700
PFC–14	CF_4	50,000	0.10	6,500	5,210	7,390	11,200
PFC–116	C_2F_6	10,000	0.26	9,200	8,630	12,200	18,200

Tabla RT.2 (continuación)

Nombre Industrial o común (años)	Fórmula química	Vida (años)	Eficacia Radiativa (W m^{-2} ppb^{-1})	Potencial de calentamiento mundial para Tiempo dado de Horizonte			
				SIE‡ (100-años)	20-años	100-años	500-años
Compuestos perfluorinados *(continuación)*							
PFC–218	C_3F_8	2,600	0.26	7,000	6,310	8,830	12,500
PFC-318	c-C_4F_8	3,200	0.32	8,700	7,310	10,300	14,700
PFC-3–1–10	C_4F_{10}	2,600	0.33	7,000	6,330	8,860	12,500
PFC-4–1–12	C_5F_{12}	4,100	0.41		6,510	9,160	13,300
PFC-5–1–14	C_6F_{14}	3,200	0.49	7,400	6,600	9,300	13,300
PFC-9–1–18	$C_{10}F_{18}$	>1,000[d]	0.56		>5,500	>7,500	>9,500
Pentafluoruro de azufre trifloururo de metilo	SF_5CF_3	800	0.57		13,200	17,700	21,200
Éteres fluorinados							
HFE–125	CHF_2OCF_3	136	0.44		13,800	14,900	8,490
HFE–134	CHF_2OCHF_2	26	0.45		12,200	6,320	1,960
HFE–143a	CH_3OCF_3	4.3	0.27		2,630	756	230
HCFE–235da2	$CHF_2OCHClCF_3$	2.6	0.38		1,230	350	106
HFE–245cb2	$CH_3OCF_2CHF_2$	5.1	0.32		2,440	708	215
HFE–245fa2	$CHF_2OCH_2CF_3$	4.9	0.31		2,280	659	200
HFE–254cb2	$CH_3OCF_2CHF_2$	2.6	0.28		1,260	359	109
HFE-347mcc3	$CH_3OCF_2CF_2CF_3$	5.2	0.34		1,980	575	175
HFE-347pcf2	$CHF_2CF_2OCH_2CF_3$	7.1	0.25		1,900	580	175
HFE-356pcc3	$CH_3OCF_2CF_2CHF_2$	0.33	0.93		386	110	33
HFE-449sl (HFE-7100)	$C_4F_9OCH_3$	3.8	0.31		1,040	297	90
HFE-569sf2 (HFE-7200)	$C_4F_9OC_2H_5$	0.77	0.3		207	59	18
HFE-43–10pccc124 (H-Galden 1040x)	$CHF_2OCF_2OC_2F_4OCHF_2$	6.3	1.37		6,320	1,870	569
HFE–236ca12 (HG–10)	$CHF_2OCF_2OCHF_2$	12.1	0.66		8,000	2,800	860
HFE-338pcc13 (HG-01)	$CHF_2OCF_2CF_2OCHF_2$	6.2	0.87		5,100	1,500	460
Perfluorocarbonos de éter							
PFPMIE	$CF_3OCF(CF_3)CF_2OCF_2OCF_3$	800	0.65		7,620	10,300	12,400
Hidrocarbonos y otros compuestos – Efectos directos							
Dimetilo de éter	CH_3OCH_3	0.015	0.02		1	1	<<1
Coruro de metileno	CH_2Cl_2	0.38	0.03		31	8.7	2.7
Cloruro de metilo	CH_3Cl	1.0	0.01		45	13	4

Notas:

‡ SIE se refiere al Segundo Informe de Evaluación del IPCC (1995) utilizado para informar ante la CMCC.

[a] La función de la respuesta del CO_2 utilizada en este informe se basa en la versión revisada del modelo del ciclo de carbono de Bern utilizado en el Capítulo 10 de este informe (Bern2.5CC; Joos et al. 2001) utilizando una concentración de CO_2 con un valor de of 378 ppm. El deterioro de un pulso de CO_2 con el tiempo está dado por

$a_0 + \sum_{i=1}^{3} a_i \cdot e^{-t/\tau_i}$ donde a0 = 0,217, a1 = 0,259, a2 = 0,338, a3 = 0,186, t1 = 172,9 años, t2 = 18,51 años, y t3 = 1.186 años, para t < 1.000 años.

[b] La eficiencia radiativa del CO_2 se calcula utilizando la expresión simplificada del IPCC (1990) como se revisó en el TIE, con un valor de concentración actualizado de 378 ppm y una perturbación de +1 ppm (véase Sección 2.10.2).

[c] El tiempo de perturbación del CH_4 es de 12 años como en el TIE (véase también Sección 7.4). El PCM del CH4 incluye efectos indirectos de mejoras de ozono y vapor de agua en la estratófera (véase Sección 2.10).

[d] El período de vida considerado de 1000 años representa un tiempo menor.

RT 2.6 Forzamiento superficial y ciclo hidrológico

Los modelos y observaciones indican que los cambios en el flujo radiativo de la superficie de la Tierra afectan al balance de calor y humedad de la superficie y por tanto, el ciclo hidrológico se ve implicado. Los estudios recientes indican que cada agente de forzamiento influye de forma diferente en el ciclo hidrológico mediante sus interacciones con las nubes. En concreto, los cambios en los aerosoles pueden afectar con más fuerza a las precipitaciones y a otros aspectos del ciclo hidrológico que otros agentes de forzamiento antropogénico. La energía depositada en la superficie afecta en la evaporación y la transferencia de calor. El cambio instantáneo de flujo radiativo de la superficie (en lo adelante 'forzamiento superficial`) es una herramienta de diagnóstico útil para entender los cambios en los balances de calor y humedad de la superficie y los cambios climáticos que los acompañan. Sin embargo, contrario al forzamiento radiativo, esta herramienta no se puede utilizar para comparar cuantitativamente los efectos de los diferentes agentes sobre el equilibrio del cambio de la temperatura media superficial mundial. El forzamiento radiativo neto y el forzamiento superficial tienen pendientes diferentes del Polo al Ecuador en el HN y son diferentes entre el HN y el HS. {2.9, 7.2, 7.5, 9.5}

RT.3 Observaciones del cambios climático

Este trabajo evalúa los cambios en el sistema climático de la Tiera y tiene en cuenta no sólo la atmósfera sino el océano y la criosfera, así como fenómenos relacionados con los cambios en la circulación con vista a aumentar el conocimiento sobre las tendencias, la variabilidad y los procesos del cambio climático a escala mundial y regional. Los registros de observación que emplean métodos directos tienen una longitud variable, tal como se explica a continuación. Existen cálculos de temperatura mundial de fechas tan tempranas como 1850. Se analizan las observaciones de extremos climáticos y meteorológicos y se describen los cambios observados en los extremos. Se detalla además, la coherencia de los cambios observados entre variables climáticas diferentes lo cual permite obtener una imagen más amplia del tema. Finalmente, se evalúa la información paleoclimática que utiliza generalmente representaciones indirectas para inferir información sobre el cambio climático en grandes escalas de tiempo. (hasta miles de años).

RT.3.1 Cambios atmosféricos: registro instrumental

Esta evaluación incluye análisis de la media mundial y hemisférica, cambios en la tierra y el océano y distribución de tendencias en latitudes, longitudes y altitudes. A partir del TIE, las mejoras en las observaciones y las graduaciones, los análisis de métodos más detallados y la prolongación de los espacios de tiempos permitieron análisis más profundos del cambio climático. Esto incluye la temperatura atmosférica, la precipitación, los vientos y la circulación atmosférica. El término clima extremo constituye una expresión clave de la variabilidad climática y esta evaluación incluye información actual que permite una visión mejorada de los cambios en muchos tipos de fenómenos extremos tales como el calentamiento, las sequías, las fuertes precipitaciones y los ciclones tropicales (incluidos huracanes y tifones). {3.2–3.4, 3.8}

Además, a partir del TIE se avanzó en el conocimiento de la capacidad de las pautas de variabilidad climática para describir anomalías estacionales a largo plazo. Estas pautas surgen de interacciones internas y de efectos diferenciales en la atmósfera de la tierra y los océanos, montañas, así como de grandes cambios en el calentamiento. Su respuesta casi siempre se siente muy lejos de su fuente física debido a conexiones atmosféricas asociadas a ondas atmosféricas de gran escala. Resulta importante comprender las anomalías en la temperatura y las precipitaciones asociadas a patrones dominantes de variabilidad climática, para entender muchas anomalías climáticas regionales y su diferencia con aquellas a escala mundial. Pueden darse cambios en las trayectorias de las tormentas, corrientes en chorro, en regiones con anticiclones obstaculizantes preferenciales y cambios en los monzones junto con estas pautas de variabilidad. {3.5–3.7}

RT.3.1.1 Temperaturas promedio mundiales

Los años 2005 y 1998 fueron los más cálidos en el registro de temperatura del aire superficial mundial desde 1850. Las temperaturas superficiales en 1998 se intensificaron por el fenómeno El Niño de 1997–1998, pero esta anomalía no se presentó en 2005. De los últimos 12 años (1995 a 2006) 11 de ellos, exceptuando 1996, se clasifican entre los 12 años más cálidos registrados desde 1850. {3.2}

La temperatura superficial media mundial aumentó, sobre todo, a partir de aproximadamente 1950. La tendencia actualizada de 100 años (1906–2005) de 0,74°C ± 0,18°C es mayor que la tendencia de calentamiento de 100-años en la época del TIE (1901–2000), de 0,6°C ± 0,2ºC, debido a los años cálidos adicionales. El aumento de temperatura total del periodo de 1850-1899 a 2001-2005 es

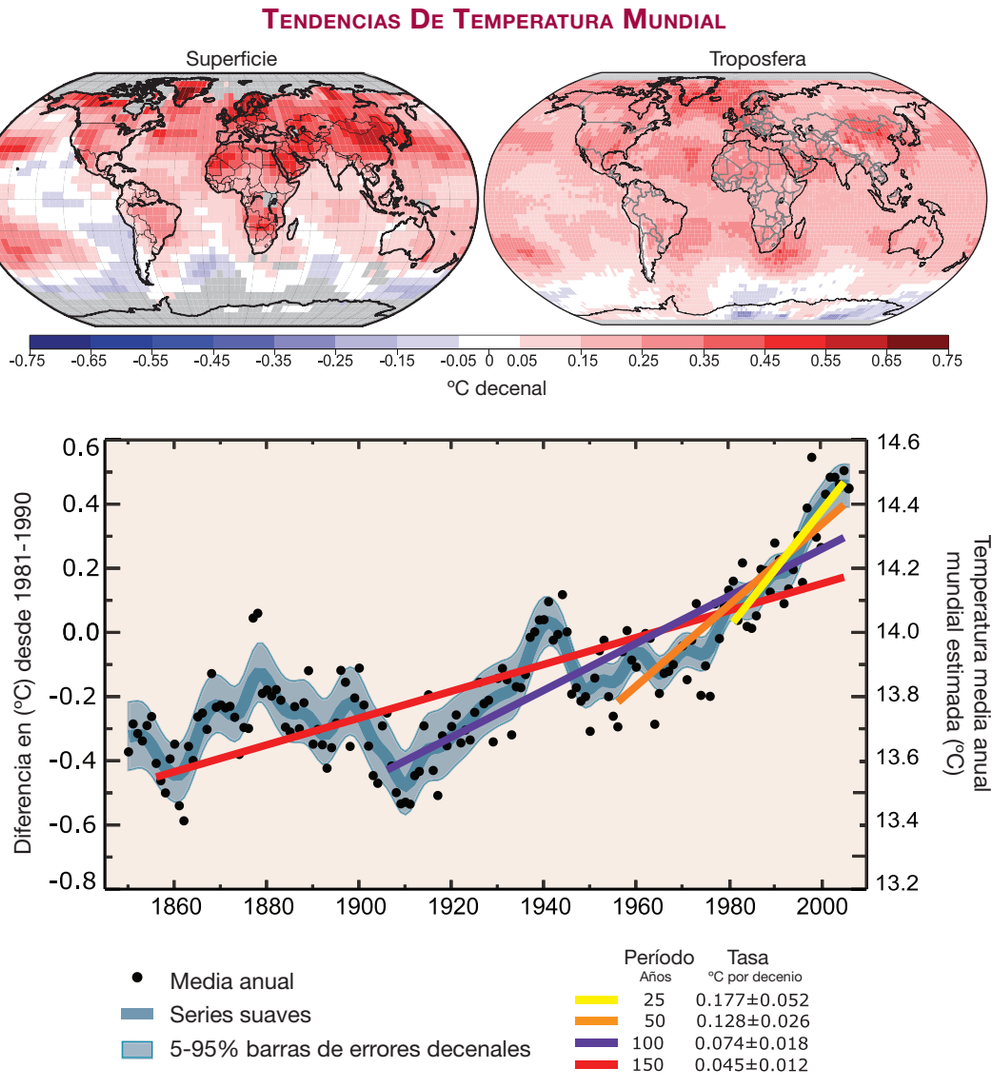


Gráfico RT.6. *(Arriba) Pautas de las tendencias lineales de temperatura mundial durante el período de 1979 a 2005 calculadas en la superficie (izquierda), y para la troposfera, a partir de registros de satélites (derecha). El color gris indica zonas con información incompleta. (Debajo) Temperatura media anual mundial (puntos negros) con ajustes lineales de información. El eje izquierdo muestra anomalías en las temperaturas promedio en el período de 1961 a 1990 y el eje derecho muestra el cálculo de las temperaturas actuales, ambas expresadas en °C. Las tendencias lineales se muestran durante los últimos 25 años (amarillo), 50 años (anaranjado), 100 años (morado) y 150 años (rojo). La curva suave azul muestra variaciones por decenio (véase Apéndice 3.A), con un margen de error de 90% por decenio mostrado como una banda azul clara sobre esa línea. El aumento total de la temperatura desde el período de 1850 a 1899 al período de 2001 a 2005 es 0,76°C ± 0,19 °C. {PF 3.1, Gráfico 1.}*

de 0,76°C ± 0,19°C. La tasa de calentamiento promediada durante los últimos 50 años (0,13°C ± 0,03°C por decenio) es casi el doble de la tasa de los últimos 100 años. Tres cálculos mundiales demuestran tendencias de calentamiento correlativas. Existe correlación entre la información por separado de sus campos terrestres y oceánicos, y entre la temperatura superficial del mar (TSM) y la temperatura nocturna del aire marino. (véase Gráfico RT.6). {3.2}

Los últimos estudios confirman que los efectos de la urbanización y del cambio en los usos del territorio sobre el registro de temperatura mundial son insignificante (menos de 0,006ºC por decenio en la tierra y cero en el océano) en cuanto al promedio a escala hemisférica y regional. Todas las observaciones se someten a revisiones de calidad y congruencia para corregir propensiones potenciales. Los datos de temperatura terrestre utilizados explican los efectos reales, aunque locales, de las zonas urbanas. Los efectos de la urbanización y de los usos del territorio no son pertinentes en la difusión del calentamiento oceánico mundial observado. Un mayor número de pruebas

indica que los efectos de la isla de calor urbana también afectan a las precipitaciones, la nubosidad y al Índice de Temperatura Diurna. (DTR, en sus siglas en inglés). {3.2}

El promedio mundial del DTR ha dejado de disminuir. En el TIE se informó de una disminución del DTR de aproximadamente 0,1°C por decenio durante el período de 1950 a 1993. Las observaciones actuales ponen de manifiesto que el DTR no cambió de 1979 a 2004 pues las temperaturas diurnas y nocturnas aumentaron proporcionalmente. Las tendencias varían mucho de una región a otra. {3.2}

Los nuevos análisis realizados con mediciones de sondeo por microondas y satélites, de la temperatura baja y media troposférica muestran tasas de calentamiento que generalmente se correlacionan entre ellas y con aquellas del registro de temperatura superficial dentro de sus respectivas incertidumbres, para los períodos de 1958 a 2005 y de 1979 a 2005. Esto resuelve en gran medida la diferencia apuntada en el TIE (véase Gráfico RT.7). El registro de sondeo por microondas es mucho menos completo desde el punto de vista espacial que el registro de superficie. Un mayor número de pruebas demuestra que la información de los sondeos por microondas no es fiable, sobre todo en los trópicos. Perduran las desigualdades entre las diferentes tendencias de temperatura troposférica calculadas por la Unidad de Sondeo por Microondas (MSU, en sus siglas en inglés) y las mediciones avanzadas de la MSU a partir de 1979, y probablemente todas presentan errores residuales. Sin embargo, los cálculos de tendencias mejoraron sustancialmente y se redujeron las diferencias de información desde el TIE. A pesar de los ajustes para cambiar satélites, el deterioro de las órbitas decadentes y el cambio de horas (efectos del ciclo diurno). Al parecer, el registro de satélite de la temperatura troposférica se corresponde en líneas generales con las tendencias de temperatura superficial siempre y cuando se tenga en cuenta la influencia de la estratosfera en el canal 2 de la URS. La variación entre unidades de información diferentes sobre el calentamiento de la superficie mundial a partir de 1979 es 0,16°C a 0,18°C por decenio, comparado con 0,12°C a 0,19°C por decenio, según los cálculos de temperatura troposférica de la URS . Es probable que el calentamiento de la superficie aumente con la altitud en la mayoría de la troposfera de los trópicos, se dé un enfriamiento pronunciado en la estratosfera y una tendencia hacia el aumento de la tropopausa. {3.4}

Los cálculos de la temperatura estratosférica de sondeos por microondas ajustados, satélites y reanálisis concuerdan cualitativamente en un enfriamiento de entre 0,3°C y 0,6°C por decenio a partir de 1979 (véase Gráfico RT.7). Registros más completos de radioecosondas (de 1958) también indican un enfriamiento estratosférico pero están sujetos a incertidumbres considerables. La tasa de enfriamiento aumentó después de 1979 pero disminuyó en el último decenio. Es probable que los registros de sondeos de microondas sobreestimen el enfriamiento estratosférico, achacándolo a cambios en los sondeos de microondas no tenidos en cuenta. Las tendencias no son monotónicas debido a los periodos de calentamiento que preceden a las erupciones volcánicas principales. {3.4}

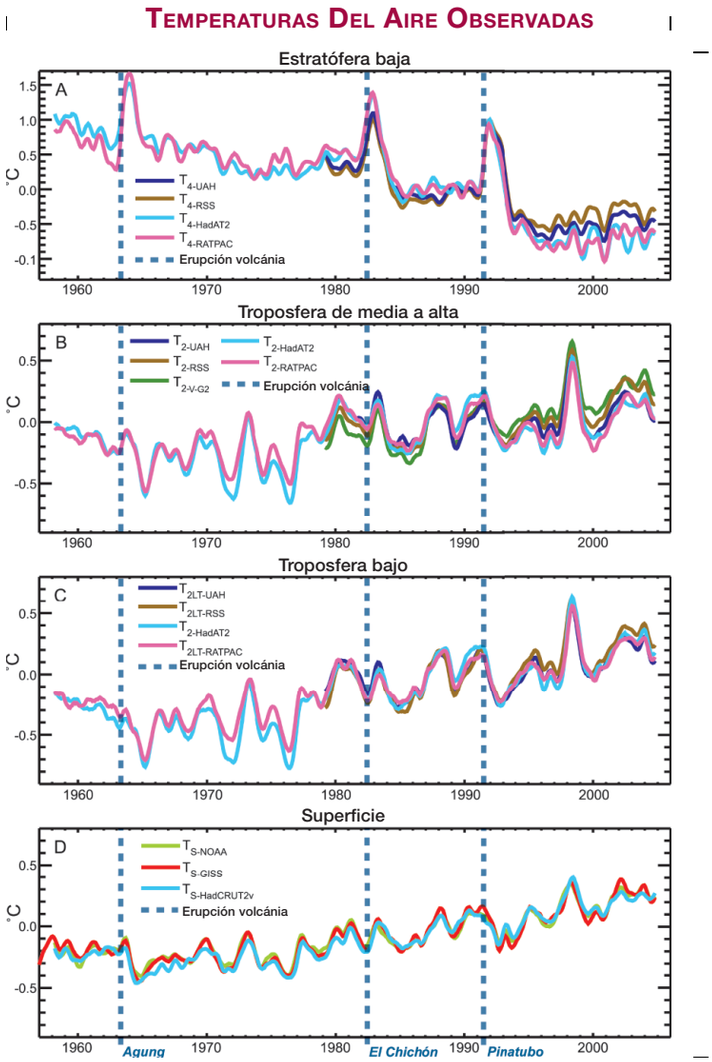


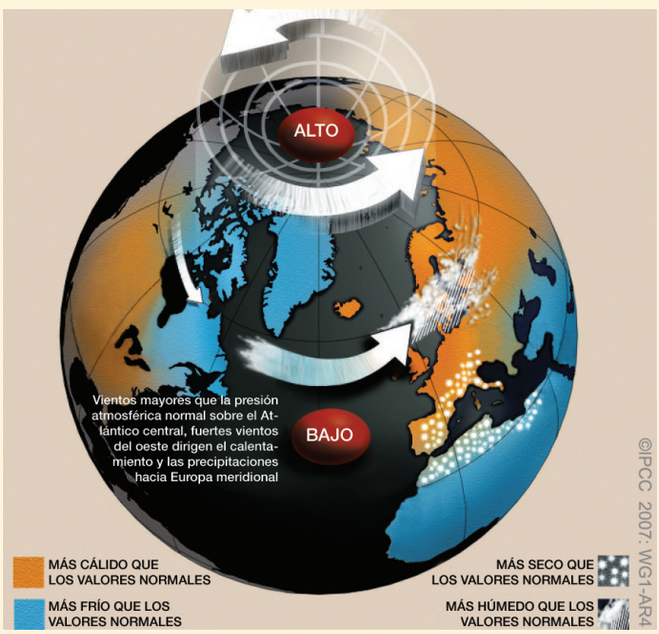
Gráfico RT.7. *Temperaturas de superficie observadas (D) y temperaturas del aire superior de la troposfera baja (C), troposfera de media a alta (B) y estratosfera baj (A), mostradas como anomalías media mensuales del período desde 1979 hasta 1997 suavizadas con un filtro de la media de siete meses. Las líneas discontinuas indican el período de mayor erupción volcánica. {Gráfico 3.17}*

Recuadro RT.2: Pautas (Modos) de Variabilidad Climática

Los análisis de variabilidad atmosférica y climática demuestran que es posible describir sus componentes principales en términos de fluctuaciones en la amplitud y signo de los índices de un número relativamente pequeño de pautas de variabilidad preferenciales. Las pautas más conocidas son:

- La Oscilación del Sur El Niño (ENSO, en sus siglas en inglés), una fluctuación acoplada en la atmósfera y el Océano Pacífico austral, con escalas de tiempo preferenciales desde dos hasta aproximadamente siete años. El ENSO se mide con frecuencia por la diferencia de las anomalías en la presión de la superficie entre Tahiti y Darwin y la TSM en el Pacífico austral central y oriental. El ENSO tiene teleconexiones mundiales.
- Oscilación Noratlántica (NAO, en sus siglas en inglés), una medida de las fuerzas de los vientos bajos de Islandia y los altos de las Azores y de los vientos del oeste entre ellos, principlamente en invierno. La NAO tiene fluctuaciones asociadas a las trayectorias de las tormentas, la temperatura y las precipitaciones desde el Atlántico Norte hasta Eurasia. (Véase Recuadro RT.2, Gráfico 1).
- Modo Anular del HN (NAM, en sus siglas en inglés), fluctuación invernal en la amplitud 33 de una pauta caracterizada por una presión baja de superficie en el Ártico y una presión alta de los vientos del oeste de latitud media. El NAM presenta vínculos con el vórtice polar septentrional y la estratosfera.
- Modo Anular del HS (SAM, en sus siglas en inglés) La fluctuación de una pauta con una presión baja de superficie de la Antártida y una presión alta de los vientos del oeste de latitud media, semejante al NAM pero presente todo el año.
- Pauta Pacífico-Norteamericana (PPN), pauta de ola atmosférica a gran escala que representa una secuencia de anomalías de presiones troposféricas altas y bajas desde el Pacífico occidental subtropical hasta la costa oriental de América del Norte.
- Oscilación Decenal del Pacífico (ODP), una medida de las TSM en el Pacífico septentrional que tiene una correlación fuerte con la medida del Índice del Pacífico Norte (IPN) en la profundidad baja de las Aleutianas. Sin embargo, deja su marca por gran parte del Pacífico.

Fase Positiva De NAM Y SAM



Recuadro RT.2, Gráfico 1. *Esquema de los cambios asociados con la fase positiva del NAM y SAM. Se muestran los cambios de presión y vientos junto con los cambios de precipitaciones. Los colores cálidos indican zonas más cálidas de lo normal y los azules indican zonas más frías de lo normal.*

Definir hasta qué punto es un tema de investigación activa todas estas pautas de variabilidad preferenciales se pueden considerar modos verdaderos del sistema climático. Sin embargo, existen pruebas de que su existencia puede dar lugar a respuestas de mayor magnitud regional sobre forzamientos que no se responderían de otra manera. Específicamente, estas pautas reflejan. en términos de cambios. Varios cambios climáticos observados en el siglo XX. Por ello resulta importante comprobar la capacidad de los modelos climáticos para simularlos (véase Sección RT.4, Recuadro RT.7) y tener en cuenta hasta qué punto los cambios observados relacionados con estas pautas se vinculan a la variabilidad interna o a cambios climáticos antropogénicos. {3.6, 8.4}

RT.3.1.2 Distribución espacial de cambios en la temperatura, circulación y variables relacionadas

Las temperaturas superficiales terrestres aumentaron a mayor velocidad en los océanos en ambos hemisferios. Los registros de los que disponemos en la actualidad muestran tasas mayores de calentamiento en la tierra que en los océanos durante los últimos dos decenios (aproximadamente 0,27°C vs. 0,13°C por decenio). {3.2}

El calentamieno a nivel mundial en los últimos 30 años, se ha extendido en todo el mundo, siendo mayor en las latitudes altas septentrionales. El mayor calentamiento

ocurrió en el invierno (DEF) y primavera (MAM) del HN. El promedio de las temperaturas árticas han estado aumentando aproximadamente en esa zona al doble de la tasa del resto del mundo durante los últimos 100 años. Sin embargo, las temperaturas árticas son muy variables. De 1925 a 1945 se observó un período cálido ártico un poco más largo, casi tan cálido como el período actual, pero al parecer su distribución geográfica difiere del calentamiento actual porque no alcanzó niveles mundiales. {3.2}

Existen pruebas sobre cambios a largo plazo en la circulación atmosférica a gran escala tales como el desplazamiento hacia los polos y el fortalecimiento de los vientos del oeste. Las tendencias climáticas regionales se pueden diferenciar del promedio mundial al reflejar cambios en las circulaciones e interacciones de la atmósfera, los océanos y otros componentes del sistema climático. La máxima de los vientos del oeste más fuertes de latitud media se dio en la mayoría de las estaciones de los dos hemisferios a partir de al menos 1979 hasta finales de 1990. Se registraron desplazamientos hacia los polos de las correspondientes corrientes en chorro frontales del Atlántico y la región meridional polar. Los vientos del oeste del HN aumentaron a partir del decenio de 1960 hasta el decenio de 1990 pero volvieron a tener valores cercanos a la media a largo plazo. El aumento de la fuerza de los vientos del oeste en el HN cambia el flujo de océanos a continentes y es un factor importante en los cambios invernales observados en las trayectorias de las tormentas y en las pautas relacionadas de tendencias de precipitaciones y temperatura en latitudes medias y altas. El análisis de los vientos y una altura de onda significativa apoyan las pruebas basadas en el reanálisis de cambios en las tormentas extratropicales del HN desde el inicio del registro de reanálisis a finales del decenio de 1970, hasta finales del decenio de 1990. La tendencia de remolinos invernales polares más fuertes en toda la troposfera y la estratosfera baja acompañan esos cambios. {3.2, 3.5}

Muchos cambios climáticos regionales se pueden describir en términos de pautas de variabilidad climática preferenciales y por ende, como cambios en la aparición de índices que caracterizan la fuerza y fase de estas pautas. Se evidencia a menudo la importancia, por encima de todas las escalas de tiempo, de las fluctuaciones de los vientos del oeste y de las trayectorias de las tormentas en el Atlántico Norte. Estas fluctuaciones se describen mediante la NAO (véase Recuadro RT.2 para explicar ésta y otras pautas preferenciales). Las características de las fluctuaciones de los vientos del oeste calculados por zonas en los dos hemisferios han sido explicadas recientemente mediante los "modos anulares", el Modo Anular del HN y el Modo Anular del HS (NAM y SAM). Los cambios observados se pueden expresar como un cambio en la circulación hacia la estructura asociada a una señal de estas pautas preferenciales. El aumento de los vientos del oeste en latitudes medias del Atlántico Norte se puede considerar reflejo de los cambios del NAM o SAM. Por otra parte, la variabilidad multidecenal también es evidente en el océano y atmósfera del Atlántico. En el HS, los cambios de circulación relacionados con el aumento del SAM desde la década de los 80 hasta la fecha actual se asocian a un fuerte calentamiento de la Península Ártica y, en menor medida, a las zonas de enfriamiento del continente antártico. También se han observado cambios en las interrelaciones océano-atmósfera en el Pacífico. El ENSO es el modo dominante de variabilidad a escala global dentro de las escalas de tiempo interanuales, aunque en ocasiones esto ha sido menos visible. El cambio climático de 1976–1977 relacionado con el cambio de la fase en la Oscilación Decenal del Pacífico (ODP) en dirección a sucesivos cambios en la evolución del ENSO más de tipo El Niño ha afectado a muchas zonas, incluso a las monzónicas del Trópico. Por ejemplo, los cambios en América del Norte relacionados por teleconexión del ENSO y la pauta Pacífico-Norteamericana (PPN) parecen haber llevado a cambios opuestos en todo el continente, ya que la parte oeste se ha calentado más que la del este, en que además el tiempo es ahora más nubloso y húmedo. Ha existido una variabilidad atmosférica de frecuencia baja importante en la zona del Pacífico en el siglo XX, con períodos de debilitación (1900–1924; 1947– 1976) así como de fortalecimiento (1925–1946; 1977–2003) de la circulación {3.2, 3.5, 3.6}

Los cambios en las temperturas extremas se corresponden con el calentamiento. Las observaciones muestran reducciones muy difundidas del número de días helados en las regiones de latitud media, aumento de la cantidad de calentamiento extremo (días y noches 10% más cálidas) y reducción de la cantidad de días fríos extremos (días y noches 10% más fríos) (véase el Recuadro RT.5). Los cambios más sobresalientes corresponden a las noches frías, que disminuyeron en el período de 1951 a 2003 en todas las regiones con información disponible (76% de la tierra). {3.8}

Aumentó la duración de las olas de calor a partir de la segunda mitad del siglo XX. Un ejemplo excepcional de temperatura extrema actual es la ola de calor batió el record en Europa occidental y central en el verano de 2003. Ese verano (JJA) fue el más cálido desde que se empezaron a registrar valores comparables aproximadamente a partir de 1780 (1,4°C por encima del anterior más cálido en 1807). La sequedad de la superficie terrestre en Europa durante la primavera constituyó un factor importante para desencadenar las temperaturas extremas de 2003. Las pruebas demuestran que las olas de calor también aumentaron en frecuencia y duración en otras localidades. La estrecha correlación que existe entre la sequedad observada y las altas temperaturas terrestres en los trópicos durante el verano destaca la importancia del papel de la humedad como moderador climático. {3.8, 3.9}

La falta de pruebas no permite determinar si existen tendencias en situaciones de tornados, granizos, tormentas de relámpagos y polvo que ocurren a escalas espaciales pequeñas. {3.8}

RT.3.1.3 Cambios en el ciclo hídrico: vapor de agua, nubes, precipitaciones y tormentas tropicales

La humedad específica superficial aumentó generalmente a partir de 1976 en estrecha relación con temperaturas más altas tanto terrestres como oceánicas. La columna de vapor de agua total aumentó en los océanos mundiales en un 1,2 ± 0,3% por decenio (95% de límites de probabilidad) desde 1988 hasta 2004. Los cambios regionales observados se corresponden en pauta y cantidad con los cambios en la TSM y en el supuesto de un aumento casi constante de la humedad relativa en la ratio de mezcla del vapor de agua. El vapor de agua atmosférico adicional implica un aumento en la disponibilidad de humedad para las precipitaciones. {3.4}

El vapor de agua de la troposfera alta también aumenta. Debido a las importantes limitaciones, es difícil evaluar los cambios a largo plazo del vapor de agua en la troposfera alta, donde tiene importancia radiativa. Sin embargo, la información disponible en la actualidad muestra un aumento mundial de la humedad específica en la troposfera alta en los dos últimos decenios. (Gráfico RT.8). Estas observaciones se corresponden con el aumento de temperaturas observado y constituye un progreso a partir del TIE. {3.4}

El ENSO controla los cambios en las nubes. Las disminuciones (que no omnipresentes) del DTR continental coinciden con aumentos en la cantidad de nubes. Las observaciones de la superficie y los satélites no concuerdan con los cambios que origina el cambio de las nubes a nivel medio-bajo y total sobre los océanos. Sin embargo, los cambios en la radiación en la atmósfera superior desde la década de los 80 hasta la de los 90 (probablemente relacionada en parte con el fenómeno ENSO) se pueden relacionar con la disminución de la capa de nubes del nivel superior tropical. Estos cambios se corresponden con cambios en el balance de energía y en el contenido oceánico de calor observado. {3.4}

El "oscurecimiento mundial" no se extiende por todo el mundo y se detuvo después de 1990. Los informes sobre la disminución de la radiación solar en la Tierra a partir de 1970 hasta 1990 presentan influencia urbana. Además, la radiación solar aumenta desde aproximadamente 1990. El aumento creciente de aerosoles como consecuencia de las actividades humanas disminuye la calidad del aire regional y la cantidad de radiación solar que llega a la superficie terrestre. En zonas como las de Europa oriental, las observaciones recientes de inversión en la señal de este efecto vinculan los cambios de la radicación solar con mejoras simultáneas en la calidad del aire. {3.4}

Se han observado en muchas regiones extensas tendencias a largo plazo de la cantidad de precipitaciones desde 1900 hasta 2005 (Gráfico RT.9). Se ha observado un aumento significativo de las precipitaciones en zonas orientales de América del Norte y América del Sur, Europa septentrional y en Asia septentrional y central, así como sequedad en Sahel, el Mediterráneo, África meridional y zonas de Asia meridional. Las precipitaciones varían espacial y temporalmente por lo que no se han establecido tendencias de peso a largo plazo para otras regiones extensas.[5] {3.3}

Vapor De Agua Atmosférico

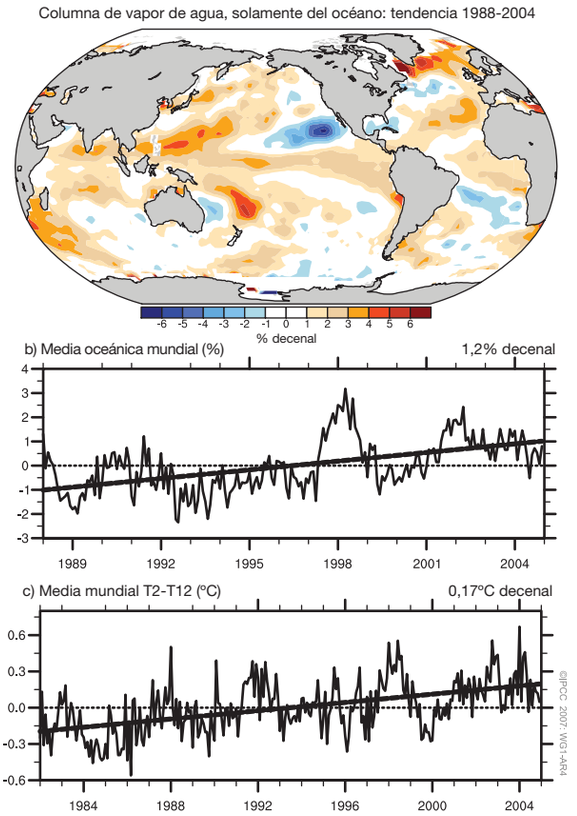


Gráfico TS.8. *(a) Tendencias lineales de agua precipitable (columna de vapor de agua total) durante el período de 1988 hasta 2004 (% por decenio) y (b) serie de anomalías mensuales, del período mostrado, sobre los océanos del mundo con tendencia lineal. (c) La señal radiativa media mundial (80°N hasta 80°S) de humedad troposférica alta se calcula mediante series mensuales de satélite sobre combinaciones de anomalías del brillo de la temperatura de satélite. (°C), del período de 1982 hasta 2004. La línea discontinua muestra la tendencia lineal del brillo de la temperatura clave en °C por decenio. {3.4, Gráficos 3.20 y 3.21}*

[5] Las regiones asociadas son aquellas consideradas en el capítulo de proyecciones regionales del TIE y en el Capítulo 11 de este informe.

Precipitaciones Medias Mundiales

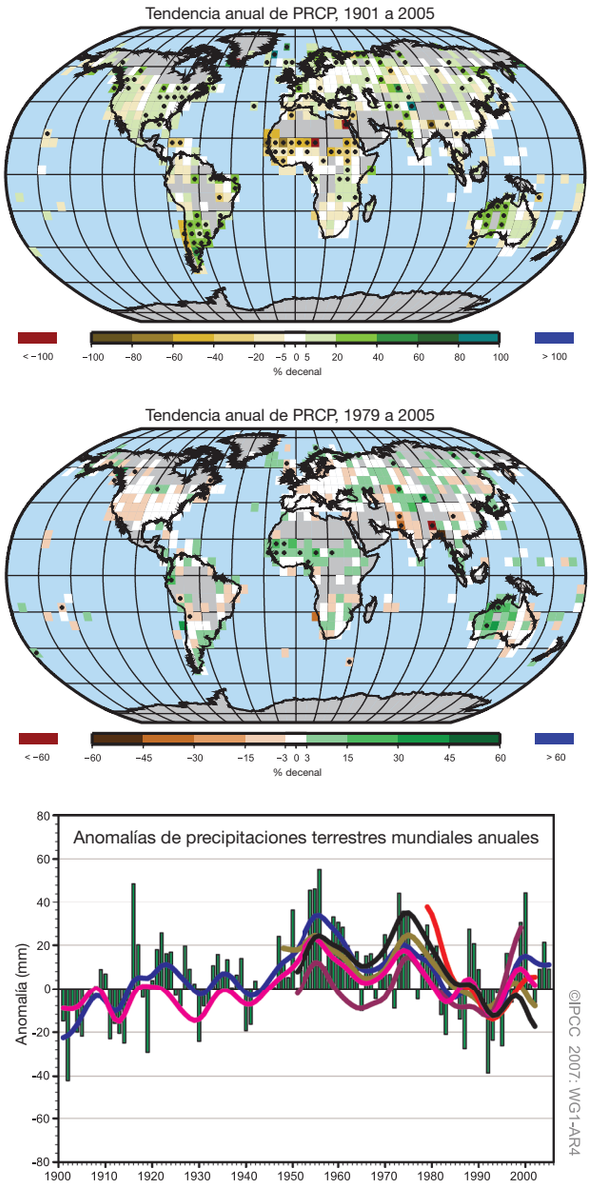


Gráfico RT.9. *(Arriba) Distribución de tendencias lineales de la cantidad de precipitaciones terrestres anuales durante el período desde 1901 hasta 2005 (% por siglo) y (medio) 1979 hasta 2005 (% por decenio). Las áreas grises no tienen la información suficiente para elaborar tendencias confiables. El por ciento se basa en el período desde 1961 hasta 1990. (debajo) Series de tiempo de anomalías de precipitaciones terrestres mundiales anuales desde 1961 hasta 1990. Período base para 1900 hasta 2005. Las curvas suaves muestran variaciones decenales (ver Apéndice 3.A) para series de datos diferentes. {3.3, Gráficos 3.12 y 3.13}*

Se observan aumentos en fenómenos de precipitaciones fuertes. Es *probable* que hayan aumentado las precipitaciones fuertes (por ejemplo, por encima del percentil 95) en muchas regiones de la tierra a partir de aproximadamente 1950, incluso en las regiones donde se redujo la cantidad total de precipitaciones. Además, se ha registrado el aumento de fenómenos de precipitaciones menos comunes(uno en un período de retorno de 50 años), pero sólo algunas regiones cuentan con información suficiente para evaluar la fidelidad de tales tendencias. (véase Gráfico RT.10). {3.8}

Existen pruebas de observaciones del aumento de la intensidad de la actividad ciclónica tropical en el Atlántico Norte desde aproximadamente 1970. Esto corresponde con el aumento de la TSM tropical. Además, se indica el aumento de la intensidad de la actividad ciclónica tropical en otras regiones donde es mayor la preocupación por la calidad de la información. La variabilidad multidecenal y la calidad de los registros de ciclones tropicales previos a las observaciones de rutina de los satélites alrededor de 1970 complican la detección de tendencias a largo plazo de la actividad de los ciclones tropicales. Por ende, no existe una tendencia evidente de la cantidad anual de ciclones tropicales. Cálculos del potencial de destrucción de los ciclones tropicales muestran una tendencia ascendente importante a partir de mediados de 1970, con una tendencia hacia períodos de vida más largos y de mayor intensidad. Las tendencias también se manifiestan en la TSM, una variable importante conocida por su influencia en el desarrollo de los ciclones tropicales (véase Gráfico RT.11). Las variaciones del número de ciclones tropicales total se deben al fenómeno ENSO y a la variabilidad decenal, que además, provoca una redistribución de la cantidad y las trayectorias de las tormentas tropicales. La cantidad de huracanes en el Atlántico Norte se comportó por encima de lo normal (basado en 1981–2000) en nueve de los diez años del período de 1995 a 2005. {3.8}

Se observan sequías más intensas y largas en áreas más extensas, principalmente en los trópicos y subtrópicos a partir de 1970. Aunque existen diversas formas de medir la sequía, la mayoría de los estudios utiliza los cambios en las precipitaciones unidos a la temperatura.[6] Estos cambios se deben al aumento de la sequedad debido a temperaturas más altas y a la disminución de las precipitaciones en la tierra. {3.3}

[6] Las precipiatiaciones y la temperatura se combinan en el Índice de Severidad de Sequías Palmer (PDSI), considerado en este informe como una medida de sequía. El PDSI no incluye variables como la velocidad de los vientos, radiación solar, nubosidad y vapor de agua pero representa una medida superior para las precipitaciones en particular.

Tendencias De Las Precipitaciones Anuales

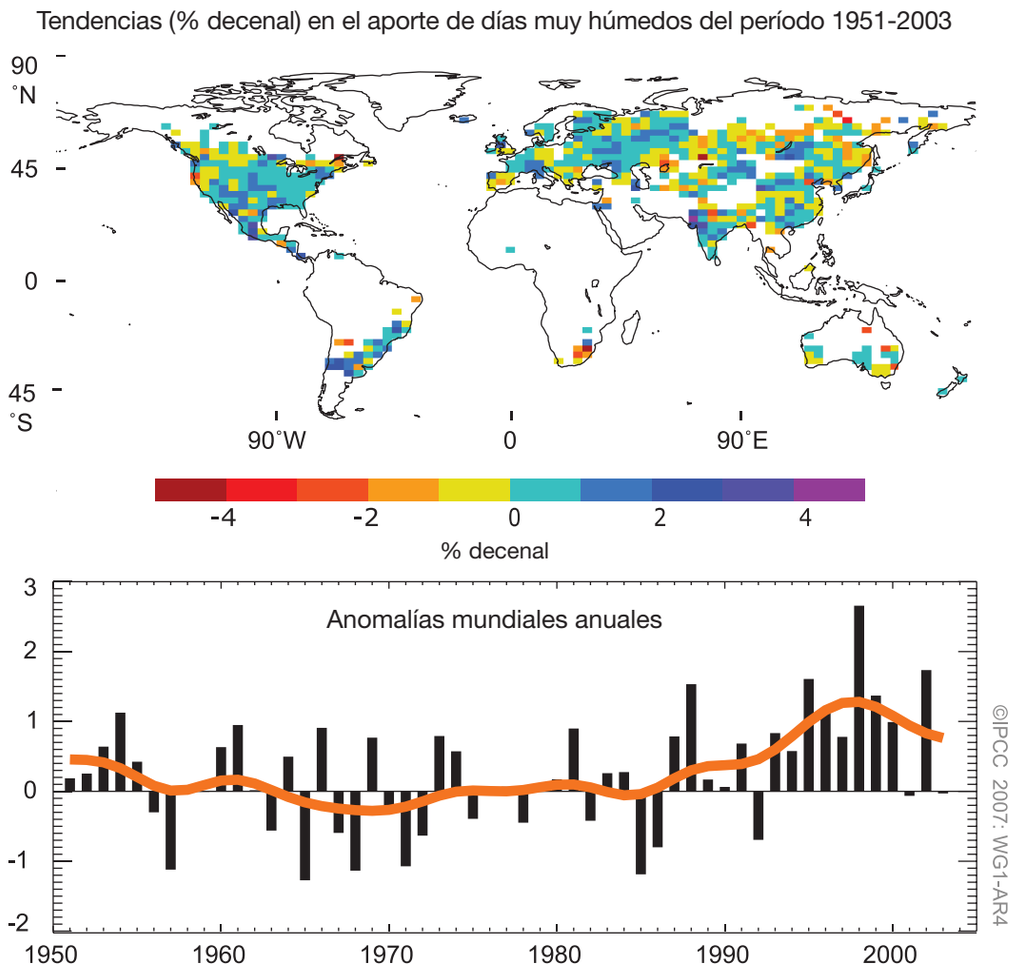


Gráfico RT.10. *(Arriba) Tendencias observadas (% por decenio) durante el período desde 1951 hasta 2003 en el aporte de precipitaciones anuales totales en días muy húmedos (por ejemplo, correspondiente al percentil 95 y por encima de esta cifra). En las zonas terrestres blancas no se dispone de suficiente información para elaborar tendencias. (Debajo) Anomalías (%) de las series de tiempo anuales mundiales (regiones con información se muestran en el panel superior) de días muy húmedos (desde 1961 hasta 1990) definidas como el cambio porcentual desde el promedio del período base (22,5%). La curva suave anaranjada muestra las variaciones por decenio (véase Apéndice 3.A). {Gráfico 3.39}*

Anomalías De La Temperatura Anual De La Superfice Marina

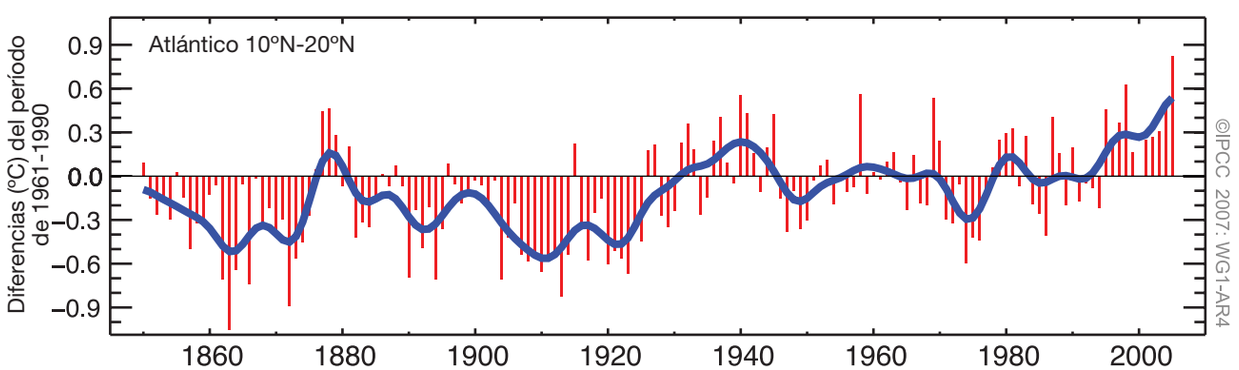


Gráfico RT.11. *Las anomalías de la temperatura anual de la superficie marina del Atlántico Norte (10°N–20°N) (°C) en la región del Atlántico donde se forman los huracanes, relativas a la media desde 1961 hasta 1990. {Gráfico 3.33}*

RT.3.2 Cambios en la criosfera: registro instrumental

En la actualidad, el hielo cubre permanentemente un 10% de la superficie terrestre y solamente una fracción mínima se encuentra fuera de la Antártida y Groenlandia. Además, el hielo cubre aproximadamente el 7% de los océanos en la media anual. A mediados del invierno, la nieve cubre aproximadamente el 49% de la superficie terrestre del HN. Una propiedad importante de la nieve es su alto albedo de superficie. La nieve y las superficies de hielo reflejan el 90% de la radiación solar incidente, mientras que los océanos abiertos o tierras con vegetación reflejan sólo aproximadamente el 10%. Es por ello que los cambios en la nieve y la capa de hielo son mecanismos importantes de retroefecto en el cambio climático. Además, la nieve y el hielo son aisladores eficaces. El terreno congelado estacionalmente es más extenso que la cubierta de nieve y su presencia es importante para los flujos de energía y humedad. Por tanto, las superficies congeladas desempeñan funciones importantes en los procesos energéticos y climáticos. {4.1}

La criosfera almacena aproximadamente el 75% del agua dulce del planeta. A escala regional, las variaciones en las cubiertas de nieve de las montañas, glaciares y pequeños casquetes de nieve, desempeñan una función importante en la disponibilidad de agua dulce. El hielo se convierte en agua líquida a temperaturas específicas. Por tanto, el hielo es un componente del sistema climático que puede cambiar abruptamente después de un calentamiento considerable. Los análisis y observaciones del hielo aumentaron y mejoraron a partir del TIE, e incluyen la reducción del volumen del glaciar de montaña, disminución de la capa de nieve, los cambios en los terrenos congelados y permafrost, la merma de la extensión del hielo marino ártico, la reducción costera del manto de hielo de Groenlandia que supera el aumento en el interior de la tierra debido al aumento de nevadas, y la disminución del terreno congelado estacionalmente y de las capas de hielo de ríos y lagos. Esto permite comprender mejor el cambio de la criosfera, incluso sus aportes al cambio reciente del nivel del mar. Este informe se centra en los períodos desde 1961 hasta la actualidad y desde 1993 hasta la actualidad, debido tanto a la disponibilidad de datos del equilibrio de la masa de glaciares medidos directamente como a la de observaciones de altimetría de los mantos de hielo. {4. 1}

La capa de nieve disminuyó en la mayoría de las regiones, sobre todo durante la primavera. La capa de nieve del Hemisferio Norte observada por satélite durante el período de 1966 a 2005 disminuyó durante todos los meses excepto en noviembre y en diciembre, con un descenso gradual del 5% en la media anual a finales de la década de los 80 (véase Gráfico RT. 12). En el HS, los escasos registros principales o indicadores indirectos muestran en su mayoría disminuciones o no muestran cambios en los últimos 40 años o más. La extensión de la cubierta de nieve de abril en el Hemisferio Norte se corresponde con los 40°N hasta 60°N de la temperatura de abril. Esto refleja el retroefecto entre nieve y temperatura. {4.2}

En muchas regiones se registra la disminución de la capa de nieve del mundo según la serie de tiempo anual de aguanieve de montaña equivalente y la profundidad de la nieve. La nieve de montaña se puede ver afectada por pequeños cambios de temperatura climática donde la transición de lluvia a nieve se relaciona estrechamente con la latitud del nivel de congelación. La disminución de la capa de nieve de montaña en América del Norte occidental y en los Alpes Suizos es mayor en elevaciones más bajas y cálidas. El aguanieve de montaña equivalente disminuyó a partir de 1950 en un 75% en las estaciones supervisadas del oeste de América del Norte. La profundidad de la nieve de montaña también disminuyó en los Alpes y el sudeste de Australia. Las observaciones de la profundidad de la nieve para determinar los cambios en los Andes son escasas pero las mediciones de temperatura muestran que probablemente aumentaron las altitudes donde se forma la nieve (por encima del límite de nieve) en las regiones de América del Sur. {4.2}

El permafrost y el terreno congelado estacionalmente sufrieron grandes cambios en la mayoría de las regiones en los últimos decenios. Los cambios en las condiciones del permafrost pueden afectar la escorrentía de los ríos, el suministro de agua, el intercambio de carbono y la estabilidad del paisaje y puede dañar la infraestructura. El aumento de las temperaturas en la superficie de la capa de permafrost ascendió a más de 3°C a partir de la década de los 80. El calentamiento del permafrost se observó además, con una magnitud variable en el Ártico canadiense, en Siberia, la meseta tibetana y en Europa. La base del permafrost se derrite a razón de 0,04 m año^{-1} en Alaska y 0,02 m año^{-1} en la meseta tibetana. {4.7}

El área máxima cubierta por terreno congelado estacionalmente disminuyó en aproximadamente un 7% en el HN durante la última mitad del siglo XX, con una disminución en la primavera de hasta un 15%. Su profundidad máxima disminuyó aproximadamente 0,3 m en Eurasia a partir de la segundad mitad del siglo XX. Además, la profundidad máxima estacional del deshielo aumentó aproximadamente 0,2 m en el Ártico ruso desde 1956 hasta 1990. {4.7}

Como promedio, la tendencia general del hielo de los ríos y lagos del HN durante los últimos 150 años indica que la fecha de congelación se retrasa a una

Recuadro RT.3: Dinámica y estabilidad del manto de hielo

Los mantos de hielo son masas de hielo gruesas y extensas formadas principalmente por la consolidación de la nieve. Los mantos de hielo se extienden bajo su propio peso y transfieren masas hasta sus márgenes donde se pierden principalmente por la escorrentía del agua que se fusiona en la superficie o por el desgajamiento de los icebergs hacia las márgenes de mares o lagos. Los mantos de hielo fluyen por la deformación del hielo o el agua del deshielo que se desliza en su base. El movimiento rápido de la base necesita que la temperatura de ésta aumente hasta el punto de que se funda por el calor del interior de la Tierra, liberado por el trasporte de hielo fundido o por la "fricción" del movimiento del hielo. Las velocidades de deslizamiento bajo un estrés gravitacional determinado difieren en varios órdenes de magnitud, dependiendo de la presencia o ausencia de sedimentos deformables, la dureza del sustrato y el suministro y distribución del agua. Las condiciones de la base no suelen estar bien definidas lo que conduce a incertidumbres importantes a la hora de interpretar la estabilidad del manto de hielo. {4.6}

El flujo de hielo se canaliza generalmente en dos rápidas corrientes de hielo (que fluyen entre paredes de hielo de movimiento lento) o en glaciares de aflujo (con paredes de rocas). El flujo reforzado en corrientes de hielo surge debido al aumento del estrés gravitacional vinculado al hielo más grueso en las depresiones del lecho de roca o debido al aumento de de agua de deshielo en la base. {4.6}

A menudo el hielo fundido de la costa sigue conectado al manto de hielo convirtiéndose en una plataforma de hielo flotante. Las plataformas de hielo se mueven hacia delante, extendiéndose y haciéndose cada vez más finas bajo su propio peso, y alimentándose de las nevadas y del hielo del manto de hielo. La fricción en las laderas de las plataformas de hielo y bancos locales ralentiza el flujo de las plataformas de hielo y, por consiguiente, del manto de hielo. Una plataforma de hielo pierde masa al separase de los icebergs y por el deshielo de la base en la cavidad oceánica subyacente. Los estudios demuestran que el calentamiento oceánico de 1°C podría afectar al proceso a través del cual las plataformas de hielo se funden en 10 m año–1, pero el poco conocimiento de las cavidades de las plataformas de hielo inaccesibles reduce la exactitud de tales cálculos. {4.6}

El registro paleolítico de las eras glaciales pasadas indica que los mantos de hielo se reducen debido al calentamiento y crecen debido al enfriamiento, y que la reducción puede se más rápida que el crecimiento. Los volúmenes de los mantos de hielo de la Antártida y Groenlandia equivalen a aproximadamente 7 m y 57 m, respectivamente, por encima del nivel del mar. La información palaeoclimática indica que en el pasado probablemente se fundieron ambos mantos de hielo. Sin embargo, la información de los testigos de hielo muestra que ninguna de los mantos de hielo se eliminó completamente durante los períodos cálidos de al menos los últimos millones de años. Los mantos de hielo pueden responder a los forzamientos ambientales que se produzcan durante largos periodos de tiempo. Esto implica que los posibles cambios futuros sean fruto del calentamiento actual. Por ejemplo, puede que el calentamiento de la superficie tenga que durar más de 10.000 años para que penetre en el lecho y cambie sus temperaturas. La velocidad del hielo, por encima de todo el manto de hielo, cambia con mayor lentitud debido a los cambios en la forma del manto de hielo o la temperatura superficial. Sin embargo, pueden darse cambios con mayor velocidad en corrientes de hielo y glaciares de aflujo debido al cambio de las condiciones de la base, la penetración del hielo fundido de la superficie en el lecho o cambios en las plataformas de hielo donde afluyen. {4.6, 6.4}

Los modelos configurados en la actualidad para integraciones mayores son más fiables, pues tratan la acumulación o el desgaste superficial, según el TIE, pero no incluyen tratamientos completos de la dinámica del hielo; por ende, los análisis de proyecciones de cambios pasados y futuros, realizadas mediante el uso de tales modelos pueden infravalorar los aportes del flujo de hielo al aumento del nivel del mar, pero se desconoce la magnitud de tal efecto. {8.2}

tasa promedio de 5,8 ± 1,9 días por siglo, mientras la fecha de disolución se adelanta a una tasa promedio de 6,5 ± 1,4 días por siglo. Sin embargo, se observó una variabilidad espacial considerable y algunas regiones mostraron tendencias de señales opuestas. {4.3}

La extensión media anual del hielo marino ártico se redujo aproximadamente en 2,7 ± 0,6% por decenio a partir de 1978 según observaciones de satélite (véase Gráfico RT.13). La extensión disminuye más en verano que en invierno, teniendo en cuenta que la mínima invernal disminuye a una tasa de aproximadamente 7,4 ± 2,4% por decenio. Otros datos indican que la disminución del verano comenzó aproximadamente en 1970. Observaciones similares en la Antártida revelan mayor variabilidad interanual pero sin tendencias fiables durante el período de observaciones de satélite. En contraposición con los cambios en el hielo continental tales como el manto de hielo y los glaciares, los cambios en el hielo marítimo no afectan directamente al cambio del nivel del mar (porque este hielo está flotando).

Sin embargo, pueden afectar los cambios de salinidad mediante adiciones de agua dulce. {4.4}

Durante el siglo XX, los glaciares y casquetes de hielo experimentaron una amplia pérdida de masa y contribuyeron al aumento del nivel del mar. La pérdida de masa de los glaciares y casquetes de hielo (exceptuando los cercanos al manto de hielo de Groenlandia y Antártida) se estima en 0,50 ± 0,18 mm año^{-1} en el nivel del mar equivalente (NME) entre 1961 y 2003, y 0,77 ± 0,22 mm año^{-1} NME entre 1991 y 2003. La pérdida finisecular de glaciares *probablemente* sea la respuesta al calentamiento mundial después de 1970. {4.5}

Las observaciones recientes muestran pruebas de cambios rápidos en el flujo de hielo de algunas

Cambios En La Cubierta De Nieve

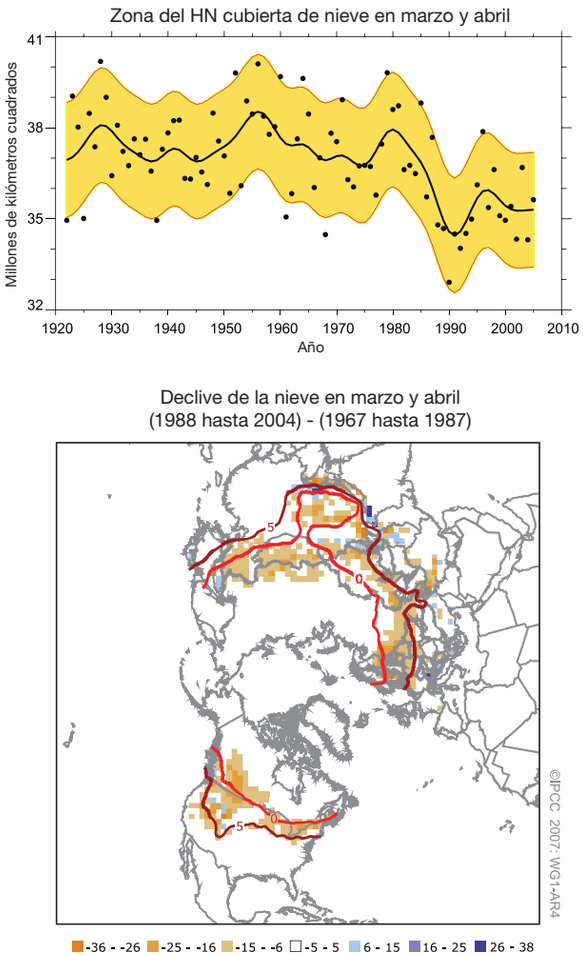


Gráfico RT.12. *(Arriba) Zona cubierta de nieve del Hemisferio Norte en marzo-abril basada en el índice de la capa de nieve de una estación (antes de 1972) y en información del satélite (durante y después de 1972). La curva suave muestras variaciones decenales (véase apéndice 3.A) con respecto al margen de información de 5 a 95% en amarillo. (Debajo) Diferencias de la distribución de la capa de nieve de marzo-abril entre observaciones de satélite anteriores (1967–1987) y posteriores (1988–2004) de partes de zonas (expresadas porcentualmente de cobertura). Los colores oscuros muestran zonas donde disminuyó la capa de nieve. Las curvas rojas muestran el promedio de isotermas de 0°C y 5°C para marzo-abril desde 1967 hasta 2004, a partir de la información de la temperatura terrestre por coordenadas, versión 2 (CRUTEM2v), de la Unidad de Investigación Climática (UIC). Las isotermas de 0°C y 5°C registran la mayor disminución y muestran un retroefecto fuerte entre la nieve y la temperatura. {Gráficos 4.2, 4.3}*

Cambios En La Extensión Del Hielo Marino

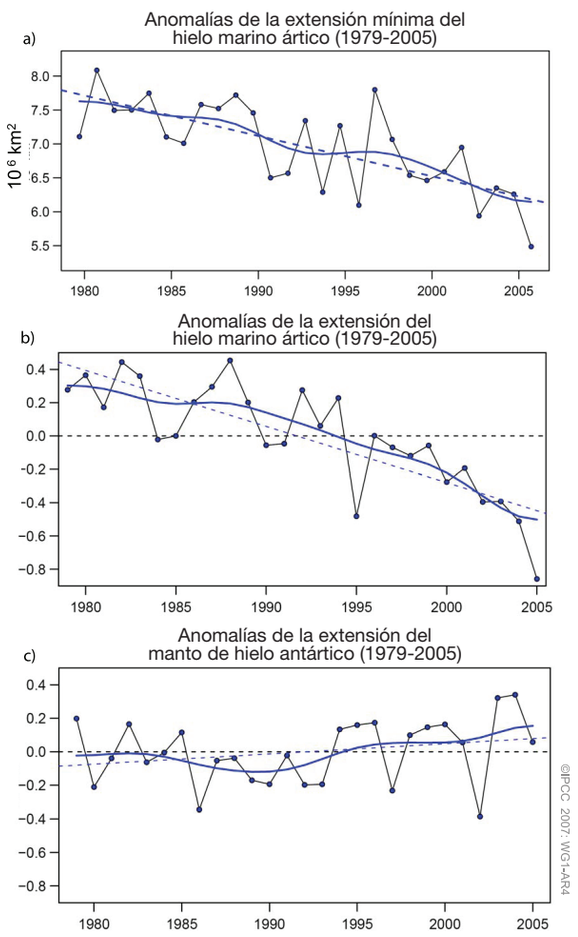


Gráfico TS.13. *(a) Extensión mínima del manto de hielo ántartico; (b) extensión de las anomalías del manto de hielo; y (c) extensión de las anomalías del manto de hielo antártico para el período desde 1979 hasta 2005. Los símbolos indican valores anuales mientras que las curvas suaves azules muestran variaciones decenales (ver Apéndice 3.A). Las líneas discontinuas indican tendencias lineales. (a) Los resultados muestran una tendencia lineal de –60 ± 20 x 103 km^2 año^{-1}, de aproximadamente –7.4% por decenio. (b) La tendencia lineal es de –33 ± 7,4 x 103 km2 año^{-1} (equivalente a –2,7% decenal) y es significante en un 95% de nivel de confianza. (c) Los resultados antárticos muestran una tendencia positiva pequeña de 5,6 ± 9,2 x 103 km^2 año^{-1} sin importancia estadística. {Gráficos 4.8 y 4.9}*

regiones lo cual contribuye al aumento del nivel del mar e indica que la dinámica del desplazamiento de hielo puede ser un factor clave en las respuestas futuras de las plataformas de hielo, los glaciares costeros y los mantos de hielo frente al cambio climático. La reducción o pérdida de las plataformas de hielo en algunas regiones costeras de Groenlandia, la Península Antártica y Antártida occidental se asocian al flujo acelerado de glaciares corrientes y cercanos de hielo. Esta situación indica que las plataformas de hielo (incluidas plataformas de hielo pequeñas de apenas kilómetros o decenas de kilómetros de largo) pueden desempeñar una función más importante en la estabilización o contención del movimiento del hielo de la que se pensó anteriormente. Las temperaturas oceánicas y atmosféricas contribuyen a los cambios observados. Es *muy probable* que el calentamiento intenso del verano de 2002 en la región de la Península Antártica desempeñara una función en la disolución rápida de la plataforma de hielo Larsen B. Esto se produjo debido al deshielo del verano cuyas aguas se escurrieron por las grietas y las separaron. Los modelos no captan con exactitud todos los procesos físicos que al parecer participan en el desgajamiento observado de los icebergs (como la separación de Larsen B). {4.6}

Resulta *muy probable* que los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida juntos contribuyeran al aumento del nivel del mar en el decenio pasado. Resulta *muy probable* que el manto de hielo de Groenlandia se redujera de 1993 a 2003, con un espesor en las regiones centrales mayor que la compensación debida al aumento del deshielo en regiones costeras. Las observaciones no precisan bien si el manto de hielo crece o decrece durante escalas de tiempo mayores a los 10 años. La ausencia de consenso entre las técnicas y la escasez de cálculos evitan mejorar el cálculo o los límites de errores más rigurosos estadísticamente para conocer los cambios en el equilibrio de la masa del manto de hielo. Sin embargo, se observa un aumento del drenaje de hielo del interior de los glaciares de aflujo en ambos mantos de hielo (véase Gráfico RT.14). La evaluación

Tasas Del Cambio Observado En Las Elevaciones De La Superficie

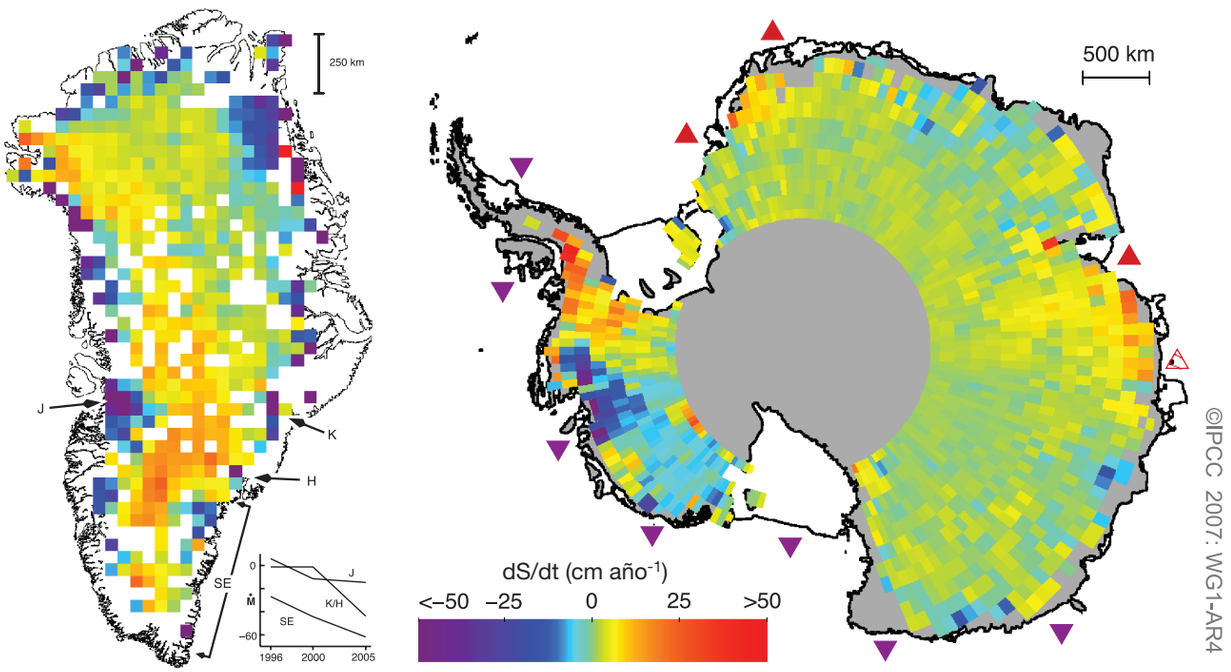


Gráfico RT.14. *Tasas del cambio reciente observado en la elevación de la superficie en Groenlandia (izquierda; 1989–2005) y en la Antártida (derecha; 1992–2005). Los matices rojos indica una superficie que asciende y los matices azules, una superficie que desciende, la cual indica generalmente un aumento o disminución de la masa de hielo en el lugar, aunque pueden ser importantes los cambios del tiempo sobre la elevación del lecho de rocas y sobre la densidad de las superficies cercanas. En Groenlandia, se muestran los glaciares de aflujo de adelgazamiento rápido Jakobshavn (J), Kangerdlugssuaq (K), Helheim (H) y zonas de la costa sudeste. Además se muestra el equlibrio de masa estimado vs. tiempo (con K y H combinadas, en Gt año^{-1}, con valores negativos que indican la pérdida de masa del manto de hielo hacia el océano). En la Antártida, las plataformas de hielo que se estima aumenten o se reduzcan en más de 30 cm año^{-1} se muestran con triángulos morados señalando hacia abajo (si se reducen) y triángulos rojos señalando hacia arriba (si aumentan) delineados en los mares donde se ubican las plataformas de hielo. {Gráficos 4.17 y 4.19}*

de la información y técnicas sugieren un equilibrio de la masa del manto de hielo de Groenlandia de –50 a –100 Gt años^{-1} (la reducción contribuye al aumento del nivel del mar de en un 0,14 a 0,28 mm año^{-1}) de 1993 a 2003, con aumento de pérdidas en 2005. Las incertidumbres crecen en los períodos de tiempo anteriores y en la Antártida. El nivel estimado de equilibrio de la masa del manto de hielo de Groenlandia durante el período de 1961 a 2003 va de un crecimiento de 25 Gt año^{-1} a una reducción de 60 Gt año^{-1} (–0,07 a +0,17 mm año^{-1} NME). La evaluación de toda la información representa un cálculo para la totalidad del equilibrio de la masa del manto de hielo antártico de un crecimiento de 100 Gt año^{-1} a una reducción de 200 Gt año^{-1} (–0,27 a +0,56 mm año^{-1} NME) desde 1961 hasta 2003, y de +50 a –200 Gt año^{-1} (–0,14 a +0,55 mm año^{-1} NME) de 1993 a 2003. Los cambios en el flujo de hielo son *probablemente* suficientes para explicar el total o la mayoría del desequilibrio estimado de la masa antártica, teniendo en cuenta los últimos cambios en el flujo de hielo, la escorrentía del agua de las nevadas o del deshielo, suficientes para explicar el desequilibrio de la masa de Groenlandia. {4.6, 4.8}

RT.3.3 Cambios oceánicos: registro instrumental

El océano desempeña una función importante en el clima y el cambio climático. La masa, energía e intercambios de impulsos con la atmósfera influyen sobre el océano. Su capacidad de calor supera 1000 veces la de la atmósfera y la incorporación oceánica neta de calor es mucho mayor que la de la atmósfera. (Véase Gráfico RT.15). Las observaciones mundiales del calor captado por el océano se pueden mostrar en la actualidad como una prueba definitiva de cambios en el presupuesto de energía mundial. Los cambios en la cantidad de energía incorporada por las capas superiores del océano desempeñan una función clave en las variaciones climáticas en periodos desde estacionales hasta interanuales, tales como El Niño. Los cambios en el desplazamiento del calor y la TSM tienen efectos importantes sobre muchos climas regionales a nivel mundial. La vida marina depende de la situación biogeoquímica del océano y se ve afectada por los cambios de su situación física y de la circulación. Los cambios en la biogeoquímica del océano pueden además, retroalimentar el sistema climático. Por ejemplo, mediante cambios en la incorporación o liberación de gases radiativamente activos como el CO_2. {5.1, 7.3}

Las variaciones medias anuales del nivel del mar se originan en parte por cambios en la densidad provocados por la dilatación o contracción térmica del volumen oceánico. Los cambios locales del nivel del mar también se relacionan con la densidad debido a los cambios de temperatura y salinidad. Además, el intercambio de agua entre los océanos y otros reservorios (por ejemplo, los mantos de hielo, los glaciares de montaña, los reservorios terrestres de agua y la atmósfera) pueden cambiar la masa oceánica y por ende, contribuir a los cambios del nivel del mar. El cambio del nivel del mar no es geográficamente uniforme porque los procesos tales como los cambios de circulación oceánica no son uniformes a nivel mundial. (Véase Recuadro RT.4). {5.5}

Las variables oceánicas se pueden utilizar para detectar el cambio climático, especialmente los cambios de temperatura y salinidad debajo de la capa superficial de mezcla donde disminuye la variabilidad y aumenta la relación de señal y ruido. Las observaciones analizadas a partir del TIE demuestran cambios en el contenido oceánico mundial de calor y salinidad en nivel del mar, en los aportes de la dilatación térmica al aumento del nivel del mar, la evolución de la masa de agua y en los ciclos biogeoquímicos. {5.5}

Contenido Energético En El Sistema Climático

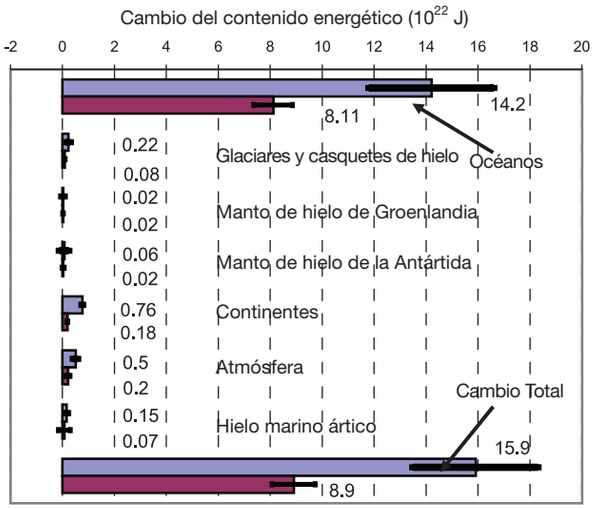


Gráfico RT.15. *Cambios del contenido energético en diferentes componentes del sistema terrestre durante dos períodos de tiempo (1961–2003 y 1993–2003). Las barras azules corresponden al período de 1993 a 2003. El cambio del contenido energético positivo significa un aumento de la energía, es decir, contenido oceánico de calor, calor latente de la disminución del hielo o de volúmenes de hielo marino, el contenido de calor en los continentes con la excepción del calor producido por los cambios del permafrost y calor latente y sensible además de energía potencial y cinética en la atmósfera). Todos los cálculos de errores tienen un intervalo de confianza del 90%. No existen estimados de confianza para la ganancia de calor continental. Algunos resultados se obtuvieron de los resultados publicados para los dos períodos respectivos. {Gráfico 5.4}*

RT.3.3.1 Cambios en el contenido oceánico de calor y en la circulación

El calentamiento oceánico mundial comenzó a partir 1955, con registros de más del 80% de los cambios en el contenido energético del sistema climático de la Tierra durante este período. Un total de 7,9 millones de perfiles verticales de la temperatura oceánica permiten perfeccionar las series de tiempo mundiales (véase Gráfico RT.16). Varios analistas independientes coincidieron con los análisis del balance del contenido oceánico mundial de calor y con los métodos utilizados. La falta de datos exige promediar la profundidad del océano durante decenios y la variabilidad decenal observada del contenido mundial de calor no se conoce muy bien. Sin embargo, la distribución insuficiente de datos (sobre todo la cobertura del Océano Austral y el Pacífico Sur) puede contribuir a las variaciones decenales del contenido de calor. En el período desde 1961 hasta 2003, la capa oceánica de 0 hasta 3.000 m captó hasta 14,1 × 10^{22} J, equivalente a una tasa promedio de calor de 0,2 W m^{-2} (por área de unidad de la superficie de la Tierra). En el período desde 1993 hasta 2003, la tasa de calentamiento de la capa de hielo más superficial de 0 a 700 fue mayor en aproximadamente 0,5 ± 0,18 W m^{-2}. Del período desde 1961 hasta 2003, la etapa desde 1993 hasta 2003 presentó una tasa de calentamiento mayor pero en 2004 y 2005 ocurrió un enfriamiento comparado con el año 2003. {5.1–5.3}

El calentamiento se difunde sobre los 700 m más superficiales del océano mundial. El Océano Atlántico se calentó en el sur de 45°N. El calentamiento penetra con mayor profundidad en la cuenca del océano Atlántico que en la del océano Pacífico, océano Indico y los océanos australes debido a profundas circulaciones de renuevo que ocurren en el Atlántico Norte. Según datos disponibles la Circulación de Retorno Longitudinal del HS presenta ligeros cambios. Sin embargo, las capas más superficiales del Océano Antártico contribuyen al calentamiento total. Se calientan al menos dos mares en latitudes subtropicales (el mar Mediterráneo y el mar de Japón/China oriental). A pesar de la corriente mundial de calentamiento, se observaron variaciones decenales importantes en la serie de tiempo mundial donde los océanos se enfrían en regiones extensas. Hay zonas del Atlántico Norte, Pacífico Norte y Pacífico ecuatorial que se enfriaron durante los últimos 50 años. Los cambios en el océano Pacífico muestran pautas espaciales semejantes al fenómeno ENSO vinculados en parte con la ODP. {5.2, 5.3}

Algunas partes de la Circulación de Retorno Longitudinal del Atlántico muestran una variabilidad decenal considerable pero los datos no sustentan una tendencia coherente en la circulación de renuevo. {5.3}

CONTENIDO OCEÁNICO DE CALOR MUNDIAL (0-700 M)

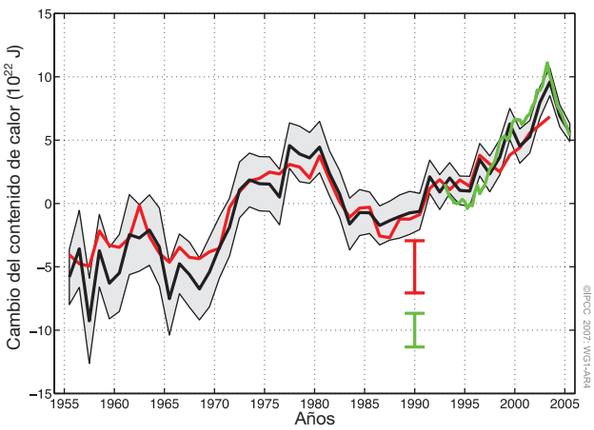


Gráfico RT.16. *Serie de tiempo del contenido oceánico de calor mundial (10^{22} J) para la capa de 0 a 700 m. Las líneas coloreadas representan tres análisis independientes de los datos oceanográficos. Las curvas negras y rojas denotan la desviación de su promedio de 1961 a 1990 y la curva pequeña verde denota la desviación del promedio de la curva negra del período desde 1993 hasta 2003. El sombreado gris indica el nivel de incertidumbre del 90% para la curva negra. Las barras de error indican el nivel de incertidumbre para el resto de las curvas. {Gráfico 5.1}*

RT.3.3.2 Cambios en la biogeoquímica y salinidad oceánicas

La incorporación del carbono antropogénico a partir de 1750 provocó una mayor acidez oceánica, con un promedio de disminución superficial de pH de 0,1 unidades.[7] La incorporación oceánica de CO_2 cambia su equilibrio químico. El CO_2 disuelto forma un ácido débil. De esta manera, al aumentar el CO_2 disuelto, disminuye el pH (es decir, el océano se vuelve más ácido). El cambio total del pH se calcula mediante estimaciones de la incorporación del carbono antropogénico y modelos oceánicos sencillos. Las observaciones directas de pH en estaciones disponibles llevadas a cabo durante los últimos 20 años muestran tendencias de disminución a una tasa de aproximadamente 0,02 unidades de pH por decenio. La reducción del pH oceánico disminuye la profundidad bajo la cual se disuelve el carbonato de calcio y aumenta el volumen del océano sobresaturado de minerales del grupo de la aragonita (una forma meta estable del carbonato de calcio) y la calcita. Los organismos marinos utilizan

[7] La acidez es una medida de concentración de iones H+ y se mide en unidades pH, donde pH = –log(H+). La disminución de una unidad de pH significa un aumento del décuplo en la concentración de H+, o acidez.

Tendencias Lineales De Salinidad Media Por Zonas (1955–1998)

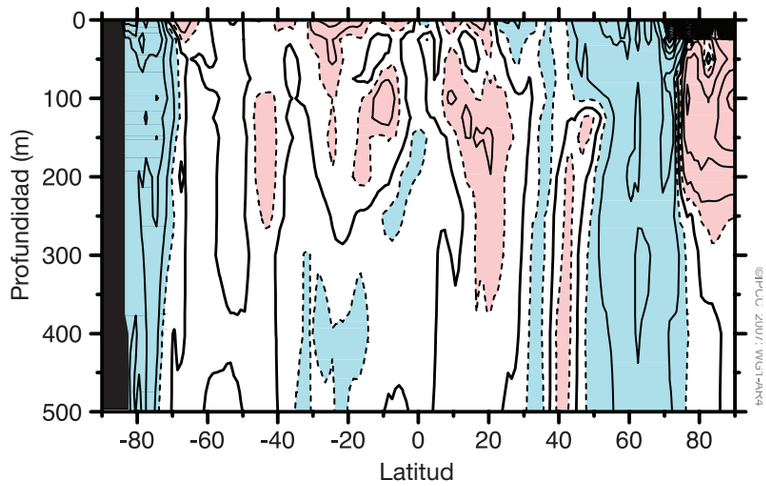


Gráfico RT.17. *Tendencias lineales (1955–1998) de la media de la salinidad por zonas (Escala Práctica de Salinidad) de los océanos del mundo. El intervalo entre isolíneas es 0,01 por decenio y ente isolíneas discontinuas es ±0,005 por decenio. La línea gruesa negra es la isolínea cero. El sombreado rojo indica valores decenales iguales o mayores que 0,005 y el sombreado azul indica valores decenales iguales o menores que –0,005. {Gráfico 5.5}*

estos minerales para construir sus caparazones. La disminución del pH de la superficie oceánica y el aumento de las temperaturas superficiales también contribuyen a la disminución de la capacidad amortiguadora del océano para el CO_2 y la tasa de incorporaciónoceánica del exceso atmosférico de CO_2. {5.4, 7.3}

La concentración de oxígeno en el termoclima ventilado (aproximadamente 100 hasta 1.000 m) disminuyó en la mayoría de las cuencas oceánicas entre 1970 y 1995. Estos cambios producen una tasa de ventilación reducida vinculada a niveles superiores de calentamiento y/o a cambios en la actividad biológica. {5.4}

En la actualidad existen pruebas difundidas sobre los cambios en la salinidad oceánica a escalas giroscópicas y de cuenca en la mitad del siglo pasado (véase Gráfico RT.17). Las aguas cercanas a la superficie en las regiones de mayor evaporación aumentan la salinidad en la mayoría de las cuencas oceánicas. Estos cambios en la salinidad implican cambios en el ciclo hidrológico de los océanos. En las regiones de latitudes altas de los dos hemisferios, las aguas superficiales muestran un refrescamiento general consecuente con el aumento de las precipitaciones en esas regiones, aunque contribuyen también el aumento de la escorrentía, la fusión del hielo, la advección y los cambios en la circulación de renuevo meridional. Las latitudes subtropicales de los dos hemisferios se caracterizan por el aumento de la salinidad en los 500 m superiores. Las pautas se corresponden con un cambio del ciclo hidrológico terrestre, en particular con cambios en las precipitaciones y supuestamente en el mayor desplazamiento de agua en la atmósfera de latitudes bajas a altas y del Atlántico al Pacífico. {5.2}

RT.3.3.3 Cambios en el nivel del mar

Durante el perído de 1961 hasta 2003, la tasa media del aumento medio del nivel del mar mundial, calculada con datos de mareógrafos, bajo la cual se disuelve el carbonato de calcio y aumenta el se estima sea de 1,8 ± 0,5 mm año–1 (véase Gráfico RT.18). Con el fin de examinar el presupuesto del nivel del mar, se proporcionaron mejores cálculos y un intervalo de confianza del 5 al 95% para todos los aportes del hielo terrestre. El aporte promedio de la dilatación térmica al aumento del nivel del mar para este período fue de 0,42 ± 0,12 mm año^{-1}, con importantes

Nivel Medio Mundial Del Mar

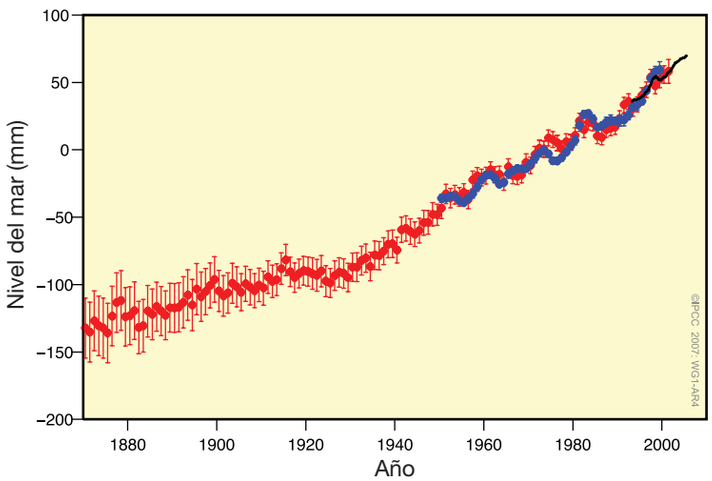


Gráfico RT.18. *Promedio anual del nivel medio mundial del mar basado en reconstrucciones de los campos del nivel del mar a partir de 1870 (rojo), mediciones de mareógrafos a partir de 1950 (azul) y altimetría de satélite a partir de 1992 (negro). Las unidades se expresan en mm en relación a la media desde 1961 hasta 1990. Las barras de errores tienen intervalos de 90% de confianza. {Gráfico 5.13}*

variaciones decenales. Sin embargo, los aportes de glaciares, casquetes de hielo y mantos de hielo fue de 0,7 ± 0,5 mm año^{-1} (véase Tabla RT.3). La suma de estos aportes climáticos para aproximadamente los últimos 40 años asciende a 1,1 ± 0,5 mm año^{-1}, menor que el mejor cálculo de las observaciones del mareógrafo (semejante a la contradicción que se indicaba en el TIE). Por ende, el balance del nivel del mar para el período desde 1961 hasta 2003 no se cerró satisfactoriamente. {4.8, 5.5}

La tasa media mundial del aumento del nivel del mar medido por el satélite altímetro TOPEX/Poseidón desde 1993 hasta 2003 es de 3,1 ± 0,7 mm año^{-1}. Esta tasa observada en el período actual se acerca al cálculo total de 2,8 ± 0,7 mm año^{-1} para los aportes climáticos debido a la dilatación térmica (1,6 ± 0,5 mm año^{-1}) y cambios en el hielo terrestre (1,2 ± 0,4 mm año^{-1}). Por ello, el balance se conoce muco mejor en el período actual, siendo los aportes climáticos los factores principales del balance del nivel del mar (que es bastante preciso, sin perder de vista los errores conocidos). No queda claro si el aumento de la tasa en el período desde 1993 hasta 2003 comparado con el período desde 1961 hasta 2003 refleja la variabilidad decenal o el aumento de las tendencias a largo plazo. El registro de mareógrafos indica que un aumento de la tasa, similar al observado en el período desde 1993 hasta 2003, ocurrió en otros decenios a partir de 1950. {5.5, 9.5}

Existe una confianza alta en que el aumento del nivel del mar se aceleró entre la mitad del siglo XIX y la mitad del siglo XX según datos geológicos y de mareógrafos. Una reconstrucción actual del cambio del nivel del mar en el año 1870, utilizando los mejores registros disponibles de mareógrafos, muestra que la tasa del aumento del nivel del mar se aceleró desde 1870 hasta 2000 con una confianza alta. Las observaciones geológicas indican que hace 2000 años el nivel del mar cambió poco, con tasas medias de entre 0,0 hasta 0,2 mm año^{-1}. El uso de datos de indicadores indirectos del nivel de mar de fuentes arqueológicas se estableció muy bien en el Mediterráneo e indica que las oscilaciones del nivel del mar desde aproximadamente el siglo I d.C hasta 1900 no exceden ±0,25 m. Las pruebas disponibles indican que el comienzo del aumento del nivel del mar actual se ubica entre la mitad del siglo XIX y la mitad del siglo XX. {5.5}

Las mediciones precisas de satélite a partir de 1993 muestran en la actualidad pruebas inequívocas de la variabilidad regional del cambio en el nivel del mar. En algunas regiones las tasas de aumento durante este período sobrepasan la media mundial, mientras que en otras regiones el nivel del mar disminuye. El mayor aumento del nivel del mar a partir de 1992 ocurrió en el Pacífico occidental y en el Océano Índico oriental (véase Gráfico RT.19). Aproximadamente todo el Océano Atlántico mostró un aumento del nivel del mar durante el pasado decenio, mientras que el océano Pacífico oriental y el océano Índico occidental mostró una disminución del nivel del mar. Estas variaciones temporales y espaciales en el aumento regional del nivel del mar se ven parcialmente influenciadas de pautas de variabilidad acoplada océano atmósfera, incluyendo el fenómeno ENSO y la NAO. La pauta de cambio del nivel del mar observada a partir de 1992 se asemeja a la dilatación térmica de los cambios de temperatura, pero difiere de la pauta de dilatación térmica de los últimos 50 años. Esto indica la importancia de la variabilidad decenal regional. {5.5}

Las observaciones indican aumentos de las mareas altas en una amplia cantidad de lugares del mundo a partir de 1975. Los registros más extensos están limitados en espacio y tienen pocos ejemplos de tiempo, por ende,

Pautas Del Cambio Del Nivel Del Mar

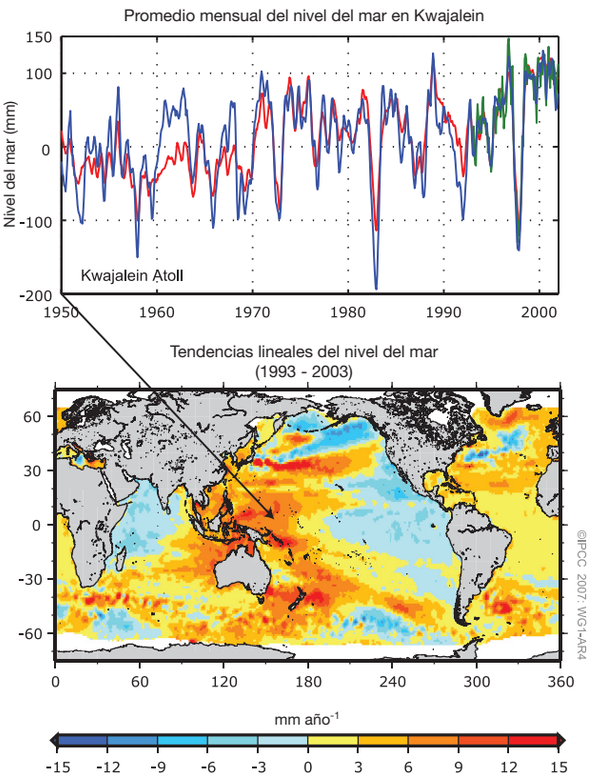


Gráfico RT.19. *(Arriba) Curva promedio mensual del nivel del mar (mm) para el período desde 1950 hasta 2000 en Kwajalein (8°44'N, 167°44'E). El registro del nivel del mar observado (mediciones de mareómetros) es azul, el registro del nivel del mar reconstruido es rojo y el registro de altimetría de satélite es verde. Las señales anuales y seminanuales se eliminaron de cada serie de tiempo y se suavizaron los datos de los mareómetros. (Abajo) Distribución geográfica de tendencias lineales a corto plazo en el nivel medio del mar del período desde 1993 hasta 2003 (mm año^{-1}) basado en la altimetría del satélite TOPEX/Poseidón {Gráficos 5.15 y 5.18}*

Tabla RT.3. *Aportes al aumento del nivel del mar basados en observaciones (columnas a la izquierda) comparadas con modelos utilizados en esta evaluación (columnas a la derecha; véase Sección 9.5 y Apéndice 10.A para más detalles). Los valores se presentan para los períodos desde 1993 hasta 2003 y para los últimos 40 años, incluidos los totales observados. {Adaptado de Tablas 5.3 y 9.2}*

	Aumento del nivel del mar (mm año^{-1})			
	1961–2003		1993–2003	
Fuentes del aumento del nivel del mar	Observado	Modelizado	Observado	Modelizado
Dilatación térmica	0,42 ± 0,12	0,5 ± 0,2	1,6 ± 0,5	1,5 ± 0,7
Glaciares y casquetes de hielo	0,50 ± 0,18	0,5 ± 0,2	0,77 ± 0,22	0,7 ± 0,3
Manto de hielo de Groenlandia	0,05 ± 0,12[a]		0,21 ± 0,07[a]	
Manto de hielo de la Antártida	0,14 ± 0,41[a]		0,21 ± 0,35[a]	
Suma de aportes climáticos individuales al aumento del nivel del mar	1,1 ± 0,5	1,2 ± 0,5	2,8 ± 0,7	2,6 ± 0,8
Total observado del aumento del nivel del mar	1,8 ± 0,5 (Mareógrafo)		3,1 ± 0,7 (Altimetría de satélite)	
Diferencia (Total observado menos la suma de los aportes climáticos observados)	0,7 ± 0,7		0,3 ± 1,0	

Notas:
[a] prescrito basado en observaciones (véase Sección 9.5)

no es posible realizar un análisis de todo el siglo XX. En muchos lugares, los cambios dentro del último siglo en los extremos se asemejan a aquellos en el nivel medio del mar. En otros, los cambios en los fenómenos atmosféricos tales como las tormentas son más importantes para determinar las tendencias a largo plazo. La variabilidad interanual de las mareas altas se asocia positivamente al nivel medio del mar en el ámbito regional, así como a los índices del clima regional como el fenómeno ENSO en el Pacífico y el NAO en el Atlántico. {5.5}

RT.3.4 Coherencia entre las observaciones

En esta sección se examina la coherencia de la variabilidad de las tendencias en, y dentro de las diferentes variables climáticas, incluidas la atmósfera, la criosfera y los océanos según la interpretación conceptual de las relaciones físicas entre variables. Por ejemplo, el aumento de la temperatura mejoraría la capacidad de retención de humedad de la atmósfera. Los cambios en la temperatura y/o precipitaciones deben coincidir con aquellos evidentes en los glaciares. La coherencia entre observaciones independientes utilizando diferentes técnicas y variables brinda una prueba clave de conocimiento y por ende, mejora la confianza. {3.9}

Cambios en la atmósfera, la criosfera y los océanos muestran inequívocamente el calentamiento mundial. {3.2, 3.9, 4.2, 4.4–4.8, 5.2, 5.5}

Las temperaturas del aire superficial terrestre y las TSM muestran calentamiento. En ambos hemisferios las regiones terrestres se calentaron a más velocidad que los océanos en los últimos decenios. Esto se corresponde con una mayor inercia térmica de los océanos. {3.2}

El calentamiento climático se corresponde con el aumento observado de la cantidad de días cálidos extremos, la disminución de la cantidad de días gélidos extremos y la disminución de la cantidad de días helados en latitudes medias. {3.2, 3.8}

Las tendencias de temperatura del aire superficial a partir de 1979 se corresponden en la actualidad con aquellas de latitudes altas. Es *probable* que el calentamiento sea menor en la troposfera que en la superficie, y que exista una tropopausa más alta, lo que corresponde con las expectativas de procesos físicos básicos y con los aumentos observados de gases de efecto invernadero, así como a la falta del ozono estratosférico. {3.4, 9.4}

Los cambios en la temperatura se corresponden generalmente con la reducción observada casi mundialmente, de la criosfera. Se registran reducciones extensas en la masa y extensión de los glaciares de montaña. Además, indican cambios climáticos: la disminución de la capa de nieve, de profundidad de la nieve, de extensión del hielo marítimo ártico, del espesor y temperatura del permafrost, de la extensión del terreno congelado estacionalmente y de la duración de la temporada congelada en el hielo de ríos y lagos. {3.2, 3.9, 4.2–4.5, 4.7}

Las observaciones del aumento del nivel del mar a partir de 1993 se corresponden con cambios observados en el contenido oceánico de calor y la criosfera. El nivel del mar aumentó un 3,1 ± 0,7 mm año^{-1} desde 1993 hasta

Recuadro RT.4: Nivel del mar

El nivel del mar en la línea costera se determina por muchos factores que operan sobre una gran gama de escalas de tiempo: de horas a días (mareas y cambios meteorológicos), de años a milenios (clima), entre otros. La tierra puede aumentar o disminuir y se necesita registrar tales movimientos regionales cuando se utilizan las mediciones del mareógrafo para evaluar el efecto del cambio climático oceánico sobre el nivel del mar costero. El mareógrafo costero indica que la media del nivel del mar mundial aumentó en el siglo XX. A partir de principios del decenio de 1990, el nivel del mar también se observa continuamente por satélites con cobertura casi mundial. Los datos de satélites y mareógrafos concuerdan en una gran gama de escalas espaciales y muestran que el promedio mundial del nivel del mar continuó aumentando durante este período. Los cambios del nivel del mar muestran variaciones geográficas debido a diferentes factores incluidos la distribución de los cambios en la temperatura oceánica, la salinidad, los vientos y la circulación oceánica. El nivel del mar regional se ve afectado por la variabilidad climática en escalas de tiempo pequeñas, por ejemplo, asociadas al fenómeno El Niño y la NAO, que provocan variaciones regionales interanuanles que pueden ser mayores o más menores en relación a que la tendencia mundial.

Según las observaciones de la temperatura oceánica, la dilatación térmica de las aguas marinas a medida que se calientan contribuyó considerablemente al aumento del nivel del mar en los últimos decenios. Los modelos climáticos se corresponden con las observaciones oceánicas e indican que la dilatación térmica seguirá contribuyendo al aumento del nivel del mar en los próximos 100 años. En vista de que la temperatura oceánica sólo cambia lentamente, la dilatación térmica continuará durante muchos siglos aún si se estabilizan las concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero.

El promedio mundial del nivel del mar aumenta o disminuye cuando el agua se transfiere de la tierra al océano y viceversa. Algunas actividades humanas contribuyen al cambio del nivel del mar, principalmente la extracción de aguas subterráneas y construcción de reservorios. Sin embargo, el almacén más grande de agua dulce de la tierra es el agua congelada en los glaciares, casquetes de hielo y mantos de hielo. El nivel del mar estuvo más de 100 m más bajo en los períodos glaciales porque los mantos de hielo cubrían grandes partes de los continentes del HN. El retroceso actual de los glaciares y casquetes de hielo contribuyen sustancialmente al aumento del nivel del mar. Esta situación continuará durante los próximos 100 años. Su contribución probablemente disminuirá en los próximos siglos al disminuir este almacén de agua dulce.

Los mantos de hielo de Groenlandia y Antártida contienen mayor cantidad de hielo y pueden realizar mayores aportes durante muchos siglos. En los últimos años el manto de hielo de Groenlandia se ha derretido más y se prevé siga derritiéndose en el futuro. En un clima más cálido, los modelos sugieren que el manto de hielo puede acumular más nieve por lo que disminuiría el nivel del mar. Sin embargo, durante los últimos años cualquier tendencia de este tipo cobró importancia por el flujo acelerado de hielo y el aumento de la descarga observados en algunas zonas de los márgenes de los mantos de hielo. Todavía no se comprenden bien los procesos de flujo acelerado de hielo pero pueden traer como consecuencia el futuro aumento neto del nivel del mar a partir de los mantos de hielo.

Los mayores impactos climáticos y meteorológicos sobre el nivel del mar se deben a condiciones atmosféricas extremas de días y horas, asociadas a los ciclones tropicales y tormentas de latitud media. Las presiones atmosféricas bajas y los vientos producen digresiones locales extensas del nivel del mar llamadas "oscilaciones de tormentas", que son específicamente serias cuando coinciden con mareas altas. Los cambios en la frecuencia de incidencia de estos niveles extremos de mar se ven afectados por cambios en el nivel medio del mar y en los fenómenos meteorológicos que causan los extremos. {5.5}

2003, el período con mediciones disponibles de altimetrías mundiales. En este período, se observó un equilibrio intermedio entre el aumento total del nivel del mar observado y los aportes de los glaciares, el retroceso de los casquetes y del manto de hielo, el contenido oceánico de calor y la dilatación oceánica asociada. Este equilibrio asegura que el aumento del nivel del mar observado es un importante indicador de calentamiento. Sin embargo, el balance del nivel del mar no está equilibrado para el período más largo desde 1961 hasta 2003. {5.5, 3.9}

Las observaciones se corresponden con la interpretación física relativa a la vinculación prevista entre el vapor de agua y la temperatura y con la intensificación de las precipitaciones en un mundo más cálido. El aumento de la columna y el vapor de agua de la troposfera alta apoyan la hipótesis de modelos sencillos que aumenta la humedad específica en un planeta más cálido y representa un retroefecto positivo importante para el cambio climático. Acorde con el aumento de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, existen aumentos difundidos de la cantidad de precipitaciones fuertes e incremento de la probabilidad de inundaciones en muchas regiones terrestres, incluidas aquellas donde dsiminuyó el total de precipitaciones. Las observaciones independientes de cambios en la salinidad oceánica apoyan este punto de vista de que el ciclo hidrológico de la Tierra cambió, de

una manera consecuente con observaciones que muestran mayores precipitaciones y afluencia de ríos fuera de los trópicos y subtrópicos y el aumento de la transferencia de agua dulce del océano a la atmósfera en latitudes bajas. {3.3, 3.4, 3.9, 5.2}

Aunque por un lado en muchas zonas del planeta hayan aumentado las precipitaciones, por otro, también han aumentado las zonas de sequía, su duración e intensidad. Mientras en el pasado había sequías en algunas regiones en la actualidad la extensión espacial de las sequías se corresponde muy bien con los cambios esperados del ciclo hidrológico debidos al calentamiento. El vapor de agua aumenta junto con la temperatura mundial, debido al aumento de la evaporación donde existe humedad superficial, y esto tiende a aumentar las precipitaciones. Sin embargo, humedad superficial está limitada. Cambios en las capas se prevé que el aumento de las temperaturas continentales de nieve, cubiertas de nieve

Tabla RT.4. *Tendencias recientes, evaluación de la influencia humana en las tendencias y proyecciones de fenómenos meteorológicos y climáticos extremos mediante pruebas de una tendencia observada a finales del siglo XX. El asterisco de la columna D indica que se utilizaron estudios formales de detección y atribución se utilizaron unidos al juicio de expertos para evaluar la probabilidad de percepción de influencia humana. Donde no hay disponibilidad, la evaluación de probabilidades de influencia humana se basa en la atribución de resultados para cambios en la media de una variable o cambios en variables relacionadas físicamente y/o en la similitud cualitativa de cambios observados y simulados junto con el criterio de los expertos. {3.8, 5.5, 9.7, 11.2–1 1.9; Tablas 3.7, 3.8, 9.4}*

Fenómeno y dirección de la tendencia	Verosimilitud de que la tendencia ocurrió a finales del Siglo XX (típicamente después de 1960)	Verosimilitud de aportes humanos a la tendencia observada	D	Verosimilitud de una tendencia futura basada en proyecciones para el Siglo XXI utilizando escenarios IE-EE[b]
Días y noches frías menos frecuentes y más cálidos en la mayoría de las zonas terrestres	*Muy probable*[c]	*Probable*[e]	*	*Virtualmente cierto*[e]
Días y noches calientes más frecuentes y más cálidas en la mayoría de las zonas terrestres	*Muy probable*[d]	*Probable* (noches) [e]	*	*Virtualmente cierto*[e]
Períodos de tiempo cálidos/ olas de calor: La frecuencia aumenta en la mayoría de las zonas terrestres	*Probable*	*Más probable que no*		*Muy probable*
Fenómenos de fuertes precipitaciones. La frecuencia (o proporción del total de lluvia caída en lluvias fuertes) aumenta en la mayoría de las zonas terrestres	*Probable*	*Más probable que no*		*Muy probable*
Zonas afectadas por el aumento de las sequías	*Probable* en muchas regiones a partir de los años 70	*Más probable que no*	*	*Probable*
Aumento de la actividad de ciclones tropicales intensos	*Probable* en muchas regiones a partir de los años 70	*Más probable que no*		*Probable*
Aumento de la incidencia de la altura del nivel del mar extrema (excluye tsunamis)[f]	*Probable*	*Más probable que no*[g]		*Probable*[h]

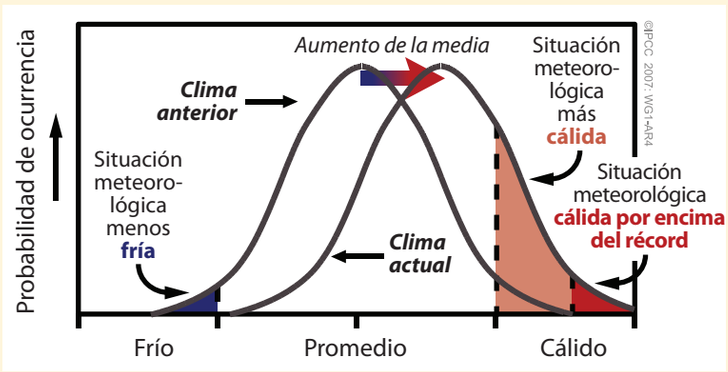
Notas:
[a] Véase Tabla 3.7 para detalles sobre definiciones de regiones.
[b] IE-EE se refiere al Informe Especial del IPCC sobre Escenarios de Emisión. Las familias de escenarios IE-EE y los escenarios ilustrativos se resumen en un cuadro al final del Resumen para Responsables de Políticas.
[c] Disminución de la frecuencia de días y noches fríos (10% más frío).
[d] Aumento de la frecuencia de días y noches más cálidos (10% más cálido).
[e] Calentamiento de los días/noches más extremos cada año.
[f] La altura del nivel del mar extrema depende del nivel del mar promedio y de sistemas meteorológicos regionales. Se define aquí como el valor por hora mayor de 1% con respecto al nivel del mar observado en una estación en un período de referencia dado.
[g] Cambios observados en la altura del nivel del mar extrema siguen muy de cerca a los cambios del promedio del nivel del mar {5.5.2.6}. Es *muy probable* que la actividad antropogénica contribuya al aumento del nivel del mar promedio. {9.5.2}
[h] En todos los escenarios, el nivel del mar promedio mundial pronosticado para 2100 es mayor que en el período de referencia {10.6}. No se ha evaluado el efecto de los cambios de los sistemas meteorológicos regionales sobre niveles del mar extremos.

y pautas de circulación provoque una mayor evaporación y sequedad, que es atmosférica y trayectorias de las tormentas también pueden particularmente importante en regiones secas donde la reducir la humedad disponible por temporada y contribuir a las sequías. Los cambios en las TSM y los cambios asociados a la circulación atmosférica y a las precipitaciones produjeron cambios en la sequía, sobre todo en latitudes bajas. El resultado es el

Recuadro RT.5: Fenómenos meteorológicos extremos

Las personas afectadas por un fenómeno meteorológico extremo (por ejemplo, el verano extremadamente caluroso en Europa en el año 2003, o las lluvias fuertes en Mumbai, India, en julio de 2005) se suelen preguntar si la influencia humana en el clima es la responsable de estos fenómenos. Se prevé ocurra una amplia gama de fenómenos meteorológicos extremos en la mayoría de las regiones aún con un clima sin cambios, por eso es difícil que cualquier fenómeno individual provoque un cambio climático. En la mayoría de las regiones, los registros instrumentales de variabilidad se extienden por lo general sólo hasta aproximadamente 150 años, por ende, la información que existe es limitada para caracterizar el comportamiento futuro de los fenómenos climáticos raros extremos. Además, se necesita combinar varios factores para producir un fenómeno extremo, por tanto, vincular un fenómeno extremo particular a una causa sencilla y específica resulta problemático. En algunos casos, es posible estimar el aporte antropógeno a tales cambios en la probabilidad que se den de fenómenos extremos.

Sin embargo, el razonamiento estadístico sencillo indica que cambios importantes en la frecuencia de fenómenos extremos (y en el extremo máximo posible, por ejemplo, el máximo posible de lluvia en 24 horas en una localidad específica) pueden resultar de un cambio relativamente pequeño en la distribución de la variable meteorológica o climática.



Recuadro RT5, Gráfico 1. *Esquema que muestra el efecto del aumento de la temperatura media sobre las temperaturas extremas, para una distribución normal de la temperatura.*

Los extremos son fenómenos poco frecuentes en el punto superior e inferior de la gama de valores de una variable específica. La probabilidad de ocurrencia de valores en esta gama se llama función de probabilidad de distribución (FPD) que para algunas variables se forma parecida a una curva 'normal' o 'gaussiana' (la conocida curva de 'campana'). El Recuadro RT.5, Gráfico 1 muestra un esquema de la FDP y describe el efecto que el cambio pequeño (correspondiente a un pequeño cambio en el promedio o centro de la distribución) puede tener sobre la frecuencia de los frecuentemente de la disminución del extremo opuesto (en este caso la cantidad de días fríos tales como heladas). Los cambios en la variabilidad o forma de la distribución pueden complicar este gráfico sencillo.

El Segundo Informe de Evaluación del IPCC indicó que los datos y análisis de los fenómenos relacionados con el cambio climático son escasos. En la época del TIE, se disponía de una mejor supervisión y de datos sobre los cambios en los fenómenos extremos y se analizaban los modelos climáticos para realizar proyecciones de los fenómenos extremos. Después del TIE, las bases de observación de los análisis de fenómenos extremos aumentaron considerablemente, de manera que en la actualidad los fenómenos extremos se estudian en la mayoría de las zonas terrestres (por ejemplo, fenómenos extremos de temperatura diaria y lluvia). Se utilizan más modelos para simular y proyectar extremos. La integración múltiple de estos modelos con condiciones de comienzo diferentes (conjuntos) brinda en la actualidad información más sólida sobre las FPD y las situaciones extremas. Desde el TIE, se dispone de algunos estudios sobre la detección y atribución del cambio climático centrados en el cambio de las estadísticas mundiales de fenómenos extremos (Tabla RT.4). En el caso de algunos fenómenos extremos (por ejemplo, la intensidad de los ciclones tropicales), aún existe inquietud por los datos y/o modelos inadecuados. Algunas evaluaciones siguen apoyándose en el razonamiento sencillo de cómo se espera que cambien los fenómenos extremos con el calentamiento mundial. (por ejemplo, se espera que el calentamiento conduzca al aumento de las olas de calor). Otros se apoyan en la similitud cualitativa entre los cambios observados y simulados. La probabilidad evaluada de aportes antropogénicos a tendencias es menor para las variables donde la evaluación se basa en pruebas indirectas.

aumento de las sequías, principalmente en los trópicos y subtrópicos, a partir de la década de los 70. En Australia y en Europa, se cree que existe un vínculo directo de unión entre el calentamiento mundial y las temperaturas altas extremas, así como las olas de calor que han acompañado a las últimas sequías. {3.3, 3.8, 9.5}

RT.3.5 Perspectiva paleoclimática

Los estudios paleoclimáticos utilizan mediciones de cambios pasados derivados de temperaturas de perforación, cambios en el agua de poros del sedimiento oceánico y cambios en la magnitud de los glaciares, así como mediciones representativas de cambios en las pautas químicas, físicas y biológicas que reflejan cambios pasados del ambiente donde crecieron o existieron los indicadores indirectos. Los estudios paleoclimáticos se apoyan en representaciones múltiples, por tanto, los resultados se pueden comprobar de manera cruzada y se pueden interpretar mejor las incertidumbres. En la actualidad se admite y comprueba que muchos organismos biológicos (por ejemplo, árboles, corales, plancton, animales) modifican la dinámica de su crecimiento y/o población como respuesta al cambio climático. Estos cambios climáticos inducidos se encuentran bien registrados en el crecimiento pasado de una especie viva y muerta (fósil) o conjunto de organismos. Se utilizan redes de cronologías de amplitud y densidad de los anillos arbóreos para deducir los cambios de temperaturas pasadas según la valoración de los datos importantes que coinciden temporalmente. A pesar del uso frecuente de estos métodos, existen dudas acerca de la distribución de mediciones disponibles, cuán bien analizan el planeta, y aspectos tales como hasta qué grado de parcialidad espacial y temporal tienen los métodos o diferencias aparentes en relación con el cambio climático actual. {6.2}

Es *muy probable* que la temperatura media del HN durante la última mitad del siglo XX fue más cálida que durante otro período de 50 años en los últimos 500 años y *probablemente* la más cálida en al menos los últimos 1.300 años. Los datos que respaldan estas conclusiones son más extensos en zonas terrestres extratropicales de verano (sobre todo para el período de tiempo más largo; véase Gráfico RT.20). Estas conclusiones se basan en datos representativos tales como la amplitud y densidad de los anillos arbóreos, la composición isotópica de varios elementos en el hielo o la composición química de una banda de crecimiento en los corales, que se necesitan analizar para extraer información sobre temperatura así como las incertidumbres asociadas. Entre las incertidumbres clave está que la temperatura y precipitaciones son difíciles de separar, o representan estaciones específicas en lugar de años completos. En la actualidad existen datos perfeccionados y ampliados a partir del TIE, que incluyen, por ejemplo, mediciones en un mayor número de sitios, análisis perfeccionados de los datos de la temperatura de poro de sedimento y análisis más completos de glaciares, corales y sedimentos. Sin embargo, los datos paleoclimáticos son más escasos que el registro instrumental a partir de 1850 en espacio y tiempo de modo que se emplean métodos estadísticos para calcular promedios mundiales, que también están sujetos a incertidumbres. Los datos actuales están demasiado limitados, por lo que no permiten realizar una evaluación similar de las temperaturas del HS antes del período de datos instrumental. {6.6, 6.7}

Algunos estudios después del TIE indican una mayor variabilidad multicentenaria del HN que la mostrada en el TIE, debido a las representaciones particulares utilizadas y a los métodos estadísticos específicos de procesamiento y/o ajuste para representar temperaturas del pasado. La variabilidad adicional implica condiciones más frías, principalmente del siglo XII al XIV y del XVII al XIX. Estas variabilidades probablemente se relacionan con forzamientos naturales debido a erupciones volcánicas y/o actividad solar. Por ejemplo, las reconstrucciones indican una disminución de la actividad solar y un aumento de la actividad volcánica en el siglo XVII comparada con las condiciones actuales. Una reconstrucción sugiere condiciones un poco más cálidas en el siglo XI que aquellas indicadas en el TIE, pero sin las incertidumbres citadas en el TIE. {6.6}

El registro de CO_2 del núcleo de hielo durante el último milenio muestra una restricción adicional sobre la variabilidad climática natural. Las amplitudes de los cambios de temperatura preindustriales decenales del HN tomadas de reconstrucciones representativas (<1°C) se corresponden ampliamente con el registro de CO_2 del núcleo de hielo y la comprensión de la fuerza del retroefecto del ciclo del carbono-clima. En la Antártida, el CO_2 atmosférico y la temperatura se modificaron conjuntamente durante los últimos 650.000 años. Los datos disponibles sugieren que el CO_2 actúa como amplificador del retroefecto {6.4, 6.6}

Hay pruebas de los cambios en los glaciares en los datos holocénicos, pero se deben a procesos diferentes al retroceso de finales del siglo XX. Los glaciares de varias montañas del HN se retiraron debido al calentamiento regional forzado orbitalmente, que ocurrió hace aproximadamente entre 11.000 y 5.000 años, y eran más pequeños que a finales del siglo XX (o incluso no existían) en épocas anteriores a hace 5.000 años. El actual retroceso casi mundial de los glaciares de montañas no se debe a la misma causa porque la disminución de la insolación de

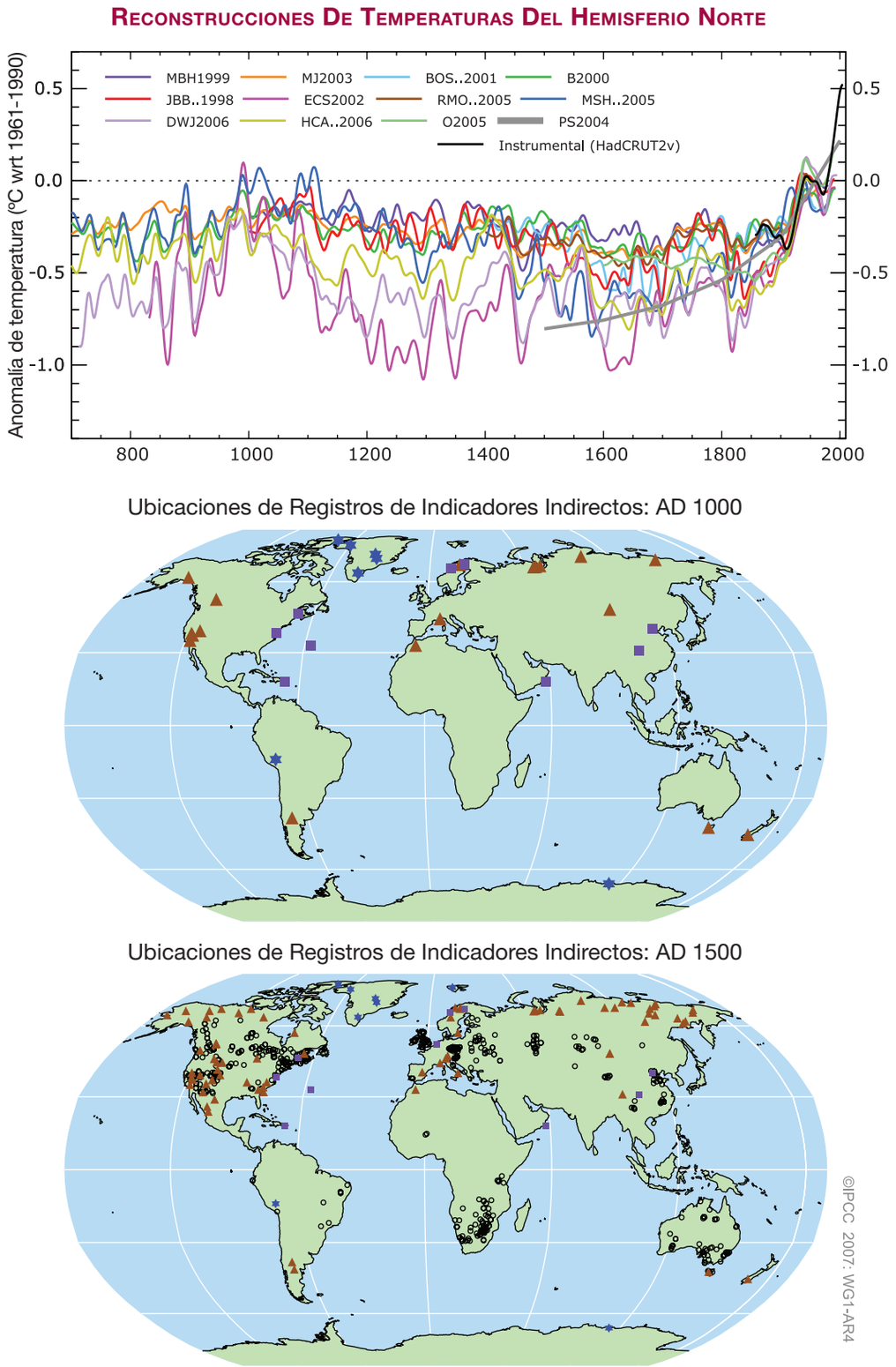


Gráfico RT.20. *(Arriba) Registros de la variación de la temperatura del Hemisferio Norte durante los últimos 1.300 años con 12 reconstrucciones utilizando múltiples registros climáticos de indicadores indirectos mostrados en colores y registros instrumentales mostrados en negro. (Centro y Abajo) Ubicaciones de registros de indicadores indirectos sensibles a la temperatura con datos de AD 1000 y AD 1500 (anillos arbóreos: triángulos carmelitas; perforaciones: círculos negros; testigo de hielo/perforaciones de hielo: estrellas azules; otros registros incluidos registros de baja resolución: cuadrados púrpuras). La fuente de los datos se muestra en la Tabla 6.1, Gráfico 6.10 y éstos se analizan en el Capítulo 6. {Gráficos 6.10 y 6.11}*

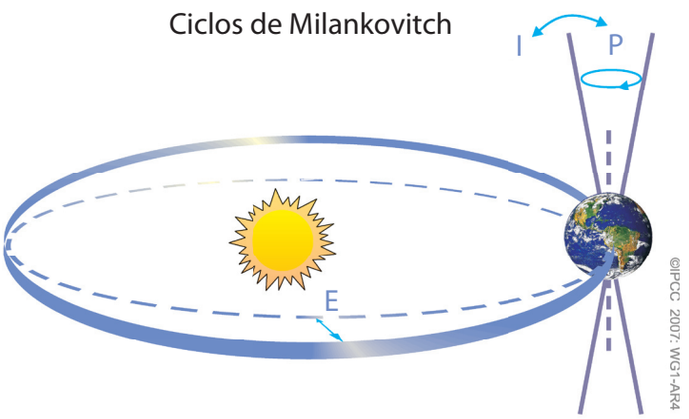
Recuadro RT.6: Forzamiento orbital

Los cálculos astronómicos demuestran que los cambios periódicos en las características de la órbita de la Tierra alrededor del Sol controlan la distribución estacional y latitudinal de la radiación solar incidente en la cima de la atmósfera (de aquí en adelante llamada 'insolación'). Los cambios pasados y futuros de la insolación se pueden calcular durante varios millones de años con un nivel de confianza alto. {6.4}

La precesión se refiere a cambios en el tiempo del año cuando la Tierra está más cercana al Sol, con una cuasi-periodicidad de aproximadamente 19.000 y 23.000 años. Como resultado, los cambios en la posición y duración de las estaciones en la órbita modulan con fuerza la distribución por latitud y estación de la insolación. Los cambios de estación de la insolación son mucho mayores que los cambios medios anuales y pueden alcanzar 60 W m–2 (Recuadro RT.6, Gráfico 1).

La oblicuidad (inclinación) del eje de la Tierra varía entre aproximadamente 22° y 24,5° con dos cuasi-periodicidades vecinas de aproximadamente 41.000 años. Los cambios en la oblicuidad modulan los contrastes de las estaciones así como los cambios de insolación media anual con efectos opuestos en latitudes bajas y altas (y por tanto sin efecto sobre la insolación media mundial) {6.4}.

La excentricidad de la órbita de la Tierra alrededor del Sol tiene mayores cuasi-periodicidades en 400.000 años y aproximadamente 100.000 años. Solamente los cambios de la excentricidad redujeron los impactos sobre la insolación debido a los cambios pequeños resultantes en la distancia entre el Sol y la Tierra. Sin embargo, los cambios en la excentricidad interactúan con los efectos de las estaciones inducidos por la oblicuidad y precesión de equinoccios. Durante períodos de excentricidad baja, tales como hace aproximadamente 400.000 años y durante los próximos 100.000 años, los cambios en la insolación de las estaciones inducidos por la precesión no son tan grandes como los de períodos de excentricidad alta. (Recuadro RT.6, Gráfico 1). {6.4}



Recuadro RT.6, Gráfico 1. *Esquema de los cambios de órbita de la Tierra (ciclos de Milankovitch) que impulsan los ciclos de períodos glaciales. La 'T' denota los cambios en la inclinación (u oblicuidad) del eje de la Tierra, la 'E' denota los cambios en la excentricidad de la órbita y la 'P' denota la precesión, que significa cambios en la dirección de la inclinación del eje en un punto dado de la órbita {PF 6.1, Gráfico 1}*

En la actualidad la teoría de Milankovitch, o teoría 'orbital' de los períodos glaciales está bien desarrollada. Los períodos glaciales se desencadenan generalmente por la mínima en la insolación de verano en latitudes altas del HN, lo que posibilita que las nevadas se mantengan durante el año y por lo tanto, que la nieve se acumule para formar los mantos de hielo glaciares del HN. Igualmente, los períodos con insolación de verano intensa en latitudes altas del HN, determinados por cambios orbitales, se piensa desencadenen deglaciaciones rápidas, cambio climático asociado y aumento del nivel del mar. Estos forzamientos orbitales determinan el ritmo de los cambios climáticos, pero son los procesos fuertes de retroefecto que amplifican los forzamientos orbitales los que determinan las respuestas más amplias. En escalas de tiempo de múltiples milenios, los forzamientos orbitales también ejercen una influencia importante sobre los sistemas climáticos clave de la Tierra tales como los monzones, la circulación oceánica mundial y el contenido de gas de efecto invernadero en la atmósfera. {6.4}

Las pruebas disponibles indican que una tendencia natural de enfriamiento de las condiciones glaciales no mitigará el calentamiento actual. La interpretación de la respuesta de la Tierra a los forzamientos orbitales indica que la Tierra no entrará de manera natural en otro período glacial durante al menos 3.000 años. {6.4, PF 6.1}

verano de los últimos cientos de años en el HN debió de favorecer la formación de glaciares. {6.5}

Los datos paleoclimáticos muestran pruebas de cambios en muchos climas regionales. La fuerza y frecuencia del fenómeno ENSO se modificó en climas del pasado. Existen pruebas de que la fuerza de los monzones asiáticos y la cantidad de precipitaciones puede cambiar abruptamente. El registro paleoclimático

de África septentrional y oriental y de América del Norte indican que las sequías que duran de decenios a siglos son una característica recurrente de los climas de estas regiones, de modo que las sequías recientes en América del Norte y África septentrional no son inauditas. Los conjuntos de datos paleoclimáticos individuales decenales sustentan la existencia de una variabilidad climática regional cuasi-periódica, pero resulta *improbable* que esas señales sean coherentes a escala mundial. {6.5, 6.6}

Pruebas contundentes de datos de sedimentos oceánicos y de modelos vinculan los cambios climáticos abruptos durante el último período glacial y la transición glacial-interglacial, a cambios en la circulación del Océano Atlántico. La interpretación actual propone que la circulación oceánica se puede volver inestable y cambiar con rapidez cuando se cruzan umbrales críticos. Estas situaciones afectaron a las temperaturas en hasta 16°C en Groenlandia e influyeron en las pautas tropicales de lluvia. Estas situaciones se asociaron probablemente con una redistribución del calor entre el HN y el HS en vez de asociarla con cambios en la temperatura media mundial. Tales sucesos no se han observado durante los últimos 8.000 años. {6.4}

Las mejoras de la capacidad de los modelos climáticos actuales para simular condiciones climáticas pasadas fortalecen la confianza en el conocimiento del cambio climático pasado y los cambios en el forzamiento orbital. El Último Máximo Glacial (UMG; la última "era glacial" ocurrió hace aproximadamente hace 21.000 años) y el Holoceno medio (hace 6.000 años) diferían del clima actual no debido a una variabilidad aleatoria, sino debido a la alteración de forzamientos estacionales y mundiales vinculados a diferencias conocidas en la órbita de la Tierra (véase el Recuadro RT.6). Retroefectos biogeoquímicos y biogeofísicos amplificaron la respuesta

El Ártico y El Último Interglacial

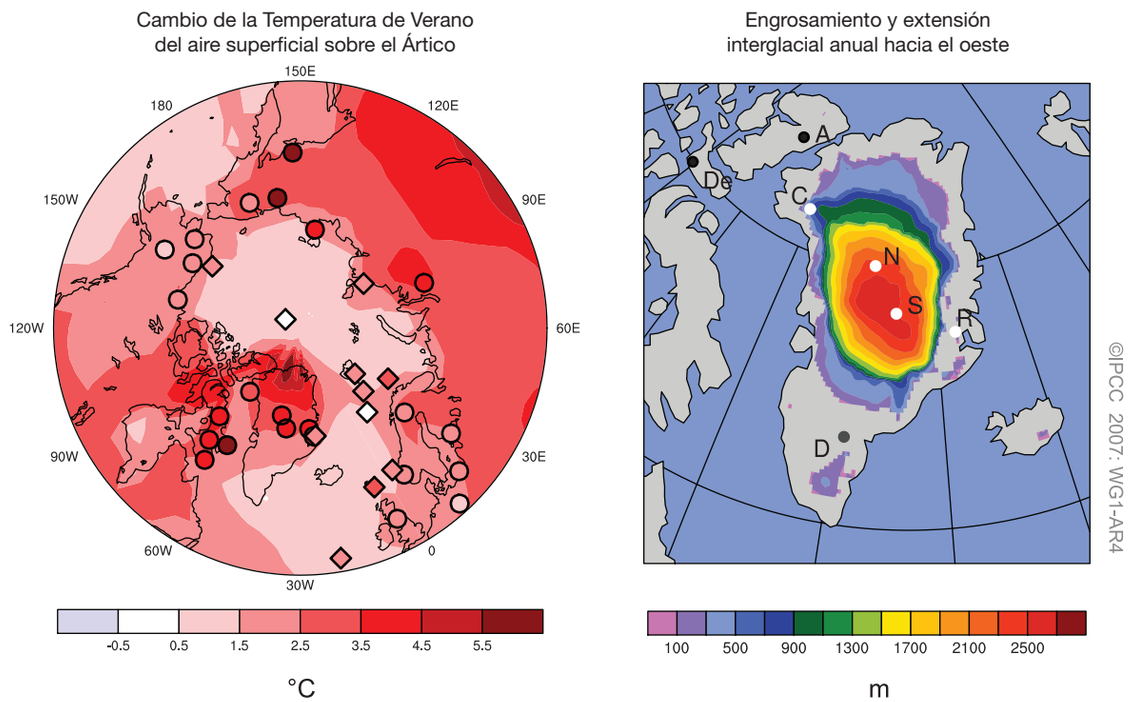


Gráfico RT.21. *El cambio actual de la temperatura de verano del aire superficial sobre el Ártico (izquierda) y engrosamiento y extensión de los glaciares de Groenlandia y del Ártico oriental (derecha) durante el último interglacial, hace aproximadamente 125.000 años, de una síntesis de modelos y representaciones múltiples. (Izquierda) Simulación de multimodelos del calentamiento de verano durante el último interglacial obtenidos de cálculos representativos del calentamiento máximo de verano en sitios terrestres (círculos) y marinos (diamantes). (Derecha) Extensiones y engrosamiento del Manto de Hielo de Groenlandia y Canadá oriental y de glaciares de Islandia en su extensión mínima durante el último interglacial representado como promedio de multimodelos de tres modelos de hielo. Las observaciones del testigo de hielo indican la existencia de hielo durante el último interglacial en lugares distintos (puntos blancos), Renland (R), Proyección del Testigo de Hielo de Groenlandia del Norte (N), Cumbre (S, GRIP y GISP2) y probablemente Camp Century (C), pero la ausencia de hielo en lugares como (puntos negros): Devon (De) y Agassiz (A). Las pruebas de hielo del UIG en Dye-3 (D, punto gris) son ambiguas. {Gráfico 6.6}*

a los forzamientos orbitales. Las comparaciones entre las condiciones simuladas y las reconstruidas en el UMG demuestran que los modelos capturan los rasgos amplios de cambios deducidos de la temperatura y las pautas de las precipitaciones. Durante el Holoceno medio, los modelos climáticos acoplados pueden simular un calentamiento de latitud media y monzones incrementados, con poco cambio en la temperatura media mundial (< 0,4°C), que se corresponde con nuestro conocimiento del forzamiento orbital. {6.2, 6.4, 6.5, 9.3}

Durante el último período interglacial, hace aproximadamente unos 125.000 años, el nivel medio del marera de entre 4 y 6 metros más alto que durante el siglo XX, principalmente debido a la retirada de hielo polar (Gráfico RT.21). Los datos sobre el núcleo de hielo sugieren que la región cumbre de Groenlandia estuvo cubierta por el hielo durante este período, pero las reducciones en la extensión del manto de hielo se expresan en partes del sur de Groenlandia. Los datos sobre el núcleo de hielo también indican que las temperaturas polares promedio en ese período oscilaban entre 3°C a 5°C más cálidas que durante el siglo XX debido a diferencias en la órbita de la Tierra. El manto de hielo de Groenlandia y otros terrenos de hielo ártico probablemente contribuyeron en no más de 4 m al aumento observado del nivel del mar lo que implica que quizás la Antártida también haya contribuido. {6.4}

RT.4 Comprensión y Atribución del Cambio Climático

La atribución evalúa si los cambios observados se corresponden con las respuestas cuantitativas a los diferentes forzamientos obtenidos en modelos bien comprobados, y si no se corresponden con las explicaciones alternativas físicamente posibles. El Primer Informe de Evaluación del IPCC (PIE) presentó pocas pruebas de observación respecto de una influencia climática antropógena perceptible. Seis años después, el Segundo Informe de Evaluación del IPPCC (SIE) concluyó que las pruebas sugerían una influencia humana discernible sobre el clima del siglo XX. El TIE concluyó que 'la mayor parte del calentamiento observado durante los últimos 50 años se debió probablemente al aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero'. La confianza en la evaluación de las contribuciones humanas al reciente cambio climático ha aumentado considerablemente desde el TIE, en parte debido a señales más fuertes obtenidas de registros más extensos y a una gama ampliada y mejorada de observaciones que permiten que la atribución del calentamiento se analice junto con otros cambios en el sistema climático. Se han logrado resolver algunas contradiciones claras en el registro de observaciones (por ejemplo, en el perfil vertical de los cambios de temperatura). Ha habido mejoras en la simulación de muchos aspectos del clima medio actual y su variabilidad en escalas de tiempo de estacionales a interdecenales, aunque persisten algunas incertidumbres (véase el Recuadro RT.7). Los modelos emplean, en la actualidad, representaciones más detalladas de procesos relacionados con aerosol y otros forzamientos. Las simulaciones de cambio climático en el siglo XX han usado muchos más modelos y forzamientos antropogénicos y naturales que los disponibles para el TIE. Los conjuntos multimodelo disponibles incrementan la confianza en los resultados de la atribución al brindar una representación mejorada de la incertidumbre de modelos. Ahora ha surgido, más claramente, una señal antropógenica en los estudios de atribución formales de los aspectos del sistema climático más allá de la temperatura atmosférica a escala mundial, incluidos cambios en el contenido de calor de los océanos en el mundo, tendencias de temperatura a escala continental, temperaturas extremas, circulación y magnitud del hielo marino ártico. {9.1}

RT.4.1 Avances en la atribución de cambios en la temperatura a escala mundial durante el período de instrumental: atmósfera, océano y hielo

El calentamiento antropógenico del sistema climático está generalizado y se puede detectar en observaciones de temperatura tomadas en la superficie, en la atmósfera libre y en los océanos. {3.2, 3.4, 9.4}

Las pruebas del efecto de influencias externas, tanto antropogénicas como naturales, sobre el sistema climático se ha ido acumulando desde el TIE. Mejoras en los modelos y datos, las simulaciones y representaciones mejoradas de los forzamientos de aerosoles y gases de efecto invernadero junto con otras influencias, llevan a tener una confianza mayor en el hecho de que la mayoría de los modelos actuales reproducen una variabilidad forzada en gran escala de la atmósfera en escalas de tiempo decenales e interdecenales. Estos avances confirman que las variaciones climáticas pasadas en grandes escales espaciales, se han visto fuertemente influidas por forzamientos externos. Sin embargo, todavía existen incertidumbres respecto a la magnitud y evolución temporal de las contribuciones calculadas

Recuadro RT.7: Evaluación de los Modelos de Circulación General Atmósfera-Océano

Los modelos de circulación general atmósfera-océano (MCGAO) son la herramienta básica utilizada para entender y hacer la atribución de las variaciones climáticas pasadas, y para las proyecciones futuras. Como no existen perturbaciones históricas al forzamiento radiativo completamente análogas a las perturbaciones inducidas por el ser humano previstas para el Siglo XXI, la confianza en los modelos se debe crear a partir de varios métodos indirectos, descritos debajo. En cada uno de estas áreas ha habido adelantos sustanciales desde el TIE, aumentando la confianza general en los modelos. {8.1}

Se ha logrado un mejor escrutinio y análisis del modelo de conducta gracias a la coordinación de esfuerzos internacionalmente coordinados para recopilar y diseminar el rendimiento de los experimentos de modelos realizados bajo condiciones normales. Esto ha motivado una evaluación más integral y abierta de modelos, abarcando una diversidad de perspectivas. {8.1}

Proyecciones para diferentes escalas y diferentes períodos usando los modelos mundiales del clima. Los modelos climatológicos proyectan el clima para varios decenios o a más largo plazo en el futuro. Como no se está realizando el rastreo ni la previsión de los detalles de los sistemas metereológicos individuales, las condiciones atmosféricas iniciales son mucho menos importantes de lo que resultan para los modelos del pronóstico meteorológico. Para las proyecciones climáticas, los forzamientos tiene una importancia mayor. Estos forzamientos incluyen la cantidad de energía solar que llega a la Tierra, la cantidad de partículas de materia que se encuentran en la atmósfera a raíz de las erupciones volcánicas y las concentraciones de gases antropogénicos y de partículas en la atmósfera. Como el área de interés va de lo mundial, a lo regional y a lo local, o se acorta la escala de tiempo de interés, la amplitud de la variabilidad vinculada al tiempo se incrementa en relación a la señal del cambio climático a largo plazo. Esto dificulta aún más la detección de la señal de cambio climático en escalas menores. Las condiciones en los océanos son igualmente importantes, sobre todo para la escala de tiempo interanual y decenal. {PF 1.2, 9.4, 11.1}

Formulación de modelos. La formulación de los MCGAO se ha desarrollado mediante una resolución espacial mejorada y mejoras en los esquemas numéricos y en la parametrización (por ejemplo, el hielo marino, la capa del límite atmosférico, la mezcla de océanos). En muchos modelos se han incluido otros procesos, incluidos diversos procesos clave importantes para el forzamiento (por ejemplo, los aerosoles ahora se modelan interactivamente en muchos modelos). La mayoría de los modelos mantiene ahora un clima estable sin utilizar ajustes de flujo, aunque se mantienen, en las integraciones de control de MCGAO, algunas tendencias a largo plazo, por ejemplo, debido a procesos lentos en el océano. {8.2, 8.3}

Simulación del clima actual. Como resultado de las mejoras en los modelos de formulaciones, se han producido mejoras en la simulación de muchos aspectos de clima medio actual. Las simulaciones de precipitación, la presión del nivel del mar y la temperatura de la superficie presentan cada uno mejoras en conjunto, pero siguen existiendo deficiencias, especialmente en lo concerniente a las precipitaciones tropicales. Aun cuando se mantienen deficiencias significativas en la simulación de nubes (y en las regeneraciones correspondientes a la sensibilidad climática), algunos modelos han mostrado mejoras en la simulación de ciertos regimenes de nubes (el estratocumulus principalmente marino). La simulación de fenómenos extremos (en especial la temperatura extrema) ha mejorado, pero, en sentido general, los modelos simulan muy poco la precipitación en sus casos más extremos. La simulación de ciclones extratropicales ha mejorado. Algunos modelos utilizados para las proyecciones de los cambios en los ciclones tropicales pueden simular, con éxito, la frecuencia y distribución observadas en ciclones tropicales. Se han logrado simulaciones mejoradas para la estructura de masa de agua, la circulación de retorno longitudinal, y la transferencia de calor del océano. Sin embargo, hay modelos sesgados a la hora de hacer la simulación del océano Antártico, mientras que hay cierto nivel de incertidumbre en la incorporación del modelo de calor oceánico durante los cambios climáticos. {8.3, 8.5, 8.6}

Simulación de modos de variabilidad climática. Los modelos simulan modos dominantes de variabilidad climática extratropical que se parecen a los observados (NAM/SAM, PNA, ODP) pero ellos todavía tienen problemas para representar algunos aspectos. Algunos modelos pueden simular ahora aspectos importantes de ENSO, mientras la simulación de la Oscilación Madden-Julian es aún, en general, poco satisfactoria. {8.4}

Simulación de variaciones climáticas pasadas. Se han dado pasos hacia delante en la simulación de variaciones climáticas pasadas. Independientemente de cualquier atribución que se haga a estos cambios, la habilidad de los modelos climáticos para proporcionar una explicación físicamente consecuente de variaciones climáticas observadas en las diferentes escalas de tiempo, brinda confianza en que los modelos están captando muchos procesos importantes para la evolución de clima del siglo XXI. Los últimos adelantos incluyen el éxito a la hora de crear modelos de cambios observados con un abanico más amplio de variables climáticas durante el siglo XX (por ejemplo, temperaturas superficiales y extremas a escala continental, dimensión del hielo marino, tendencias del contenido oceánico de calor, y precipitación en la tierra). También se ha progresado en la habilidad de crear modelos de muchos de los rasgos generales del pasado, de diferentes estados climáticos como el Holoceno medio y en el UMG mediante modelos idénticos o relacionados con aquéllos utilizados para estudiar el clima actual. La información sobre los factores tratados, considerados condiciones límite, en los cálculos

del paleoclima incluye los estados diferentes del hielo en esos períodos. A partir de las observaciones se han podido prever los modelos climáticos anteriores, así como el aumento de la temperatura mundial debido al incremento de los gases de efecto invernadero, lo que refuerza la confianza en las proyecciones climáticas a corto plazo y para comprender los cambios climáticos previstos. {6.4, 6.5, 8.1, 9.3–9.5}

El clima y la predicción estacional mediante el uso de modelos climáticos. Se han comprobado algunos modelos climáticos para conocer la capacidad de predicción del valor inicial (que ha quedado demostrada), en escalas de tiempo que van desde las de las predicciones meteorológicas (varios días) hasta las de las variaciones estacionales climáticas, siempre y cuando se hayan iniciado con observaciones apropiadas. Aunque la capacidad de predicción de los modelos según este modo de funcionamiento no implica necesariamente que ofrecerán una respuesta correcta a los cambios en los agentes de forzamiento climático, tales como los gases de efecto invernadero, sí incrementan la confianza ya que sí representan adecuadamente algunos procesos y teleconexiones fundamentales del sistema climático. {8.4}

Medidas para el rigor de las proyecciones de los modelos. Por primera vez se ha explorado, mediante el uso de grupos de modelos, la posibilidad de crear las medidas de capacidad de los modelos ("métrica"), sobre la base de los métodos de evaluación anteriores, que se pueden utilizar para reducir la incertidumbre al brindar límites cuantitativos respecto de las proyecciones de modelos climáticos. Aún cuando estos métodos son prometedores, está por establecerse todavía un conjunto de medidas probadas. {8.1, 9.6, 1 0.5}

de forzamientos individuales que no sean los gases de efecto invernadero bien mezclados, debido, por el ejemplo, a incertidumbres en las respuestas del modelo al forzamiento. En la mayoría de los estudios formales de detección y atribución no se han tenido en cuenta algunos forzamientos potencialmente importantes tales como los aerosoles del carbono negro. En los cálculos de variabilidad climática interna natural persisten incertidumbres. Hay diferencias, por ejemplo, entre los cálculos del contenido de calor oceánico en modelos y observaciones, aunque quizás un muestreo pobre de partes del océano mundial pudiera explicar esta diferencia. Además, resulta difícil de calcular la variabilidad interna a partir de los registros de observaciones disponibles, ya que éstos se ven influidos por forzamientos externos, y también porque los registros no son lo suficientemente extensos, en el caso de los datos instrumentales, ni lo suficientemente precisos, en el caso de reconstrucciones de indicadores directos, a la hora de proporcionar descripciones completas de variabilidad en escalas de tiempo decenales o mayores (véase Gráfico RT.22 y Recuadro RT.7). {8.2–8.4, 8.6, 9.2–9.4}

Es *sumamente improbable* (< 5%) que el patrón mundial de calentamiento observado durante la última mitad del siglo pueda explicarse sin un forzamiento externo. Estos cambios tuvieron lugar durante el período de tiempo en el que los factores de forzamiento no antropogénicos (es decir, la suma del forzamiento solar y volcánico) *probablemente* hubiesen producido enfriamiento y no un calentamiento (véase Gráfico RT.23). Los estudios de atribución muestran que es *muy probable* que estos factores de forzamiento natural por sí solos no sean responsables del calentamiento observado (véase Gráfico RT.23). También hay más confianza en que la variabilidad natural interna no puede responder por los cambios observados, debido en parte a estudios mejorados que demuestran que el calentamiento se produjo tanto en los océanos como en la atmósfera, junto a las pérdidas observadas en la masa de hielo. {2.9, 3.2, 5.2, 9.4, 9.5, 9.7}

Es *muy probable* que los incrementos en los gases de efecto invernadero antropogénicos hayan causado la mayoría del incremento observado en las temperaturas mundiales promedio desde mediados del siglo XX. Sin el efecto de enfriamiento de los aerosoles atmosféricos, es *probable* que los gases de efecto invernadero por sí solos hubieran causado un incremento mayor en la temperatura media mundial que el observado en los últimos 50 años. Un factor clave para identificar la huella de los aerosoles, y por consiguiente, la cantidad de enfriamiento que contrarresta el calentamiento del efecto invernadero, es el cambio de temperatura a través del tiempo (véase Gráfico RT.23), así como el contraste del calentamiento hemisférico. La conclusión de que el forzamiento del gas de efecto invernadero ha sido dominante tiene en cuenta las incertidumbres de las observaciones y de los forzamientos, y es resistente al uso de diferentes modelos climáticos, al uso de métodos diferentes para calcular las respuestas a los forzamientos externos, y al uso de técnicas de análisis. También permite la posible explicación de la respuesta al forzamiento solar. {2.9, 6.6, 9.1, 9.2, 9.4}

Se ha detectado un calentamiento ampliamente extendido en las temperaturas oceánicas. En la actualidad, los estudios formales de atribución sugieren que es *probable* que el forzamiento antropogénico haya contribuido al calentamiento observado en varios cientos

Cambio De Temperatura Mundial Y Continental

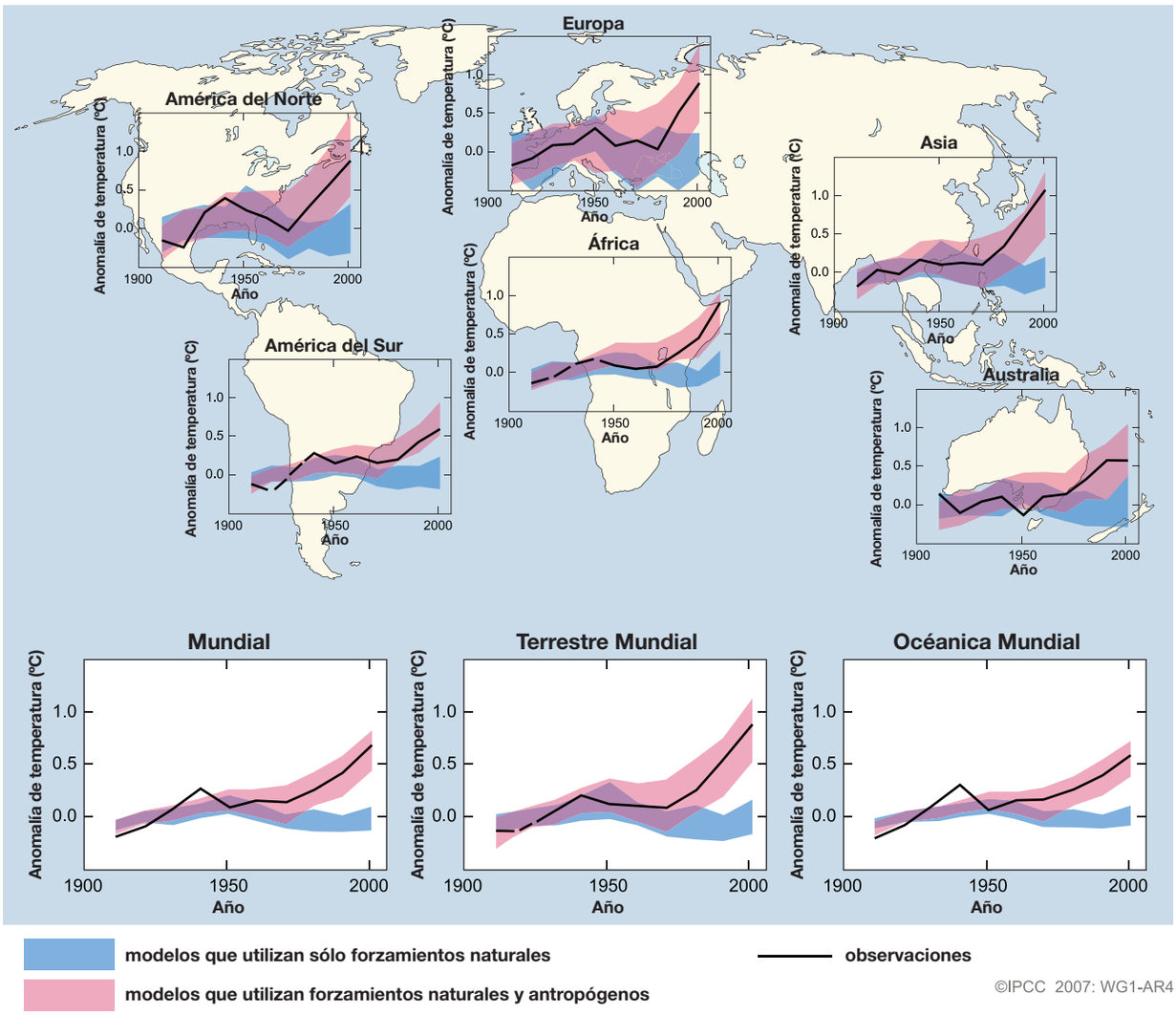


Gráfico RT.22. *Comparación de los cambios en la temperatura superficial observados a escala continental – y mundial – con resultados simulados por modelos climáticos utilizando forzamientos naturales y antropogénicos. Se muestran los promedios de observaciones decenales para el período de 1906 a 2005 (línea negra) ploteado trazados a mediados del decenio y relativo al promedio correspondiente para el período entre 1901 y 1950. Las líneas se interrumpen donde la cobertura espacial es menor al 50%. Las bandas sombreadas en azul muestran un margen entre el 5% y el 95% en 19 simulaciones de 5 modelos climáticos que utilizan sólo forzamientos naturales resultado de la actividad solar y volcánica. Las bandas sombreadas en rojo muestran el margen entre el 5% y el 95% en 58 simulaciones de 14 modelos climáticos que utlizan tanto forzamientos naturales como antropógenos. Las fuentes de datos y los modelos usados se describen en la Sección 9.4, PF 9.2, Tabla 8.1 y en la información adicional para el Capítulo 9 (PF. 9.2, Gráfico 1) se describen los modelos y las fuentes de datos utilizados.*

de metros del nivel superior del océano mundial durante la última mitad del siglo XX. {5.2, 9.5}

Es *probable* que el forzamiento antropogénico haya contribuido a las recientes disminuciones en la extensión del hielo marino ártico. Se espera se produzcan cambios en el hielo marino ártico dado el incremento del calentamiento ártico. Los estudios de atribución y las mejoras en la representación a través de modelos del hielo marino y la transferencia del calor oceánico fortalecen la confianza en esta conclusión. {3.3, 4.4, 8.2, 8.3, 9.5}

Es *muy probable* que la respuesta al forzamiento haya contribuido al aumento del nivel del mar durante la última mitad del siglo XX, pero aún no se comprende bien la variabilidad decenal en el aumento del nivel del mar. Los modelos de cálculos de la contribución de la expansión térmica coinciden con los cálculos basados en observaciones realizadas entre 1961 y 2003, incluso teniendo en cuenta que el balance

del nivel del mar para ese periodo aún no se ha cerrado. El incremento observado en la tasa de pérdida de masa de los glaciares y casquetes de hielo es proporcional al incremento medio de la temperatura mundial, tal como se esperaba cualitativamente a partir de consideraciones físicas (véase Tabla RT.3). Una mayor tasa de incremento del nivel del mar entre 1993 y 2003, por encima del alcanzado entre 1961 y 2003, se podría vincular al creciente forzamiento antropogénico que *probablemente* haya contribuido al calentamiento observado del océano superior y al amplio retroceso glaciar. Por otro lado, los registros de mareógrafos del nivel medio del mar mundial indican que *probablemente* tuvieron lugar altas tasas similares en períodos decenales previos a partir de 1950, lo que implica que la variabilidad natural interna puede ser también un factor en las altas tasas desde 1993 a 2003. La variabilidad decenal observada en los registros de mareógrafos es mayor que la que se puede explicar mediante la variabilidad en cálculos basados en observaciones de la dilatación térmica y en los cambios del hielo terrestre. Además, la variabilidad decenal observada en la dilatación térmica es mayor que la simulada por los modelos para el siglo XX. Así, son inciertas las causas físicas de la variabilidad observada en los registros de mareógrafos. Estos problemas no resueltos relacionados con el cambio del nivel del mar y su variabilidad decenal entre 1961 y 2003 no dejan claro qué proporción de la alta tasa de incremento en el nivel del mar entre 1993 y 2003 se debe a la variabilidad natural interna y cuánto se debe al cambio climático antropogénico. {5.5, 9.5}

Anomalías De Temperatura Superficial Media Mundial

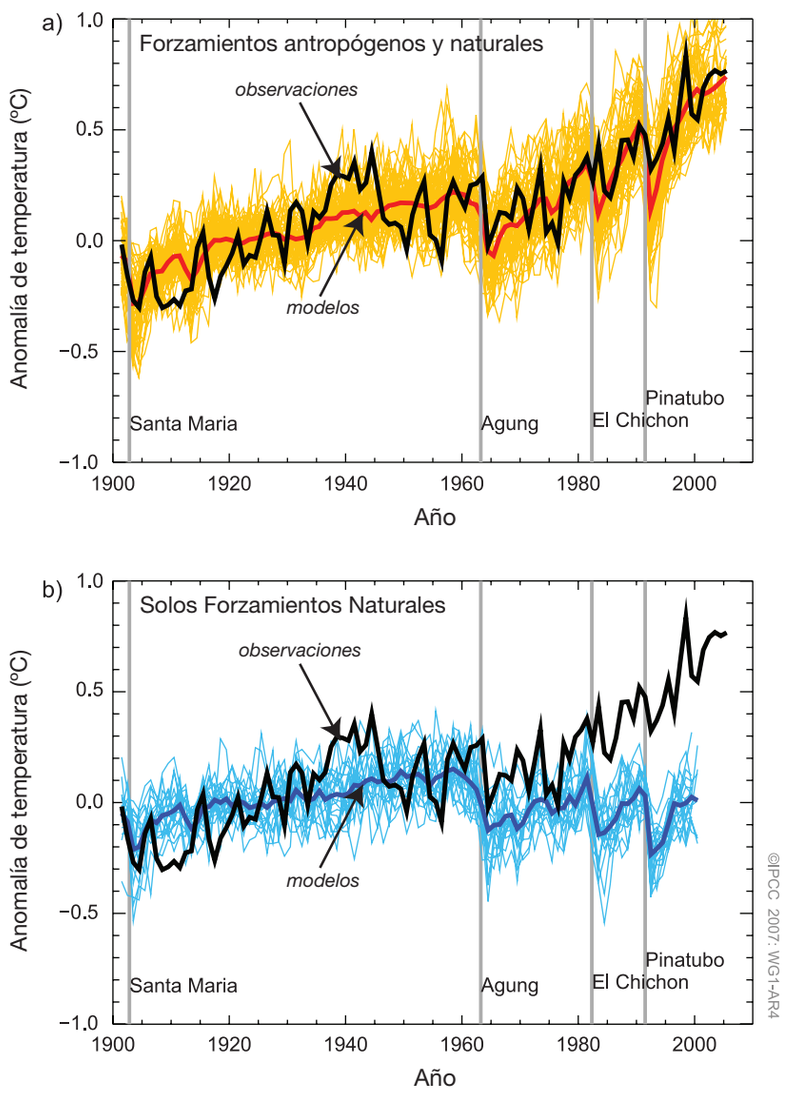


Gráfico RT.23. *(a) Anomalías en la temperatura superficial media mundial relativas al período de 1901 a 1950, según observaciones, (línea negra) y como resultado de simulaciones con forzamientos antropogénicos y naturales. La línea gruesa curva, en rojo, muestra la media del conjunto de varios modelos y la línea curva delgada rojo claro muestra las simulaciones individuales. Las líneas grises verticales indican importantes fenómenos volcánicos. (b) Igual que en (a), sólo que las anomalías simuladas de la temperatura media mundial son solamente para los forzamientos naturales. La curva gruesa azul muestra la media del conjunto multimodelo y la curva azul más clara muestra las simulaciones individuales. Cada simulación fue muestreada para que la cobertura se corresponda con las observaciones. {Gráfico 9.5}*

RT.4.2 Atribución de cambios espaciales y temporales en la temperatura

Es *muy probable* que el patrón observado del calentamiento troposférico y del enfriamiento estratosférico se deba a la influencia del forzamiento antropogénico, principalmente por el aumento de los gases de efecto invernadero y el agotamiento del ozono estratosférico. Nuevos análisis realizados desde TIE muestran que esta pauta se corresponde con un aumento en la altura de la tropopausa que, *probablemente*, se deba a cambios en los gases de efecto de invernadero y en el ozono estratosférico. Persiste una importante incertidumbre en el cálculo de las tendencias de temperatura troposférica, en particular a partir del registro de radiosonda. {3.2, 3.4, 9.4}

Es *probable* que haya habido una contribución antropogénica sustancial a los incrementos de la temperatura superficial promediados por cada continente, exceptuando la Antártida, desde mediados del siglo XX. La Antártida no tiene suficiente cobertura de observaciones para realizar una evaluación. También se ha identificado el calentamiento antropogénico en algunas zonas terrestres subcontinentales. La posibilidad de contar con modelos climáticos acoplados para simular la evolución de la temperatura en cada uno de los seis continentes proporciona pruebas de peso respecto a la influencia humana en el clima mundial, por encima de lo disponible en el TIE. Ningún modelo climático mundial acoplado que sólo haya usado el forzamiento natural ha reproducido la tendencia observada de calentamiento medio mundial o las tendencias de calentamiento medio en los continentes individuales (excepto en la Antártida) durante la segunda mitad del siglo XX. {9.4}

Persisten las dificultades para atribuir los cambios de temperatura a escalas más pequeñas que las continentales y durante escalas de tiempo de menos de 50 años. Los resultados de la atribución en estas escalas, salvo en excepciones limitadas, no se han establecido. Al hacer un promedio entre las regiones más pequeñas se reduce menos la variabilidad que cuando se promedia entre las regiones extensas, lo que hace más difícil distinguir entre los cambios que se pueden derivar de un forzamiento externo y la variabilidad. Además, los cambios de temperatura asociados con algunos modos de variabilidad están pobremente simulados en los modelos de algunas regiones y estaciones. Por otra parte, los detalles a pequeña escala del forzamiento externo y las respuestas simuladas por los modelos son menos creíbles que las características a gran escala. {8.3, 9.4}

Es *probable* que el forzamiento antropogénico haya afectado a las temperaturas superficiales extremas. Muchos indicadores de fenómenos extremos, incluidas las cifras anuales y la mayoría de los valores extremos de días y noches cálidos y fríos, así como las cifras de días con escarcha, muestran cambios que son consecuentes con el calentamiento. Se ha detectado una influencia antropogénica en algunos de estos índices y hay evidencia que el forzamiento antropogénico puede que haya incrementado sustancialmente el riesgo de condiciones de verano sumamente calurosas a nivel regional, tal como las de la ola de calor europea de 2003. {9.4}

RT.4.3 Atribución de cambios en la circulación, precipitación y otras variables climáticas

Es *probable* que las tendencias en los Modos Anulares del HS y del HN de decenios recientes, relativas a las reducciones de la presión del nivel del mar en los polos y a los cambios afines en la circulación atmosférica, estén relacionadas, en parte, con la actividad humana (véase Gráfico RT.24). Los modelos reproducen la señal de la tendencia del NAM, pero la respuesta simulada es menor que la observada. Los modelos que incluyen los cambios de los gases de efecto invernadero y del ozono estratosférico, simulan una tendencia realista en el SAM, y reflejan una influencia humana detectable en la presión del nivel del mar mundial que también se corresponde con la tendencia de enfriamiento observada en el clima de la superficie en zonas de la Antártida. Estos cambios en la circulación hemisférica y su atribución a la actividad humana, implican que los efectos antropogénicos contribuyeron *probablemente* a los cambios en la pautas de circulación y temperatura en latitudes altas y medias, así como a los cambios en las trayectorias de los vientos y tormentas. Sin embargo, los efectos cuantitativos son inciertos porque las respuestas simuladas a los cambios de forzamiento del siglo XX para el HN sólo coinciden cualitativa y no cuantitativamente con las observaciones de estas variables. {3.6, 9.5, 10.3}

Existen algunas pruebas del impacto de las influencias externas sobre el ciclo hidrológico. La pauta observada a gran escala de los cambios en las precipitaciones terrestres durante el siglo XX se corresponde cualitativamente con la simulación, lo cual sugiere una influencia humana.Una tendencia mundial observada de aumentos en la sequía durante la segunda mitad del Siglo XX se reprodujo en un modelo, tomando en cuenta el forzamiento natural y antropógeno. Varios estudios ya han demostrado que un cambio en el uso de la tierra, debido, por ejemplo, a un exceso en el pastoreo y a la conversión de bosques para la agricultura, *probablemente* no representan la

causa primaria de las sequías en el Sahel y Australia. Las comparaciones entre observaciones y modelos sugieren que los cambios en los monzones, la intensidad de las tempestades y las precipitaciones en Sahel están, por lo menos, en parte, relacionados con los cambios observados en la TSM. Se espera que el forzamiento antropógeno afecte los cambios en la TSM mundiales, pero aún no se ha establecido una asociación de la TSM regional con el forzamiento. Los cambios en la precipitación no dependen sólo de la TSM sino también de los cambios en los modelos de TSM espaciales y temporales y los cambios regionales en la circulación atmosférica, lo que hace que la atribución a las influencias humanas resulte difícil. {3.3, 9.5, 10.3, 11.2}

RT.4.4 Estudios paleoclimáticos de atribución

Es *muy probable* que los cambios climáticos de al menos siete siglos antes de 1950, no se produjeran solamente por variabilidad no forzada. La detección y los estudios de atribución indican que es *muy probable* que una fracción sustancial de la variabilidad

Tendencias De La Presión Del Nivel Del Mar De Diciembre A Febrero

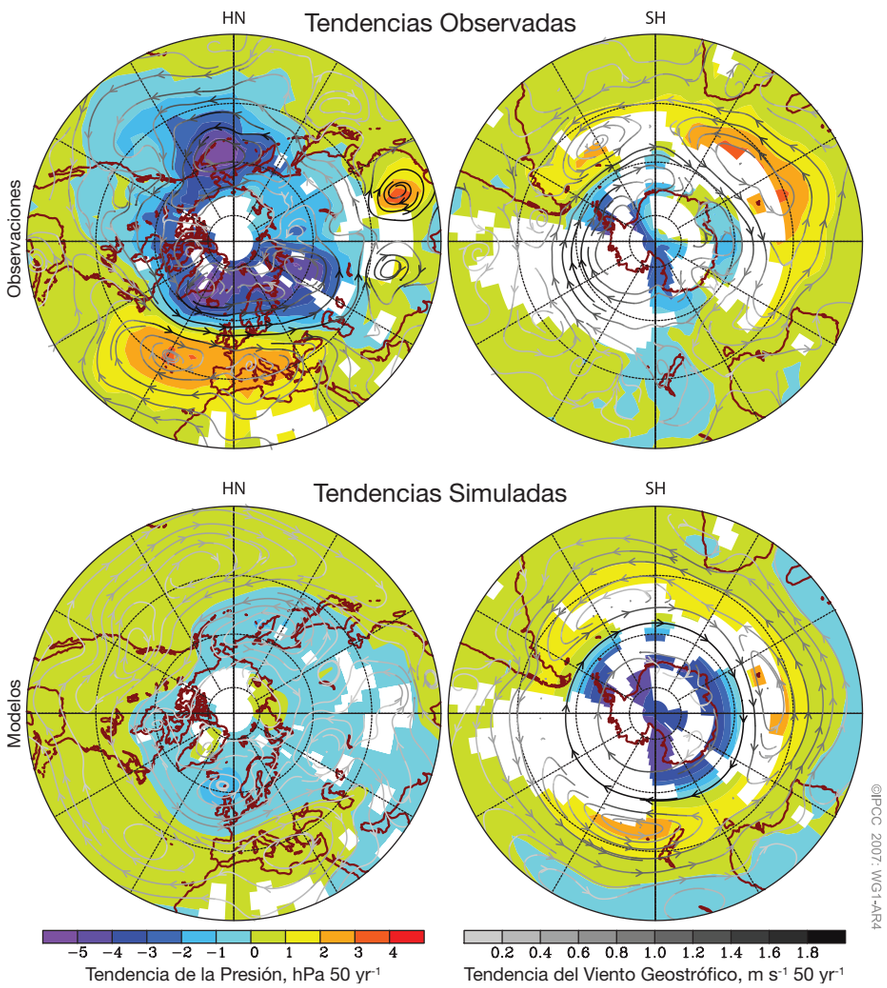


Gráfico RT.24. *Tendencias de la presión del nivel del mar de diciembre a febrero basadas en la media por decenio de 1955 a 2005. (arriba) Tendencias calculadas de un conjunto de datos de observaciones y se muestran sólo las de las regiones donde hay observaciones. (debajo) Tendencias medias simuladas en ocho modelos acoplados en respuesta los cambios de forzamientos naturales y antropogénicos. Las tendencias de simulaciones de modelos sólo se muestran cuando se muestran las tendencias basadas en la observación. Los perfiles no enmascarados indican la dirección de las tendencias en el viento geostrófico que se derivan de las tendencias en la presión del nivel del mar, y el sombreado de los perfiles indica la magnitud del cambio, donde los perfiles más oscuros corresponden a los mayores cambios en el viento geostrófico. El Capítulo 9 y su suplemento describen las fuentes de datos y modelos y la Tabla 8.1 brinda mas detalles de modelos. {Gráfico 9.16}*

de temperatura interdecenal y preindustrial del HN, contenida en las reconstrucciones durante esos siglos, se atribuya al forzamiento natural externo. Este forzamiento incluye enfriamientos episódicos debidos a erupciones volcánicas conocidas, algunas mayores que las del siglo XX (basados en pruebas tales como los testigos del hielo) y a variaciones a largo plazo en la irradiación solar, como la radiación reducida durante el Mínimo de Maunder. Además, es *probable* que los forzamientos antropogénicos hayan contribuido al calentamiento de principios del siglo XX, tal como se evidencia en estos registros. Es *poco probable* que las incertidumbres permitan llegar a un acuerdo falso entre las reconstrucciones de temperatura y las reconstrucciones de los forzamientos pues se derivan de los indicadores independientes. Los datos disponibles son insuficientes para hacer una evaluación similar del HS. {6.6, 9.3}

RT.4.5 Respuesta climática al forzamiento radiativo

La especificación de un rango *probable* y un valor *muy probable* para la sensibilidad climática de equilibrio[8] en el presente informe representa un importante progreso para cuantificar la respuesta del sistema climático al forzamiento radiativo a partir del TIE y un avance en los desafíos al entendimiento que han perdurado por más de 30 años. El índice de la sensibilidad climática de equilibrio – el equilibrio mundial medio del calentamiento previsto si las concentraciones de CO_2 se mantienen al doble de sus valores preindustriales de (aproximadamente 550 ppm) – en el TIE se estableció entre 1,5°C y 4,5°C. Anteriormente, no había sido posible proporcionar un cálculo óptimo ni calcular. La probabilidad de que la sensibilidad climática pudiera estar fuera del margen citado. Se usan varios enfoques en esta evaluación para limitar la sensibilidad climática, incluso el uso de MCGAO, el examen de la evolución de la transición de la temperatura (superficie, aire superior y océano) durante los últimos 150 años y el análisis de la respuesta rápida del sistema climático mundial a los cambios en el forzamiento causado por las erupciones volcánicas (véase Gráfico RT.25). Éstos se complementan con cálculos basados en los estudios del paleoclima, así como en las reconstrucciones del registro de temperatura del HN del último milenio y el UMG. Una gran cantidad de conjuntos de simulaciones en modelos climáticos muestran que la habilidad de los modelos para simular el clima actual tiene valor para limitar la sensibilidad climática. {8.1, 8.6, 9.6, Recuadro 10.2}

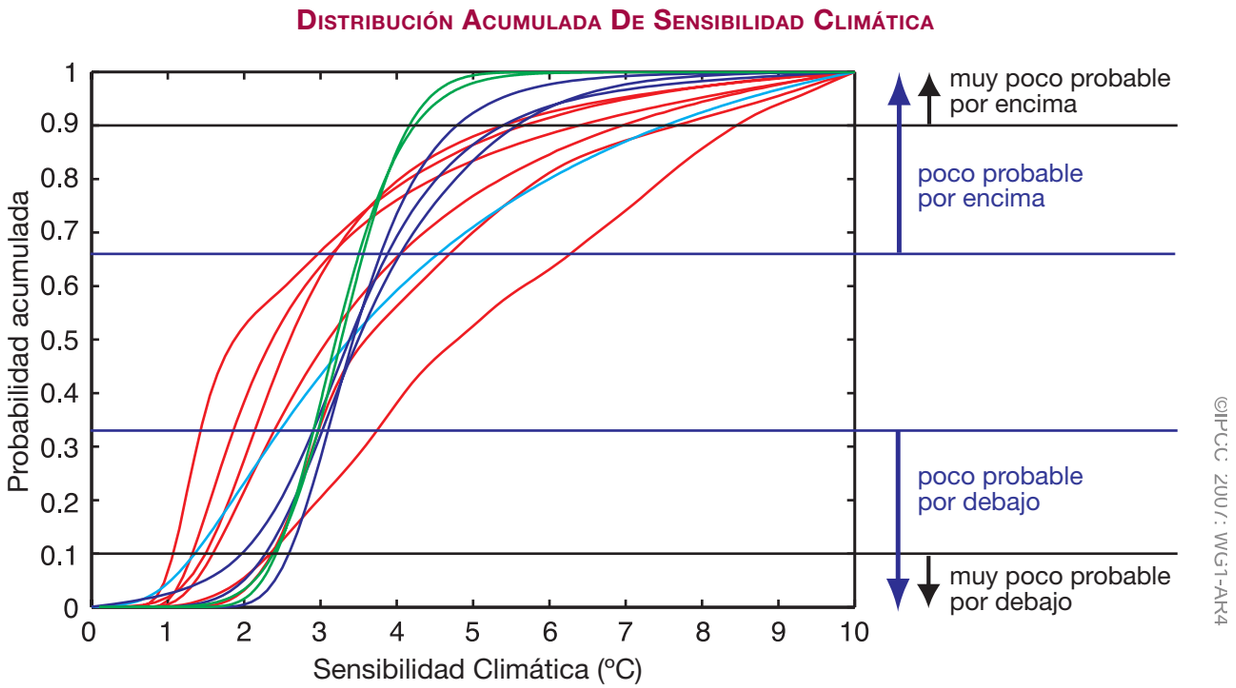


Gráfico RT.25. *Distribuciones acumulativas de sensibilidad climática derivadas del calentamiento observado en el siglo XX (rojo), climatología modelo (azul), evidencia del indicador indirecto (azul verdoso) y sensibilidades climáticas de MCGAO (verde). Las líneas horizontales y las flechas marcan los límites de los cálculos de probabilidad definidas en la Guía de Incertidumbres de la Cuarta Evaluación del IPCC (véase Recuadro RT.1). {Recuadro 10.2, Gráfico 1 y 2}*

[8] Véase el Glosario para una definición detallada de sensibilidad climática.

El análisis de modelos, junto con las limitaciones de las observaciones, sugiere que la sensibilidad climática de equilibrio *probablemente* esté dentro del margen de 2°C a 4,5°C, con un valor en el cálculo óptimo de aproximadamente 3°C. Es *poco probable* que sea menos de 1,5°C. No se pueden excluir valores substancialmente superiores a los 4,5°C, aunque concuerdan menos con las observaciones. Las funciones de densidad de probabilidad derivadas de diferentes informaciones y enfoques generalmente tienden hacia valores altos que exceden los 4,5°C. Los análisis de la evolución climática y del forzamiento durante siglos anteriores y los estudios de conjunto de modelos, no consideran que la sensibilidad climática llegue a los 6°C o más. Un factor para ello es la posibilidad de un pequeño forzamiento radiativo neto durante el siglo XX, siempre y cuando los efectos de enfriamiento indirecto de los aerosoles está en el extremo superior del índice de incertidumbre, eliminando así la mayor parte del forzamiento positivo derivado de los gases de efecto invernadero. Sin embargo, no existe ninguna forma establecida para calcular una función de distribución de probabilidad única a partir de los resultados individuales que tenga en cuenta las diferentes proposiciones de cada estudio. La falta de restricciones fuertes que limiten las altas sensibilidades climáticas evita la especificación de un límite de 95 percentil o un margen *muy probable* para la sensibilidad climática. {Recuadro 10.2}

En la actualidad ha aumentado la confianza en el conocimiento de los procesos climáticos claves, importantes para la sensibilidad climática debido a los análisis mejorados y a las comparaciones entre modelos y observaciones. Los cambios en el vapor de agua dominan los retroefectos de sensibilidad climática y ahora se interpretan mejor. Las nuevas pruebas derivadas de la observación y los modelos favorecen un retroefecto combinado de tasa de vapor de agua[9] – lapso, de aproximadamente la fuerza encontrada en los Modelos de Circulación General (MCG), es decir, aproximadamente de 1 C m^{-2} por grado de aumento de la temperatura mundial, correspondiendo a más de un 50% de ampliación del calentamiento medio mundial. Estos MCG demostraron poder estimular las variaciones de humedad de estacional a interdecenal en la tropósfera superior en la tierra y el océano y simularon con éxito la temperatura superficial y los cambios de humedad observados y asociados a las erupciones volcánicas. Los retroefectos de las nubes (particularmente de las nubes bajas) siguen siendo la fuente más grande de incertidumbre. Se ha demostrado que los retroefectos criosféricos, tales como los cambios en la cubierta de nieve, contribuyen menos a la diseminación, en los cálculos del modelo, de sensibilidad climática, que los retroefectos de nubes o de vapor de agua, pero éstos pueden ser importantes para las respuestas climáticas regionales en latitudes medias y altas. Una nueva comparación entre modelos sugiere que las diferencias en las formulaciones de transferencia radiativa también contribuye al índice. {3.4, 8.6, 9.3, 9.4, 9.6, 10.2, Recuadro 10.2}

La mejor cuantificación de sensibilidad climática permite cálculos óptimos del temperaturas de equilibrio e índices que serían de esperar si las concentraciones de CO_2 se estabilizaran en varios niveles sobre la base de las consideraciones del equilibrio de la energía mundial (véase Tabla RT.5). Al igual que los cálculos de sensibilidad climática, no se puede establecer un límite superior *muy probable*. Se debe hacer a las limitaciones en los conceptos de forzamiento radiativo y sensibilidad climática. Sólo algunos MCGAO alcanzaron el equilibrio con concentraciones elevadas de CO_2, y algunos resultados muestran que los retroefectos climáticos pueden cambiar durante escalas de tiempo prolongadas, arrojando desviaciones sustanciales a partir de cálculos de calentamiento basados en la sensibilidad climática de equilibrio deducido de modelos oceánicos de capa mixta y de cambios climáticos pasados. {10.7}

Desde el TIE, ha mejorado el consenso entre modelos acerca del cambio climático transitorio proyectado. El índice de respuestas al clima transitorio (definido como la temperatura media mundial del aire

Tabla RT.5. *Mejores cálculos, índices probables y límites muy probables de incremento del equilibrio de la temperatura media mundial (°C) para temperaturas preindustriales de diferentes niveles de forzamiento radiativo CO_2-equivalente, como derivado de la sensibilidad climática.*

Equilibrio CO_2-eq (ppm)	Aumento de Temperatura (°C)		
	Mejor Cálculo	*Muy probable* Por encima	*Probable* en el margen
350	1.0	0.5	0.6–1.4
450	2.1	1.0	1.4–3.1
550	2.9	1.5	1.9–4.4
650	3.6	1.8	2.4–5.5
750	4.3	2.1	2.8–6.4
1000	5.5	2.8	3.7–8.3
1200	6.3	3.1	4.2–9.4

[9] La tasa en la que la temperatura del aire decrece por altitud.

de la superficie, promediada durante un período de 20 años y centrada en el momento en que el CO_2 se duplicó en un experimento de aumento del 1% año^{-1}) entre modelos es menor que el margen de sensibilidad climática de equilibrio. Este parámetro se ve ahora más limitado por los conjuntos multimodelo y por las comparaciones con las observaciones; es *muy probable* que sea mayor que 1°C y *muy poco probable* que sea mayor que 3°C. La respuesta climática transitoria está relacionada con la sensibilidad de forma no lineal, y no se manifiestan inmediatamente las sensibilidades altas en respuestas a corto plazo. La respuesta climática transitoria se ve muy afectada por la tasa de incorporación oceánica de calor. Aunque los modelos oceánicos han mejorado, los sesgos en los modelos y los datos limitados sobre temperatura oceánica utilizados para evaluar la incorporación oceánica de calor transitoria afectan a la exactitud de cálculos actuales. {8.3, 8.6, 9.4, 9.6, 10.5}

RT.5 Proyecciones de cambios climáticos futuros

Desde el TIE, se han logrado muchos adelantos importantes en la ciencia de proyecciones del cambio climático. Se ha realizado un esfuerzo sin precedentes para hacer los resultados accesibles a los investigadores que no los tienen a su alcance. Catorce grupos de ejecución modelos de MCGAO, de 10 países diferentes, realizaron un conjunto de experimentos coordinados y estándares usando 23 modelos. La base de datos multimodelo resultante, analizada por cientos de investigadores a nivel mundial, constituye la base de gran parte de la evaluación de los resultados de modelos. Se han obtenido muchos logros a raíz del uso de conjuntos multimiembros a partir de modelos sencillos (por ejemplo, para probar la sensibilidad de la respuesta a las condiciones iniciales) y

Recuadro RT.8: Jerarquía de modelos climáticos mundiales

Se pueden realizar cálculos sobre cambios en la temperatura media mundial y el aumento del nivel del mar debido a la dilatación térmica mediante el uso de Modelos Climáticos Sencillos (MCS). Estos modelos representan el sistema océano-atmósfera como un conjunto de cajas mundiales o hemisféricas y predice la temperatura superficial mundial mediante el uso de una ecuación de equilibrio energético, un valor prescrito de sensibilidad climática y una representación básica de la incorporación oceánica de calor. Este tipo de modelo también se puede acoplar a los modelos simplificados de ciclos biogeoquímicos y permiten una estimación rápida de la respuesta climática a una amplia gama de escenarios de emisión. {8.8, 10.5}

Los Modelos de Sistema Terrestres de Complejidad Intermedia (EMIC, en sus siglas en inglés) incluyen ciertas dinámicas referidas a las circulaciones atmosféricas y oceánicas, o su representación en parámetros y, a menudo, incluyen representaciones de ciclos biogeoquímicos, pero normalmente han reducido la resolución espacial. Estos modelos se pueden usar para investigar el cambio climático a escala continental y los efectos a largo plazo, del acoplamiento entre los componentes del sistema de Tierra que usan conjuntos o bien una gran cantidad de modelos o bien una gran cantidad de sus resultados durante varios siglos. Tanto para los MCS como para los EMIC, resulta factible muestrear detenidamente los espacios de parámetros por ordenador, teniendo en cuenta al mismo tiempo las incertidumbres de los parámetros derivadas del cambio hacia modelos climáticos más abarcadores, las observaciones afines y el uso de criterios de expertos. Por lo tanto, ambos tipos de modelos se avienen a la generación de proyecciones probabilísticas del clima futuro y permiten la comparación de 'una incertidumbre en la respuesta' que se deriva de la incertidumbre en los parámetros de modelos climáticos donde el 'índice de escenarios' proviene del índice de escenarios de emisiones considerado. Se han evaluado los Modelos del Sistema Terrestre de Complejidad Intermedia más profundamente y los ejercicios de comparación cruzada han demostrado que son útiles para estudiar preguntas que involucran grandes escalas de tiempo o conjuntos más grandes de simulaciones. {8.8, 10.5, 10.7}

Los modelos climáticos más integrales son los MCGAO. Incluyen componentes dinámicos que describen procesos atmosféricos, oceánicos y de superficie terrestre, así como los hielos marinos y otros componentes. Se ha avanzado mucho desde el TIE (véase Recuadro RT.7), y hay más de 20 modelos de diferentes centros disponibles para las simulaciones climáticas. Aunque las dinámicas a gran escala de estos modelos son integrales, se sigue parametrizando para representar procesos físicos aún no resueltos tales como la formación de nubes y precipitación, el océano y la formación de masas de agua, etc. La incertidumbre en el proceso de parametrización es la razón primaria por la cual las proyecciones climáticas difieren entre diferentes MCGAO. Aún cuando la resolución de los MCGAO mejora rápidamente, a menudo resulta insuficiente para captar la estructura de la escala de las variables climáticas en muchas regiones. En estos casos, se puede utilizar el rendimiento de los MCGAO para manejar los modelos de zonas (o clima regional) en modelos que combinan la exhaustividad de las representaciones del proceso, comparables con los MCGAO que tienen una resolución espacial muy superior. {8.2}

usando conjuntos multimodelo. Estos dos tipos diferentes de agrupaciones permiten estudios más sólidos acerca del índice de los resultados del modelo y una evaluación más cuantitativa del modelo versus las observaciones. Además, proporcionan nueva información sobre la variabilidad estadística simulada. {8. 1, 8.3, 9.4, 9.5, 10.1}

Desde el TIE, se dispone de varios métodos que proporcionan proyecciones probabilísticas de cambio climático, tanto para fines mundiales como para las descripciones geográficas. El presente informe se centra en estos métodos que incluyen métodos basados en los resultados de conjuntos de MCGAO sin la aplicación formal de las limitaciones de las observaciones así como métodos basados en algoritmos de detección y en grandes conjuntos de . En la actualidad, algunos métodos son los responsables explícitos de importantes fuentes de incertidumbre tales como los retroefectos climáticos, incorporación oceánica de calor, forzamiento radiativo y el ciclo del carbono. Las proyecciones a corto plazo están similarmente limitadas por las observaciones de tendencias recientes. Algunos estudios han sondeado temas adicionales de probabilística, como la probabilidad de cambios futuros en casos extremos, como las olas de calor que podrían ocurrir debido a influencias humanas. Además, después del TIE se lograron adelantos gracias a un abanico más amplio de estudios de cambio climático previsto sobre los retroefectos climáticos del carbono. {8.6, 9.6, 10.1, 10.3, 10.5}

Estos adelantos en la ciencia del modelado del cambio climático brindan una base de probabilidades para identificar proyecciones de cambios climáticos para diferentes escenarios de marcadores IE-EE. Esto contrasta con el TIE, donde no se pudieron brindar, en términos probabilísticos, los índices de los diferentes escenarios marcadores. Como resultado, esta evaluación identifica y cuantifica la diferencia en el carácter entre incertidumbres que surgen durante el modelado del clima y aquéllas que surgen de un desconocimiento previo respecto de las decisiones que afectarán las emisiones de gases de efecto invernadero. La combinación de proyecciones de probabilística daría lugar a una pérdida de información de relevancia política. Por estas razones, en el presente informe no se mezclan las proyecciones de los diferentes escenarios de emisión.

Las simulaciones de modelos usadas en este informe consideran la respuesta del sistema climático físico a toda una gama de posibles condiciones futuras mediante el uso de emisiones ideales o de concentraciones inferidas. Éstos incluyen los experimentos con los gases de efecto invernadero y aerosoles mantenidos constantes en los niveles del año 2000, experimentos donde se duplicaron y cuadruplicaron las concentraciones de CO_2, escenarios IE-EE marcadores de 2000 a 2100, y experimentos con los gases de efecto invernadero y aerosoles mantenidos constantes después del 2100, proporcionando nueva información sobre los aspectos físicos del cambio climático a largo plazo y la estabilización. Los escenarios IE-EE no incluyeron iniciativas climáticas. La evaluación realizada por este Grupo de Trabajo I no contempla la plausibilidad o la probabilidad de cualquier escenario de emisión específico. {10.1, 10.3}

Un nuevo conjunto de datos de varios modelos que usa los Modelos del Sistema de Terrestre de Complejidad Intermedia (EMIC) complementa a los experimentos

Recuadro RT.9: Cambio climático previsto

Si se mantuvieron fijas las concentraciones de gases de efecto invernadero y aerosoles después de un período de cambio, el sistema climático continuaría brindando respuesta debido a la inercia térmica de los océanos y al prolongado tiempo de ajuste. "Calentamiento previsto" se define en este informe como el cambio futuro en la temperatura media mundial si la composición atmosférica y, por tanto el forzamiento radiativo, se mantienen constantes. El cambio asegurado también implica otros aspectos del sistema climático, en particular el nivel del mar. Nótese que mantener constantes las concentraciones de una especie radiativamente activa implicaría que las emisiones continuadas coincidirían con las tasas de eliminaciones naturales, lo que para la mayoría de las especies equivaldría a una gran reducción de las emisiones, aunque los experimentos de modelos correspondientes no se consideren como escenarios de emisiones. {PF 10.3}

La troposfera se ajusta a los cambios en sus condiciones límites durante escalas de tiempo aproximadamente menores a un mes. El océano superior responde en escalas de tiempo que oscilan desde varios años hasta decenios y el océano profundo y los mantos de hielo responden a escalas de tiempo que oscilan desde siglos hasta milenios. Cuando cambia el forzamiento radiativo, las propiedades internas de la atmósfera tienden a ajustarse rápidamente. Sin embargo, como la atmósfera se acopla fuertemente a la capa mixta oceánica que a su vez se acopla a la capa oceánica más profunda, se necesita un tiempo muy largo para que las variables atmosféricas alcancen el equilibrio. Durante los períodos largos en los que el clima de la superficie cambia muy despacio, se puede considerar que la atmósfera está en un estado de cuasi-equilibrio, y el océano absorbe más energía, para que la incorporación oceánica de calor sea una medida importante de cambio climático. {10.7}

realizados por la MCGAO, para extender el límite de tiempo por varios siglos más en el futuro. Esto proporciona un límite más integral de respuestas de modelos en esta evaluación así como nueva información sobre el cambio climático durante escalas de tiempo más prolongadas, cuando se mantienen constantes los gases de efecto invernadero y las concentraciones de aerosol. Algunos MCGAO y EMIC contienen componentes de proyecciones del ciclo de carbono que permiten calcular los efectos probables y las incertidumbres asociadas con los retroefectos del ciclo del carbono. {10.1}

RT.5.1 Interpretación del cambio climático a corto plazo

El conocimiento del sistema climático. junto con las simulaciones de modelos, confirma que cambios pasados en las concentraciones de gases de efecto invernadero llevarán a un calentamiento previsto (véase Recuadro RT.9 para una definición) y a un cambio climático futuro. Los nuevos resultados de modelos para experimentos en los que las concentraciones de todos los agentes de forzamiento se mantuvieron constantes, proporcionan mejores cálculos de los cambios previstos en variables atmosféricas que ocurrirían debido al largo tiempo de respuesta del sistema climático, en particular los océanos. {10.3, 10.7}

En la actualidad, se pueden comparar las proyecciones anteriores del IPCC sobre cambios climáticos futuros y las observaciones recientes, ganando creciente confianza en las proyecciones a corto plazo y la interpretación física subyacente del cambio climático previsto durante decenios. Las proyecciones para el período entre 1990 y 2005 realizadas para el PIE y el SIE hicieron pensar en aumentos de la temperatura media mundial de alrededor de 0,3°C y 0,15°C por decenio, respectivamente[10]. La diferencia entre ambos informes se debió principalmente a la inclusión de aerosoles en los efectos de enfriamiento en el SIE, ya que no había ninguna base cuantitativa para hacerlo en el PIE. Las proyecciones que aparecen en el TIE son similares a las del SIE. Estos resultados son comparables a los valores observados de aproximadamente 0,2°C por decenio, tal como aparece en el Gráfico RT.26, y proporciona una gran confianza en dichas proyecciones a corto plazo. Parte de este calentamiento es el efecto previsto de los cambios en las concentraciones de los gases de efecto invernadero anteriores al momento en que se hicieron las evaluaciones. {1.2, 3.2}

El cambio climático previsto (véase Recuadro RT.9) debido a la composición atmosférica en el año 2000, corresponde a una tendencia de calentamiento de aproximadamente 0,1°C por decenio, durante los próximas dos decenios, ante la ausencia de grandes cambios en el forzamiento volcánico o solar. Se podría prever que se duplicase el calentamiento (0,2°C por decenio) si las emisiones disminuyeran dentro del rango de los escenarios IE-EE marcadores. Este resultado es insensible a la elección de escenarios IE-EE marcadores que no consideran las iniciativas del clima. Para 2050, el índice de calentamiento previsto muestra una sensibilidad limitada a la elección de escenarios IE-EE (de 1,3°C a 1,7°C relativo a 1980–1999) debiéndose al cambio climático previsto si todos los agentes de forzamiento radiativo se estabilizaran en la actualidad. {10.3, 10.5, 10.7}

Se espera que el nivel del mar continúe subiendo durante los próximos decenios. Durante el período entre 2000 y 2020 bajo el escenario IE-EEA1B en el conjunto de CMGAO, la tasa de dilatación térmica se pronostica en $1,3 \pm 0,7$ mm año^{-1} y no es significativamente diferente a la de los escenarios A2 o B1. Estas tasas proyectadas están dentro de la incertidumbre de la parte de dilatación térmica observada para 1993–2003 de $1,6 \pm 0,6$ mm año^{-1}. El ratio de dilatación térmica prevista, causada por una composición atmosférica constante según valores del año 2000, a dilatación térmica total (el ratio de expansión que ocurre después de año 2000 con respecto de la que ocurre antes y después) es mayor que la ratio correspondiente del promedio de temperatura superficial mundial. {10.6, 10.7}

RT.5.2 Proyecciones a gran escala para el siglo XXI

Esta sección abarca los avances alcanzados en las proyecciones climáticas a escala mundial y los procesos que influirán en sus pautas a gran escala en el siglo XXI. En el RT.5.3 se muestra un análisis más específico sobre los cambios a escala regional.

El calentamiento medio mundial de superficie proyectado para finales del siglo XXI (2090–2099) depende del escenario, y el calentamiento real se verá afectado significativamente por las emisiones reales que ocurran. La Tabla RT.6 muestra los calentamientos comparados de 1980 a 1999 para seis escenarios IE-EE[11] y para concentraciones constantes durante el año 2000, dadas como cálculos óptimos e índices probables

[10] Véase el Resumen para Responsables de Políticas del Primer Informe de Evaluación del IPCC y el Resumen Técnico del Segundo Informe de Evaluación del IPCC, Gráfico 18.

[11] Concentraciones aproximadas de CO_2 equivalentes que se corresponden al forzamiento radiativo computarizado debido a los gases de efecto invernadero antropogénicos y aerosoles en 2100 (veáse pág. 823 del TIE) para IE-EE B1, T de A1, B2, A1 B, A2 y A1 FI los escenarios ilustrativos son aproximadamente 600, 700, 800, 850, 1.250 y 1.550 pm respectivamente. La emisión constante a los niveles de 2000 llevaría a una concentración sólo CO_2 sólo de aproximadamente 520 ppm para 2100.

Calentamiento Medio Mundial: Proyecciones De Modelos Comparadas Con Las Observaciones

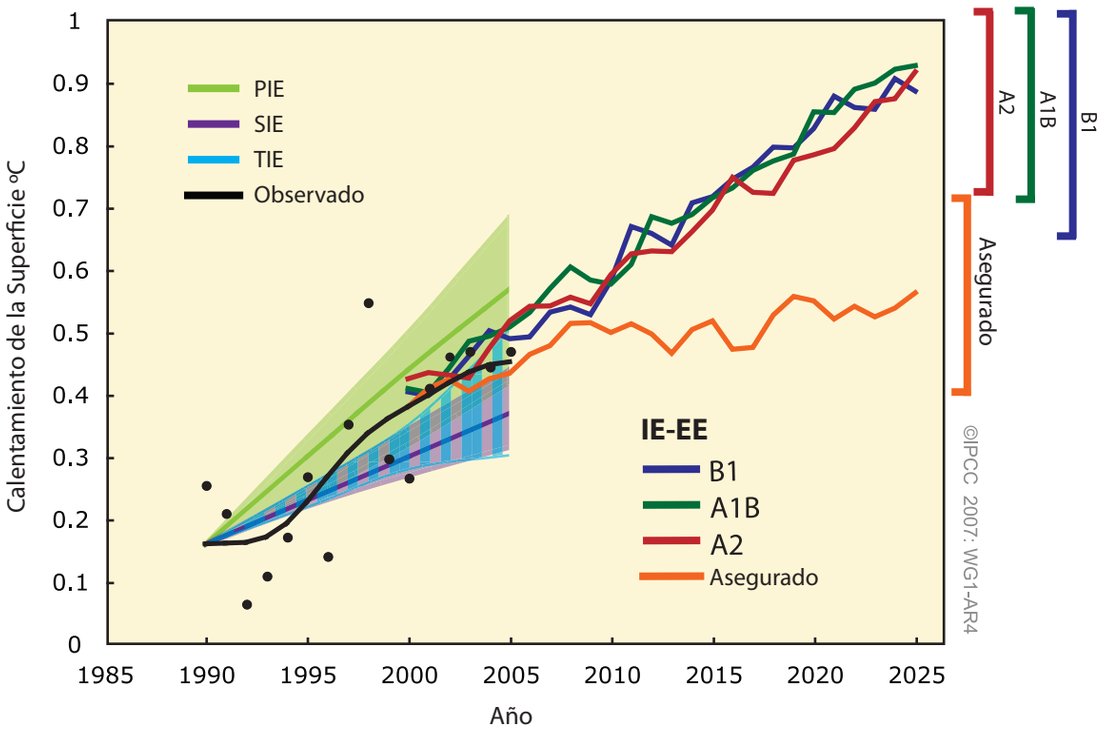


Gráfico RT.26. *Las proyecciones modelos de calentamiento medio mundial comparado con el calentamiento observado. Las anomalías de temperatura observadas, como las que aparecen en el Gráfico RT.6, se representan como valores medios anuales (puntos negros) y valores medios decenales (línea negra). Las tendencias proyectadas y sus rangos del Primer (PIE) y Segundo (SIE) Informes de Evaluación del IPCC aparecen como líneas gruesas en verde y magenta y como zonas sombreadas. Las barras verticales azules muestran el margen proyectado para el TIE. Estas proyecciones se ajustaron para empezar en el valor medio por decenio observado en 1990. Las curvas azules, verdes y rojas con márgenes de incertidumbre indicados contra el eje de la derecha representan la proyección media multimodelo de este informe para los escenarios IE-EE B1, A1B y A2, como aparece en el Gráfico RT.32, para el período 2000 a 2025. La curva anaranjada representa modelos de proyecciones de calentamiento si se mantienen constantes los gases de efecto invernadero y las concentraciones de aerosol para 2000 – es decir, el calentamiento asegurado. {Gráfico 1.1 y 10.4}*

Tabla RT.6. *Calentamiento medio mundial proyectado para la superficie e incremento del nivel del mar a finales del siglo XXI. {10.5, 10.6, Tabla 10.7}*

Caso	Cambio de temperatura (°C a 2090–2099 relativo a 1980–1999)[a]		El aumento del nivel del mar (m a 2090–2099 relativo a 1980–1999)
	Mejor cálculo	Margen *probable*	Margen basado en modelos Se excluyen los cambios rápidos, dinámicos futuros futuros en el flujo de hielo
Concentraciones durante el Año constante 2000[b]	0,6	0,3 – 0,9	NA
Escenario B1	1,8	1,1 – 2,9	0,18 – 0,38
Escenario A1T	2,4	1,4 – 3,8	0,20 – 0,45
Escenario B2	2,4	1,4 – 3,8	0,20 – 0,43
Escenario A1B	2,8	1,7 – 4,4	0,21 – 0,48
Escenario A2	3,4	2,0 – 5,4	0,23 – 0,51
Escenario A1FI	4,0	2,4 – 6,4	0,26 – 0,59

Notas:
[a] Estos cálculos se evalúan a partir de una jerarquía de modelos que abarca un modelo sencillo de clima, varios Modelos de SistemasTerrestres de Complejidad Intermedia (EMIC), y una gran cantidad de Modelos de Circulación General Atmósfera-Océano (MCMAO).
[b] La composición constante para el año 2000 se deriva solamente de MCMAO.

correspondientes. Estos resultados se basan en MCGAO, limitaciones de las observaciones y otros métodos para cuantificar el margen de respuesta de modelos (véase Gráfico RT.27). La combinación de líneas múltiples de pruebas permite asignar verosimilitud a los márgenes resultantes, lo que representa un adelanto importante desde el TIE. {10.5}

Los índices de incertidumbre evaluados son mayores que los que aparecen en el TIE porque abarcan un abanico más completo de modelos y retroefectos del ciclo clima-carbono. El calentamiento tiende a reducir la absorción del CO_2 atmosférico de la tierra y del océano, mientras que aumenta la fracción de emisiones antropogénicas que permanece en la atmósfera. Por ejemplo, para el escenario A2 el retroefecto de CO_2 incrementa el calentamiento mundial medio correspondiente a 2100 en más de 1°C. {7.3, 10.5}

La Tabla RT.6 muestra el aumento medio mundial del nivel del mar proyectado para finales del siglo XXI (2090 a 2099), relativo al período 1980–1999 para los seis escenarios IE-EE marcadores, dado en índices que van desde 5% a 95% basados en la divulgación de los resultados de los modelos. La dilatación térmica

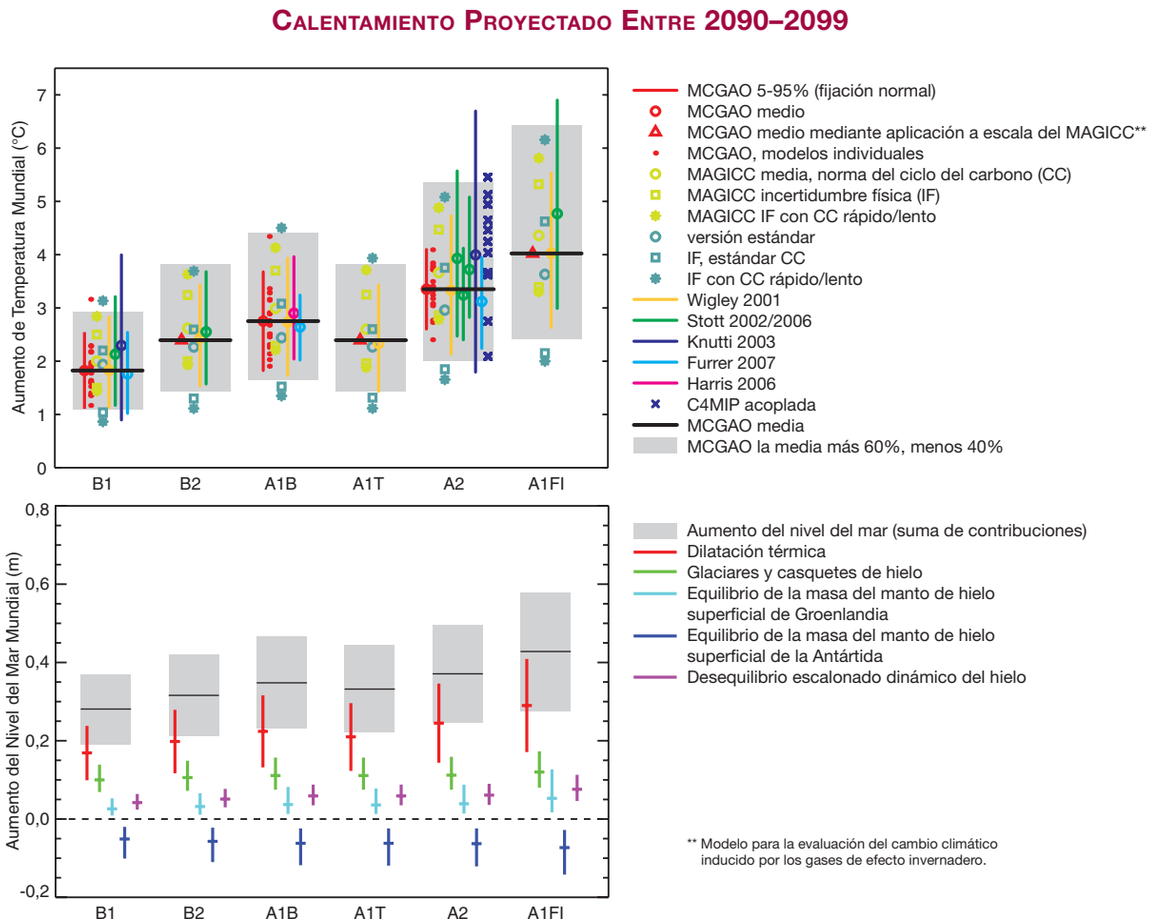


Gráfico RT.27. *(Arriba) Cambio de temperatura media mundial proyectado para 2090 a 2099 con relación al período de 1980 a 1999 para los seis escenarios IE-EE marcadores basados en los resultados de modelos diferentes e independientes. La media de los multimodelos de MCGAO y el margen de la media de menos 40% a más 60% están representados como líneas gruesas negras y barras grises, respectivamente. Se calculan las incertidumbres de ciclo del carbono para el escenario A2 sobre la base de modelos del Proyecto de Intercomparacion de Modelos Climáticos Acoplados de Ciclo del Carbono (C4MIP) (cruces azules oscuras), y para todos los escenarios marcadoress que usan un EMIC (símbolos en azul pálido). Otros símbolos representan estudios individuales (véase Gráfico 10.29 para los detalles de modelos específicos). (Debajo) Aumentos proyectados del nivel del mar mundial medio y sus componentes de 2090 a 2099 (con relación a 1980–1999) para los seis escenarios IE-EE marcadores. Las incertidumbres denotan índices de 5 a 95%, basados en la difusión de los resultados de los modelos, y no incluyen las incertidumbres del ciclo del carbono. Las aportes surgen al escalar los resultados de los MCGAO y los cambios de hielo terrestre debido a cambios en la temperatura (véase Apéndice 10.A para más detalles). Se añaden las contribuciones individuales para mostrar el total del aumento del nivel del mar que no incluye la contribución que se muestra para los desequilibrios dinámicos del manto de hielo, ya que el actual nivel de conocimiento no permite realizar un cálculo mejo. {Gráfico 10.29 y 10.33}*

contribuye entre un 70 a un 75% al cálculo óptimo para cada escenario. El avance a la hora de evaluar la incorporación oceánica de calor y la dilatación térmica logrado después del TIE se materializa en el uso de MCGAO. Esto también ha reducido las proyecciones en comparación con el modelo sencillo usado en TIE. En todos los escenarios IE-EE marcadores, excepto en el B 1, la tasa promedio de aumento del nivel del mar durante el siglo XXI excede muy *probablemente* la tasa media entre 1961–2003 (1,8 ± 0,5 mm año^{-1}). Para un modelo medio, el escenario desplegado para el aumento del nivel del mar es sólo 0,02 m para mediados de siglo, pero a finales de siglo es 0,15 m. Estos márgenes no incluyen las incertidumbres de retroefectos del ciclo del carbono o de procesos de flujo de hielo porque falta una base en la literatura publicada. {10.6, 10.7}

Para cada escenario, el punto medio del índice que aquí se proporciona está dentro del 10% del promedio de los modelos del TIE para 2090–2099 y se debe tener presente que las proyecciones del TIE se hicieron para 2100, mientras que las proyecciones en este informe son para 2090–2099. La incertidumbre en estas proyecciones es menor que la que aparece en el TIE por varias razones: la incertidumbre en modelos de hielo terrestre se supuso independientemente de la incertidumbre en la temperatura y las proyecciones de la expansión; las mejores observaciones de las últimas pérdidas de masa de los glaciares brindan un mejor marco para las observaciones; y el presente informe ofrece las incertidumbres en índices de 5% a 95% , equivalentes a desviaciones estándar de ±1,65, mientras que en el TIE los índices de incertidumbre eran de ±2 desviaciones estándar. Los índices del TIE para las proyecciones del nivel del mar hubiesen sido similares a los de este informe si las incertidumbres se hubiesen tratado de la misma manera. {10.6, 10.7}

Los cambios en la criosfera continuarán afectando al aumento del nivel del mar durante el siglo XXI. Se prevén pérdidas en la masa de los glaciares, en los casquetes de hielo y en el Manto de Hielo de Groenlandia durante el siglo XXI porque será mayor el derretimiento que la cantidad de nieve caída. Los modelos actuales indican que el Manto de Hielo de la Antártida permanecerá demasiado frío, no se derretirá, y puede que gane masa en el futuro a raíz de un incremento en las nevadas, lo que reducirá el aumento del nivel del mar. Sin embargo, los cambios en la dinámica del hielo podrían aumentar las contribuciones de Groenlandia y la Antártida al aumento del nivel del mar en el siglo XXI. Las últimas observaciones de algunos glaciares de descarga en Groenlandia dan fe de un aumento del flujo al eliminarse las plataformas de hielo. Las observaciones realizadas en la zona occidental-central de Groenlandia sobre la variación estacional en la tasa de flujo de hielo y sobre la correlación con la variación de la temperatura de verano, indican que el agua superficial resultante del derretimiento podría unirse a un sistema de desagüe subglaciar que lubricaría el flujo de hielo. Debido a ambos mecanismos, el aumento de la superficie derretida durante el siglo XXI podría causar una aceleración en el flujo y la descarga de hielo, y podría aumentar la contribución al nivel del mar. En algunas zonas de la Antártida occidental, se han producido recientemente aceleraciones grandes de flujo de hielo que pueden ser resultado de una reducción en la plataforma de hielo debido al calentamiento del océano. Aunque esto no se ha atribuido formalmente al cambio climático antropogénico debido a los gases de efecto invernadero, se deduce que los futuros calentamientos podrían causar una pérdida más rápida de masa y un mayor incremento del nivel del mar. No se pueden hacer proyecciones cuantitativas de este efecto con confianza. Según recientes observaciones los aumentos en las proporciones de descarga de hielo de Groenlandia y de la Antártida determinarían un aumento lineal en la temperatura mundial que agregaría de 0,1 a 0,2 m al límite superior de aumento del nivel del mar. El conocimiento de estos efectos resulta muy limitado para poder evaluar su probabilidad o dar un cálculo óptimo. {4.6, 10.6}

Muchas de las pautas mundiales y regionales de temperatura y precipitación que aparecen en las proyecciones del TIE se mantienen en la nueva generación de modelos y en los resultados de conjunto (véase Gráfico RT.28).

La confianza en la solidez de estas pautas aumenta porque han permanecido inalterables y todas las simulaciones de modelos han mejorado (Recuadro RT.7). Esto aumenta la confianza en que estas pautas reflejan las limitaciones físicas básicas del sistema climático según se calienta. {8.3–8.5, 10.3, 11.2–11.9}

El cambio de temperatura proyectado para el siglo XXI es positivo en todas partes. Es mayor en la tierra y en la mayoría de las latitudes altas del HN durante el invierno y los aumentos van desde las costas hacia el interior de los continentes. En otras zonas geográficamente similares, el calentamiento es típicamente mayor en las regiones áridas que en las regiones húmedas. {10.3, 11.2–11.9}

Sin embargo, el calentamiento es menor en los océanos meridionales y en partes del Océano Atlántico Norte. Se prevé el aumento de las temperaturas, incluso en el Atlántico Norte y Europa, a pesar de una disminución proyectada de la Circulación de Retorno

Longitudinal (CRL) en la mayoría de los modelos, debida a una mayor influencia del aumento de los gases de efecto invernadero. El modelo proyectado de cambio de temperatura media de la atmósfera por zonas, despliega un calentamiento máximo en la troposfera tropical superior y un enfriamiento en la estratosfera. Se prevé un aumento del calentamiento medio oceánico por zonas, primero cerca de la superficie y en las latitudes medias septentrionales, y después alcanzando gradualmente el océano interior, de un modo más evidente en latitudes altas donde la mezcla vertical es mayor. El patrón de cambio proyectado es muy similar en los casos de final de siglo, independiente del escenario. Los campos promediados por zonas y normalizados por el calentamiento medio son muy similares en los escenarios examinados (véase Gráfico RT.28). {10.3}

Es *muy probable* que la Circulación de Retorno Longitudinal (CRL) del Atlántico se haga más lenta durante el transcurso del siglo XXI. La reducción media del multimodelo para 2100 es del 25% (índice desde cero a aproximadamente 50%) para los escenarios de emisión IE-EE A1B. e prevén aumentos en las temperaturas en la región del Atlántico a pesar de estos cambios, debido a un calentamiento mayor asociado con los aumentos proyectados de gases de efecto invernadero. La reducción proyectada de la CRM del Atlántico se debe a los efectos combinados de un aumento en las temperaturas y las precipitaciones en latitudes altas que reducen la densidad de las aguas superficiales en el Atlántico Norte. Esto podría llevar a una reducción significativa en la formación del Agua del Mar de Labrador. Muy pocos estudios de MCGAO incluyen el impacto del agua dulce adicional resultante del derretimiento del manto de hielo de Groenlandia, pero los que lo han hecho no sugieren que esto llevará al cierre completo de la CRL. En conjunto, es *muy probable* que la CRL se reduzca, pero es muy improbable que padezca una gran transición abrupta durante el curso del siglo XXI. Los cambios a largo plazo en la CRL no pueden evaluarse con confianza. {8.7, 10.3}

Proyecciones De Temperaturas Superficiales

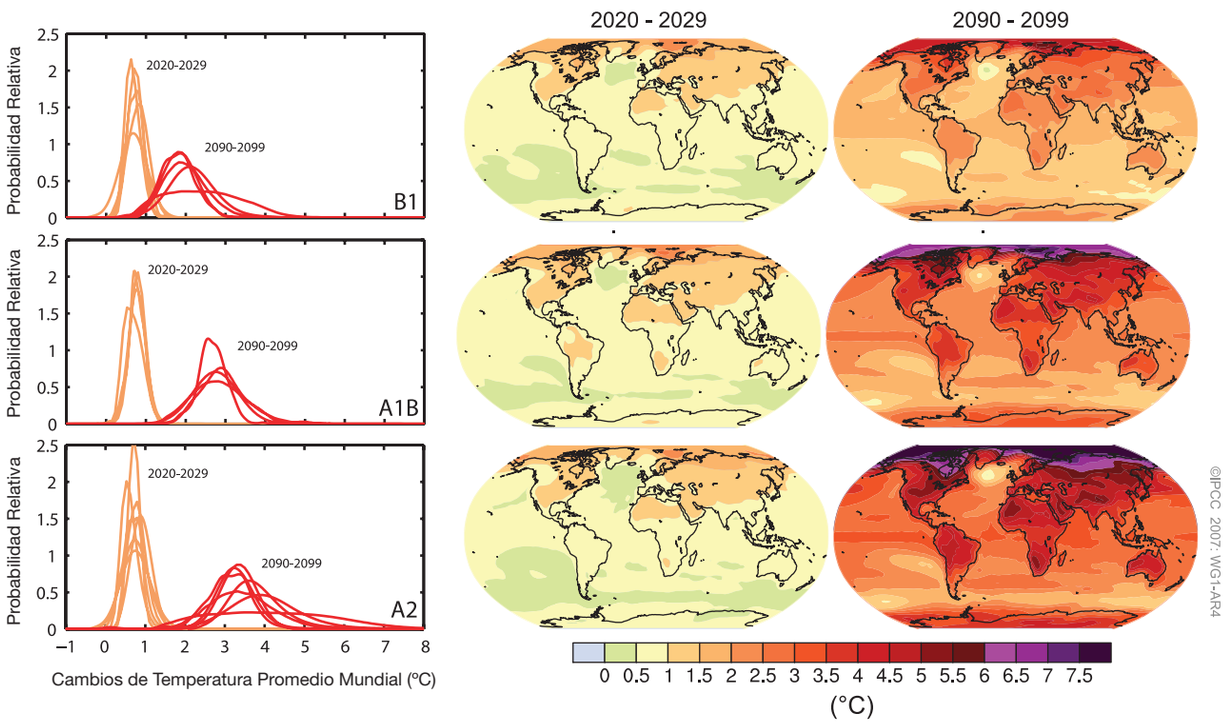


Gráfico RT.28. *Cambios de temperatura superficial proyectados para inicios y finales del siglo XXI relativos al periodo 1980–1999. Los paneles centrales y a la derecha muestran las proyecciones medias de multimodelos MCGAO para la media por decenios de los escenarios IE-EE B1 (arriba) A1B (medio) y A2 (debajo) de 2020 a 2029 (centro) y de 2090 a 2099 (derecha). El panel de la izquierda corresponde a las incertidumbres respecto a las probabilidades relativas de calentamiento mundial medio a partir de diferentes estudios MCGAO y de EMIC para los mismos períodos. Algunos estudios actuales presentan resultados sólo para un subconjunto de escenarios IE-EE, o para varias versiones de modelos. Por consiguiente, la diferencia en el número de curvas, mostrada en los paneles de la izquierda, sólo se debe a las diferencias en la disponibilidad de resultados. {Adaptado de los Gráficos 10.8 y 10.28}*

Los modelos indican que el aumento del nivel del mar durante el siglo XXI no será geográficamente uniforme. En el escenario A1B para el período entre 2070 y 2099, los MCGAO muestran una desviación estándar espacial media de 0,08 m, aproximadamente el 25% del cálculo central del aumento del nivel del mar medio mundial. Las pautas geográficas de cambios futuros del nivel del mar se derivan principalmente de los cambios en la distribución térmica y en la salinidad en el océano y los cambios consecuentes en la circulación oceánica. Las pautas proyectadas indican más similitud en los modelos que las analizadas en el TIE. Los rasgos comunes son un aumento del nivel de mar menor que el aumento medio del nivel del mar en el Océano Austral, mayor que el aumento promedio del nivel del mar en el Ártico y una franja estrecha de un aumento pronunciado del nivel del mar que se extiende por el Atlántico meridional y el Océano Índico. {10.6}

Se cuantifican mejor las proyecciones de cambios en extremos tales como la frecuencia de olas de calor que en el TIE, debido a modelos mejorados y a una mejor evaluación del alcance del modelo basada en conjuntos multimodelo. El TIE llegó a la conclusión de que existía un riesgo de aumento en las temperaturas extremas, con más episodios de calor extremo en un clima futuro. Este resultado ha sido confirmado y se ha difundido en los estudios más recientes. Se proyectan aumentos futuros en las temperaturas extremas que seguirán a los aumentos en la temperatura media en la mayoría del mundo excepto donde cambian las propiedades de la superficie (por ejemplo, capa de nieve o humedad de la tierra). Un análisis multimodelo, basado en las simulaciones de 14 modelos para tres escenarios, investigó los cambios en temperaturas extremas estacionales (DEF y JJA) donde "extrema" se define por encima del percentil 95 de la distribución de temperatura, simulada anteriormente durante el siglo XX. A finales del siglo XXI, la probabilidad proyectada de estaciones calurosas extremas sobrepasa el 90% en muchas zonas tropicales y alcanza cerca del 40% en otras zonas. Varios estudios recientes trataron los posibles cambios futuros en las olas de calor y determinaron que, en un clima futuro, se esperan olas de calor más intensas, de mayor duración y más frecuentes. Basándose en un conjunto multimodelo de ocho miembros, se simula que las olas de calor aumentan en la última mitad del siglo XXI y se proyecta que incrementen a nivel mundial y en la mayoría de las regiones. {8.5, 10.3}

Para un clima futuro más cálido, los modelos prevén una disminución de entre un 50 y un 100% de la frecuencia de erupciones de aire frío en comparación con la presente en los inviernos del HN en la mayoría de las zonas. Los resultados de un conjunto multimodelo de nueve miembros muestran disminuciones simuladas en días de escarcha durante el siglo XX y continúan a escala mundial en el siglo XXI y en la mayoría de las regiones. Se establece una relación entre el aumento del tiempo estacional y los días helados y se proyecta que aumente en los climas futuros. {10.3, PF 10.1}

Se prevé que la cobertura de nieve disminuya. Se prevén aumentos en la profundidad del derretimiento en la mayoría de las regiones de permafrost. {10.3}

En diferentes escenarios (IE-EE A1B, A2 y B1), se prevé que grandes partes del Océano Ártico ya no tengan un manto de hielo que dure todo el año a finales del siglo XXI. El hielo del mar Ártico responde sensiblemente al calentamiento. Si bien los cambios proyectados en la extensión del hielo marino son moderados, se proyecta que el hielo marino de finales del verano desaparezca casi completamente para finales del siglo XXI en virtud del escenario A2 en algunos modelos. La reducción se acelera por un número de retroefectos positivos en el sistema climático. El retroefecto hielo albedo permite que el agua del océano reciba más calor del sol durante el verano, se reduce el efecto aislador del hielo marino y el incremento en la transportación térmica al Ártico reduce aún más la capa de hielo. Las simulaciones de modelos indican que el aumento de hielo marino de finales del verano decrece sustancialmente y generalmente se desarrolla durante la misma escala de tiempo que el calentamiento mundial. También se proyecta que la extensión de hielo antártico disminuya durante el siglo XXI. {8.6, 10.3, Cuadro 10.1}

Se prevé que la presión del nivel del mar aumentará en las regiones subtropicales y en las latitudes medias y disminuirá en las latitudes altas asociadas con una expansión de la Circulación Hadley y los cambios del modo anular (NAM/NAO y SAM, ver Recuadro RT.2). Muchos modelos proyectan una tendencia positiva en el NAM/NAO así como el índice del SAM. La magnitud del aumento proyectado es generalmente mayor para el SAM y existe una considerable cobertura entre los modelos. Como resultado de estos cambios, se proyectan trayectorias de tormentas que se mueven hacia el polo, con los consecuentes cambios en el viento, las precipitaciones y las pautas de temperatura fuera de los trópicos, continuando la pauta extendida de tendencias observadas durante la última mitad del siglo. Algunos estudios indican una disminución de los ciclones en regiones de latitud media. Hay también indicios de cambios en la altura extrema de las olas asociados al cambio de las trayectorias de ciclones y a la circulación. {3.6, 10.3}

En la mayoría de los modelos, las TSM centrales y orientales ecuatoriales son más cálidas que las del

Pacífico ecuatorial occidental, con un cambio medio correspondiente hacia el este en precipitación. Se prevé que continúe la variabilidad interanual ENSO en todos los modelos, aunque los cambios difieren de un modelo a otro. Las grandes diferencias en los cambios proyectados en la amplitud de El Niño y la variabilidad inherente en una escala de tiempo de siglos, de El Niño en los modelos, descarta una proyección definitiva de tendencias en la variabilidad de ENSO. {10.3}

Los estudios recientes con modelos mundiales mejorados, con un índice de resolución de aproximadamente 100 a 20 km, indican cambios futuros en la cantidad e intensidad de los ciclones tropicales futuros (tifones y huracanes). Una síntesis de los resultados de los modelos hasta la fecha indica, para un clima futuro más cálido, un aumento de la intensidad máxima del viento y un incremento de la intensidad de las precipitaciones media y máxima en los ciclones tropicales futuros, con la posibilidad de una disminución en el número de huracanes relativamente débiles y el aumento de la cantidad de huracanes intensos. Sin embargo, se prevé que la cantidad total de ciclones tropicales disminuya a nivel mundial. El aumento en la proporción de huracanes muy intensos observado claramente desde 1970 en algunas regiones va en la misma dirección, pero es mucho mayor que lo proyectado por los modelos teóricos. {10.3, 8.5, 3.8}

Desde el TIE, se comprenden mejor las pautas de precipitación proyectadas. Es *muy probable* que aumenten las precipitaciones en las latitudes altas y disminuyan en la mayoría de las regiones terrestres subtropicales (hasta casi el 20% en el escenario A1B para 2100). Se prevé que la media de precipitaciones aumente en 50° hacia el polo, debido al incremento del vapor de agua en la atmósfera y al aumento resultante en el transporte de vapor desde latitudes más bajas. Si se va hacia el Ecuador, hay una transición hacia una disminución en las precipitaciones en las zonas subtropicales (latitud 20°–40°). Debido a un incremento en el transporte de vapor de agua fuera de los subtrópicos y a una expansión hacia los polos de los sistemas subtropicales de alta presión, la tendencia a la sequía es mayor en los márgenes de latitudes altas de los subtrópicos (ver Gráfico RT.30). {8.3, 10.3, 11.2–11.9}

Los modelos indican que el aumento de los cambios en la cantidad de precipitación media, incluso donde son sólidos, superará a la variabilidad normal más lentamente que la señal de temperatura. {10.3, 11.1}

Las investigaciones disponibles indican una tendencia hacia un aumento de precipitación diaria acusada en muchas regiones, incluidas algunas en las que se proyecta disminuya la media de lluvia. En estos últimos casos, la disminución de la lluvia es a menudo atribuible a una reducción en el número de días de lluvia en lugar de a la intensidad de la lluvia. {11.2–11.9}

RT.5.3 Proyecciones a escala regional

En cada una de las regiones continentales, el calentamiento proyectado de 2000 a 2050 resultante de escenarios de emisiones IE-EE es mayor que le promedio mundial y mayor que el calentamiento observado durante el último siglo. El calentamiento proyectado para lo próximos decenios del siglos XXI,

Recuadro RT.10. Reducción de escala regional

La simulación de climas regionales ha mejorado en los MCGAO y, por tanto, en los modelos regionales climáticos y en las técnicas empíricas de redimensionamiento. Las metodologías dinámicas y empíricas de reducción de escala muestran mejoras en la capacidad de simular las características locales de los climas actuales, cuando se usa como fuente de información el estado observado de la atmósfera a escalas resueltas por los MCGAO actuales. La disponibilidad de redimensionamiento y otros estudios regionales sigue siendo desigual desde el punto de vista geográfico, causando irregularidades en las evaluaciones que puedan proporcionarse, particularmente, en los fenómenos meteorológicos extremos. Los estudios de reducción de escala demuestran que ese cambio en las precipitaciones locales puede variar significativamente de aquéllos previstos en el patrón de respuesta hidrológica de gran escala, particularmente en las zonas de topografía compleja. {11.10}

Persisten fuentes importantes de incertidumbre que limitan la capacidad de proyectar el cambio climático regional. Mientras que las respuestas hidrológicas son relativamente sólidas en ciertas regiones importantes subpolares y subtropicales, existen incertidumbres en la ubicación precisa de estos límites de incremento y disminución de las precipitaciones. Existen algunos procesos climáticos importantes que tienen un efecto significativo en el clima regional, pero para los que la respuesta de cambio climático todavía no se conoce con exactitud. Éstos incluyen los ENSO, NAO, el bloqueo atmosférico, la circulación termohalina y los cambios en la distribución de los ciclones tropicales. Para esas regiones que tienen fuertes controles topográficos en sus modelos climáticos, la información del cambio climático es a menudo insuficiente para la resolución espacial de la topografía. En algunas regiones ha habido sólo investigación muy limitada sobre los fenómenos meteorológicos extremos. Además, las señales del cambio de clima proyectado pueden compararse a una variabilidad interna mayor en escalas espaciales y temporales más pequeñas. (Recuadro 11.1, 11.2–11.9}

Anomalías De Temperatura Superficial Continental: Observaciones Y Proyecciones

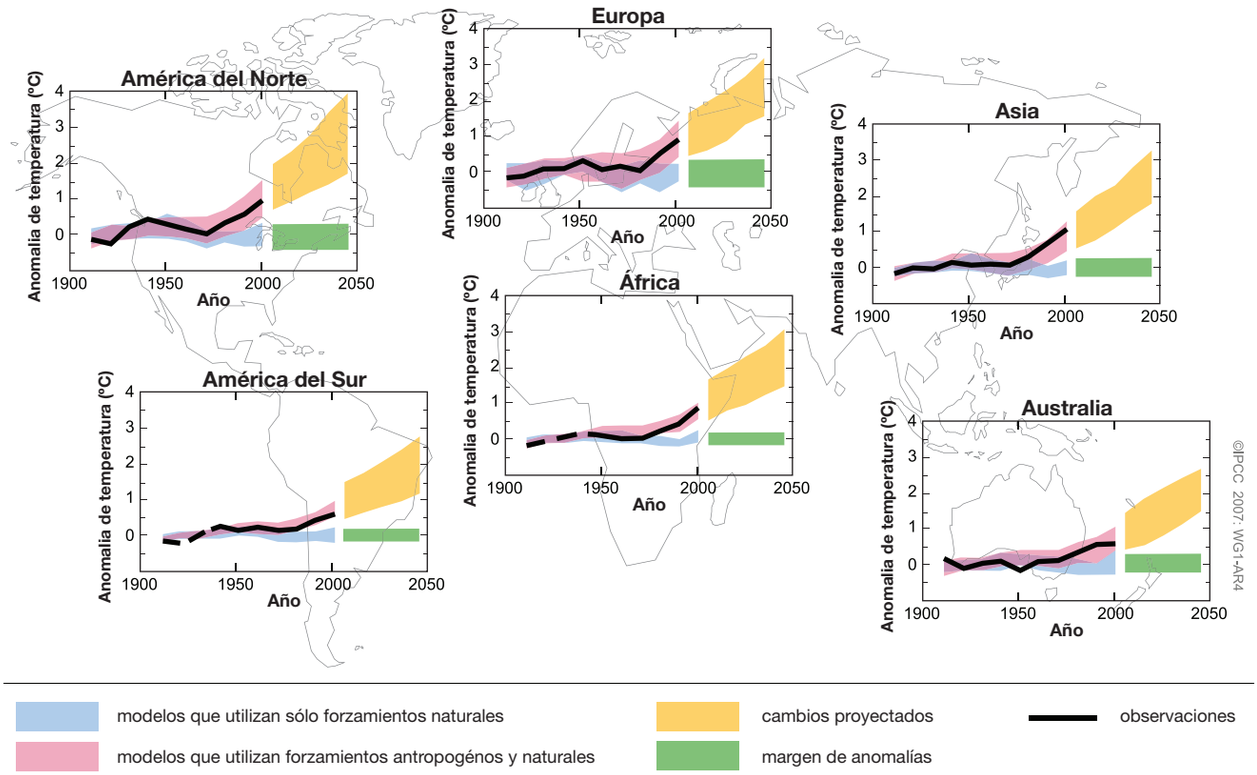


Gráfico RT.29. *Anomalías medias en la temperatura de superficie continentales por decenios (°C) en observaciones y simulaciones para el período de 1906 a 2005 y en las proyecciones de 2001 a 2050. Las anomalías se calculan a partir del promedio de 1901 hasta 1950. Las líneas negras representan las observaciones y las bandas rosadas y azules muestran las anomalías de temperatura media simuladas como en el Gráfico RT.22 durante el siglo XX (es decir, el rosado incluye forzamientos antropogénicos y naturales y el azul incluye sólo forzamientos naturales). El sombreado amarillo representa el margen de percentil de 5 a 95 de cambios proyectados según escenarios de emisiones IE-EE A1B. La barra verde denota el margen de percentil 5 a 95 de las anomalías medias de las simulaciones del siglo XX con sólo forzamientos naturales (es decir, una medida de la variabilidad natural por decenio). Para la parte observada de estos gráficos, los promedios por decenio se centran en los límites de decenios del calendario (es decir, el último punto es 2000 con respecto a 1996 a 2005), mientras que para el período futuro se centran en los puntos medios decenales del calendario (es decir, el primer punto es 2005 con respecto a 2001 a 2010). Para crear los índices se consideran todas las simulaciones del conjunto de modelos involucrado como ejecuciones independientes de la posible evolución climática según los forzamientos aplicados, lo que implica 58 simulaciones de 14 modelos para la curva roja, 19 simulaciones de 5 modelos (un subconjunto de los 14) para la curva azul y barra verde, y 47 simulaciones de 18 modelos para la curva amarilla. {PF 9.2.1, Gráfico 1 y Recuadro 11.1, Gráfico 1}*

si se saca la media de modo individual entre todos los continentes, excederá en gran medida la variabilidad natural forzada y no forzada del siglo XX en todos los casos, excepto en la Antártida (Gráfico RT.29). Las proyecciones de modelos mejor calculadas indican que el calentamiento medio por decenios en cada continente, salvo en la Antártida para 2030 es *muy probable* que sea por lo menos el doble de la variabilidad natural calculada en modelos correspondientes durante el siglo XX. El calentamiento simulado durante este periodo no es muy sensible a la opción de escenarios de IE-EE como se ilustra en el Gráfico RT.32. en escalas de tiempo más amplias, la selección del escenario es muy importante tal como se muestra en el Gráfico RT.28. El calentamiento proyectado en los escenarios IE-EE de 2000 a 2050 también excede cálculos de variabilidad natural cuando se saca la media en la mayoría de las regiones subcontinentales. {11.1}

En el HN domina una pauta firme de aumento de precipitaciones en la zona subsolar y de disminución en la zona subtropical frente a la pauta proyectada de precipitaciones para el siglo XXI en América del Norte y en Europa, mientras que la sequía subtropical es menos de esta zona de transición en verano y al aumento de la evidente en Asia (véase Gráfico RT.30). Casi todos las proyecciones de modelos aumentaron las precipitaciones en la mayor parte de América del Norte Septentrional y

Tasas De Las Precipitaciones Medias Estacionales

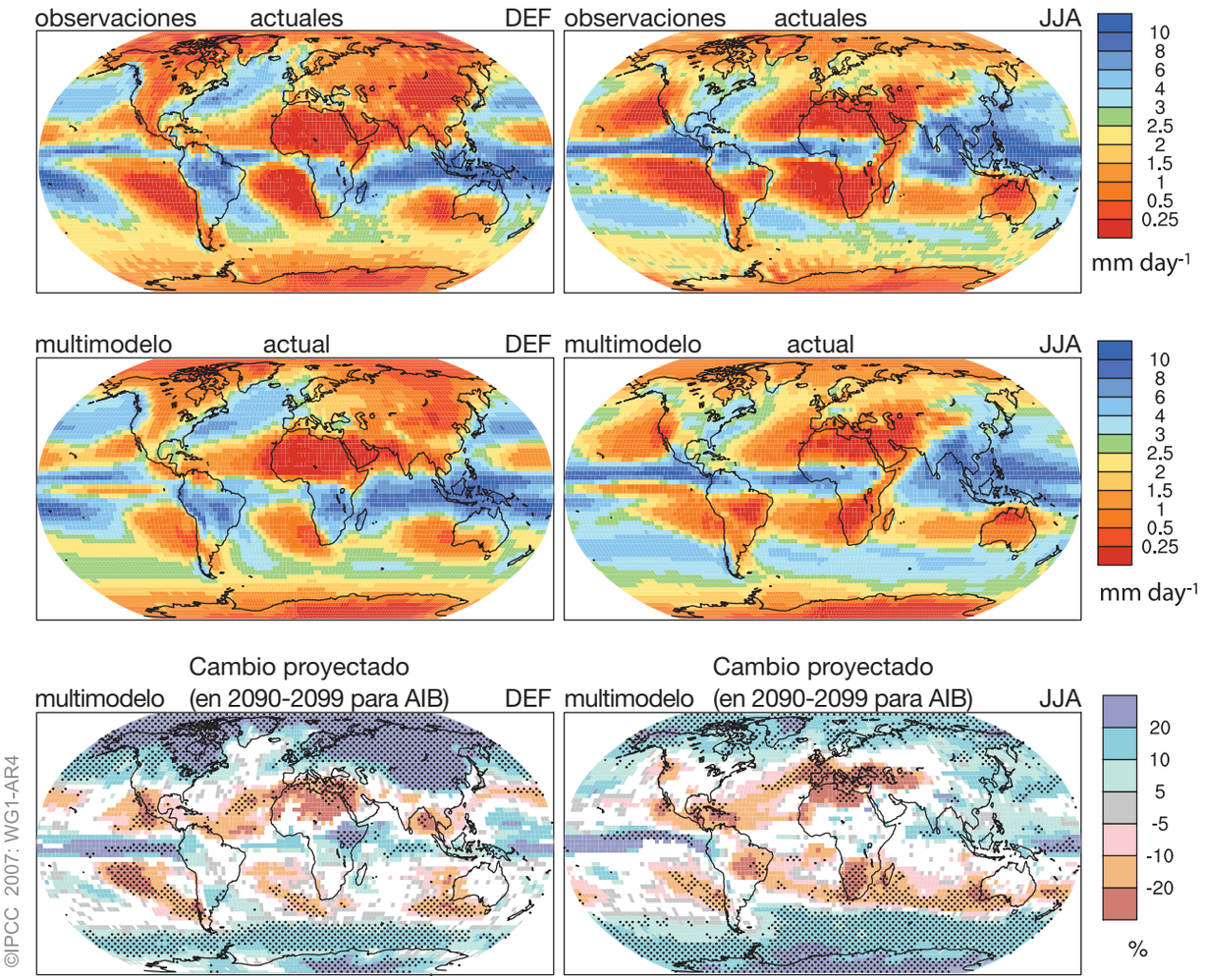


Gráfico RT.30. *Los patrones espaciales de la tasa (mm día^{-1}) de precipitaciones medias estacionales observadas (la fila superior) y de multimodelos (la fila del centro) para el período 1979–1993 y la media de multimodelos para cambios durante el período 2090 –2099 relativo a 1980–1999 (%del cambio) basado en el escenario IE-EE A 1B (la fila de abajo).La media desde diciembre hasta febrero aparece en la columna de la izquierda, la media desde junio hasta agosto, en la columna derecha. En el panel del fondo, se trazan sólo los cambios donde más de 66% de los modelos coinciden con la señal del cambio. El punteando indica áreas dónde más del 90% de los modelos están de acuerdo en la señal del cambio. {Basado en el mismo conjunto de datos mostrado en los Gráficos 8.5 y 10.9}*

disminuyeron las precipitaciones en América Central. La mayor parte de EE.UU. continental y México Septentrional se encuentra en una zona de transición más incierta que se desplaza norte y sur siguiendo las estaciones. Se prevé que disminuyan las precipitaciones en Europa Meridional y en el África Mediterránea con una transición hacia un aumento de las precipitaciones en Europa Septentrional. En ambos continentes, la sequía de verano es extensa debido al movimiento hacia el Polo de esta zona de transición en verano y al aumento de la evaporación. Se prevé un aumento de las precipitaciones en las zonas subsolares en la mayor parte de Asia septentrional, pero la sequía subtropical que se extiende desde el Mediterráneo se ve desplazada por las claras señales de los monzones a medida que nos desplazamos hacia el este de Asia central. {11.2–11.5}

En el HS hay pocas zonas terrestres en la zona de humedad subsolar proyectada durante el siglo XXI destacando la sequía subtropical (véase Gráfico RT.30). La Isla Sur de Nueva Zelanda y la Tierra del Fuego se ubican dentro de la zona subsolar de aumento en las precipitaciones, mientras que la parte más meridional de África, los Andes meridionales en América del Sur y Australia meridional experimentan la tendencia a la sequía propia de la zona subtropical. {11.2, 11.6, 11.7}

Las proyecciones de precipitaciones en las regiones tropicales son más inciertas que las de latitudes altas,

pero, a pesar de las deficiencias al convenir en un modelo tropical y de interacciones atmósfera-océano y a pesar de la incertidumbre agregada asociada con los ciclones tropicales, se llega a cifras importantes con modelos. Las lluvias aumentan en la estación de monzón del verano en el sudeste y sur de Asia en la mayoría de los modelos, al igual que sucede en el este de África. La señal de la respuesta de las precipitaciones se considera menos cierta en las regiones del Amazonas y el Sahel africano. Estas regiones presentan una incertidumbre agregada debido a vínculos potenciales vegetación-clima y existe menos solidez en los modelos aún cuando no se incluyan los retroefectos de la vegetación. {8.3, 11.2, 11.4, 11.6}

RT.5.4 Acoplamiento entre el cambio climático y los cambios en los ciclos biogeoquímicos

Todos los modelos que tratan el acoplamiento del ciclo del carbono con el cambio climático indican un retroefecto positivo donde el calentamiento actúa para eliminar la absorción de CO_2 tanto de la tierra como del océano, provocando un aumento del CO_2 atmosférico y de los cambios climáticos en un escenario de emisiones dado, pero la fuerza de este retroefecto varía mucho, entre modelos. Desde el TIE, se han realizado y comparado varios proyectos nuevos basados en los modelos acoplados del ciclo del carbono y del ciclo climático. Para el escenario IE-EE A2, basado en una gama de resultados de modelos, es *probable* que el aumento proyectado de las concentraciones de CO_2 atmosférico durante el siglo XXI sea entre un 10 y 25% mayor que las proyecciones sin este retroefecto. Esto agrega más de 1°C al calentamiento medio proyectado para 2100 para escenarios IE-EE de emisiones altas. Correspondientemente, la absorción reducida de CO_2 causada por este efecto disminuye las emisiones de CO_2 que se corresponden con un nivel de estabilización designado. Sin embargo, todavía persisten las incertidumbres debido, por ejemplo, a las limitaciones en el conocimiento de la dinámica de los ecosistemas de la tierra y los suelos. {7.3, 10.4}

Las crecientes concentraciones de CO_2 atmosférico provocan directamente el aumento de la acidificación en la superficie oceánica. Proyecciones basadas en los escenarios IE-EE indican reducciones en el pH de entre 0,14 y 0,35 unidades en el siglo XXI (dependiendo del escenario), aumentando la actual disminución de 0,1 unidades desde los tiempos preindustriales. La acidificación del océano llevaría a la disolución de los sedimentos de carbonato en aguas de poca profundidad. Se prevé que las aguas superficiales del océano austral presenten una subsaturación respecto del carbonato cálcico ($CaCO_3$) para concentraciones de CO_2 mayores de 600 ppm, nivel excedido durante la segunda mitad del siglo XXI en la mayoría de los escenarios IE-EE. También se verán afectados regiones de latitud baja y el océano profundo. Estos cambios podrían afectar a organismos marinos que forman sus exoesqueletos con $CaCO_3$, pero aún no se comprende bien el efecto neto sobre el ciclo biológico del carbono en los océanos. {Recuadro 7.3, 10.4}

El cambio climático previsto debido a emisiones pasadas varía considerablemente según los diferentes agentes de forzamiento debido a los diferentes períodos de vida en la atmósfera terrestre (véase Recuadro RT.9). El cambio climático previsto debido a emisiones pasadas tiene en cuenta (i) los retrasos en el tiempo de respuesta del sistema climático a los cambios en el forzamiento radiativo; y (ii) las escalas de tiempo en las que diferentes agentes de forzamiento se mantienen en la atmósfera después de su emisión debido a sus diferentes períodos de vida. Generalmente, el cambio climático comprometido debido a emisiones pasadas, incluye un período inicial de aumento de la temperatura, por las razones analizadas anteriormente, seguido de una disminución a largo plazo a medida que el forzamiento radiativo disminuye. Algunos gases de efecto invernadero tienen períodos de vida atmosférica relativamente cortos (decenios o menos), como el CH_4 y el monóxido de carbono, mientras que otros como el N_2O tienen períodos de vida de un siglo y algunos tienen períodos de vida de milenios, como el SF_6 y el PFC_6. Las concentraciones atmosféricas de CO_2 no se descomponen con un período de vida bien definido si se detienen las emisiones. La eliminación del CO_2 emitido hacia la atmósfera se produce durante escalas de tiempo múltiples, pero alguna cantidad de CO_2 se queda en la atmósfera durante miles de años, por lo que las emisiones aseguran el cambio climático. El efecto lento y a largo plazo de amortiguación del océano, incluido el retroefecto de sedimento de CaCO3, necesita de entre 30.000 a 35.000 años para que las concentraciones de CO_2 atmosférico alcancen el equilibrio. Haciendo uso de los componentes acoplados del ciclo del carbono, las EMIC muestran que el cambio climático asegurado debido a emisiones pasadas de CO_2 persisten durante más de 1.000 años, de manera que aún durante estas extensas escalas de tiempo, ni la temperatura ni el nivel del mar retornan a los valores preindustriales. Se puede obtener un indicio de las extensas escalas de tiempo de los cambios climáticos previstos fijando las emisiones antropogénicas de CO_2 que van estabilizándose en 750 ppm, pero fijando arbitrariamente las emisiones en cero en el año 2100. En este caso de prueba, se requieren de entre 100 a 400 años aproximadamente en los diferentes

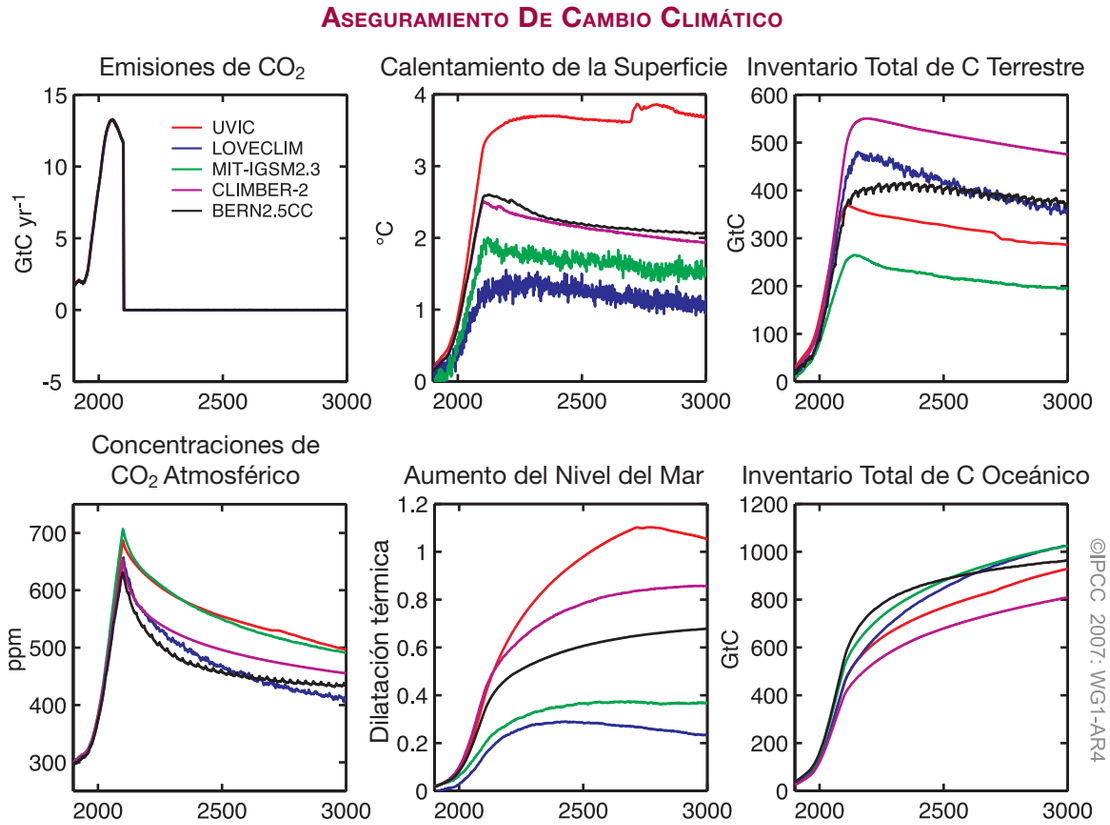


Gráfico RT.31. *Cálculo del aseguramiento de cambio climático debido a las emisiones pasada para cinco EMIC diferentes y el escenario ideal donde las emisiones siguen una vía que lleva a la estabilización del CO_2 atmosférico a 750 ppm, pero antes de alcanzar este objetivo, se reducen las emisiones a cero, al instante, en el año 2100. (Izquierda) las emisiones de CO_2 y las concentraciones de CO_2 atmosférico; (centro) calentamiento de la superficie y aumento del nivel del mar debido a la dilatación térmica; (derecha) cambio en todo el inventario del carbono terrestre y oceánico desde el período preindustrial. {Gráfico 10.35}*

modelos para que la concentración de CO_2 atmosférico descienda del máximo, (índices entre 650 y 700 ppm) a un nivel por debajo del doble de la concentración de CO_2 preindustrial (aproximadamente 560 ppm), debido a un traslado continuo pero lento del carbono de la atmósfera y reservorios terrestres al océano (véase Gráfico RT.31). {7.3, 10.7}

Se prevé que las concentraciones futuras de muchos gases de efecto invernadero exentos de CO_2 y de sus precursores, se acoplen al cambio climático futuro. La falta de conocimiento de las causas de recientes variaciones en la tasa de crecimiento del CH_4 indica grandes incertidumbres en las proyecciones futuras sobre este gas en particular. Es *probable* que las emisiones de CH_4 de humedales aumenten en un clima más cálido y húmedo y disminuyan en un clima más cálido y seco. Las observaciones también indican aumentos en el CH_4 liberado por las tierras septentrionales de turba que experimentan un derretimiento del permafrost, aunque la magnitud a gran escala de este efecto no se cuantifica bien. Los cambios en la temperatura, la humedad y las nubes también podrían afectar a las emisiones biogénicas de precursores del ozono, tales como los compuestos orgánicos volátiles. Se prevé además, que el cambio climático afecte al ozono troposférico mediante cambios químicos y de transporte. El cambio climático puede inducir cambios en OH mediante cambios en la humedad y puede alterar las concentraciones de ozono estratosféricas y, por tanto, la radiación ultravioleta solar en la troposfera. {7.4, 4.7}

Se prevé que el cambio climático afecte a las emisiones futuras de muchos aerosoles y de sus precursores. Los cálculos de cambios futuros en las emisiones de polvo según distintos escenarios climáticos y de uso de tierra, sugieren que los efectos de cambio climáticos son más importantes para controlar las emisiones futuras de polvo que los cambios en el uso de la tierra. Los resultados de un estudio indican que la meteorología y el clima tienen una influencia mayor en las emisiones futuras de polvo y en las tormentas de polvo

asociadas en Asia, que la desertificación. Se sabe que la emisión biogénica de compuestos orgánicos volátiles, fuente importante de aerosoles orgánicos secundarios, es muy sensible a (y aumenta con) la temperatura. Sin embargo, el rendimiento del aerosol disminuye con la temperatura y, tanto los efectos del cambio en las precipitaciones como la adaptación fisiológica, resultan inciertos. Por tanto, un cambio en la producción biogénica del aerosol orgánico secundario en un clima más cálido podría ser considerablemente más bajo que la respuesta de las emisiones biogénicos de carbono orgánico volátil. El cambio del clima puede afectar a los flujos oceánicos de sulfuro de dimetilo (un precursor para algunos aerosoles de sulfato) y aerosoles de sal marina, sin embargo, los efectos en la temperatura y las precipitaciones siguen siendo muy inciertos. {7.5}

Mientras el efecto de calentamiento del CO_2 se conoce desde hace muchos siglos, los aerosoles se eliminan de la atmósfera en escalas de tiempo de sólo unos días, de manera que el forzamiento radiativo negativo debido a los aerosoles puede cambiar rápidamente en respuesta a cualquier cambio en las emisiones de aerosoles o precursores de aerosoles. Como es *muy probable* que los aerosoles de sulfato ejerzan un forzamiento radiativo negativo importante en el presente, el forzamiento neto futuro es muy sensible a los cambios en las emisiones de sulfato. Un estudio sugiere que la hipotética eliminación en la atmósfera de toda la carga de partículas antropogénicas del aerosol de sulfato produciría un aumento rápido en la temperatura media mundial de aproximadamente 0,8°C dentro de uno o dos decenios. También es *probable* que los cambios en los aerosoles influyan en las precipitaciones. Por tanto, con respecto a las estrategias del medio ambiente encaminadas a mitigar el cambio climático hay que considerar los cambios, tanto en las emisiones de gases de efecto invernadero como en los aerosoles. Los cambios en las emisiones de aerosoles pueden ser el resultado de las medidas aplicadas para mejorar la calidad del aire que pueden, a su vez, tener consecuencias para el cambio climático. {Recuadro 7.4, 7.6, 10.7}

El cambio climático modificaría diversos procesos químicos y físicos que controlan la calidad del aire y es *probable* que los efectos netos varíen de una región

Proyecciones De La Media Del Calentamiento Superficial de IE-EE

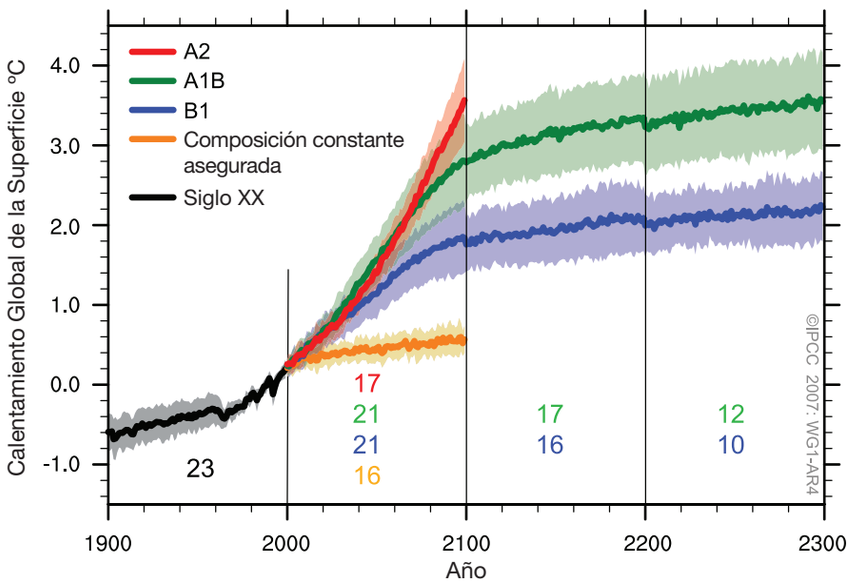


Gráfico RT.32. *Media del multimodelo de calentamiento superficial (comparado con el período base 1980–1999) para escenarios IE-EE A2 (rojo), A1B (verde) y B1 (azul), representada como continuación de la simulación del siglo XX. Los dos últimos escenarios van más allá de 2100 donde el forzamiento se mantiene constante (cambio climático previsto según se define en el Recuadro RT.9). Experimento adicional donde el forzamiento se mantiene al nivel de 2000 (naranja). Las tendencias lineales de los controles correspondientes se eliminaron de estas series de tiempo. Las líneas muestran la media del multimodelo, mientras que el sombreado denota el margen ±1 de la desviación estándar. Las discontinuidades entre los períodos diferentes no tienen ningún significado físico y son resultado del hecho de que el número de modelos que se han probado con un escenario dado es diferente para cada período y escenario (los números se indican en el gráfico). Por la misma razón, no debe existir incertidumbre en los escenarios de este gráfico (véase Sección 10.5 para conocer los cambios de incertidumbre). {Gráfico 10.4}*

a otra. El cambio climático puede afectar la calidad del aire modificando la tasa a la cual se dispersan los contaminantes, la tasa a la que los aerosoles y las especies solubles se eliminan en la atmósfera, el ambiente químico general para la generación de contaminantes y la fuerza de emisiones de la biosfera, de los incendios y del polvo. También se espera que el cambio climático disminuya el escenario mundial del ozono. En conjunto, el efecto neto de cambio climático sobre la calidad del aire es muy incierto. {Recuadro 7.4}

RT.5.5 Repercusiones de los procesos climáticos y sus escalas de tiempo para proyecciones a largo plazo

Se prevé que las previsiones sobre el cambio climático después de la estabilización del forzamiento radiativo sea de aproximadamente 0,5 a 0,6°C, principalmente en el próximo siglo. El promedio multimodelo al estabilizar las concentraciones de gases de efecto invernadero y aerosoles con valores de 2000, después de una simulación climática del siglo XX, y 100 años adicionales, es de aproximadamente 0,6°C de calentamiento (relativo a 1980–1999) en el año 2100 (véase Gráfico RT.32). Si los escenarios B1 o A1B fueran los característicos de las emisiones del siglo XXI seguidas de una estabilización a esos niveles, el calentamiento adicional después de la estabilización sería similar, aproximadamente 0,5°C, principalmente en los siglos siguientes. {10.3, 10.7}

La magnitud del retroefecto positivo entre el cambio climático y el ciclo del carbono es incierta. Esto provoca incertidumbres en la trayectoria de las emisiones de CO_2 requerida para lograr un nivel específico de estabilización de la concentración del CO_2 atmosférico. Si nos basamos en el conocimiento actual sobre el retroefecto del ciclo clima-carbono, los estudios de modelos sugieren que, para estabilizar el CO_2 a 450 ppm, las emisiones acumuladas en el siglo XXI se podrían reducir de un modelo medio de aproximadamente 670 [630 a 710] GtC a aproximadamente 490 [375 a 600] GtC. De igual manera, para estabilizar el CO_2 a 1000 ppm, las emisiones acumuladas se pueden reducir mediante este retroefecto, de un modelo medio de aproximadamente 1415 [1340 a 1490] GtC a aproximadamente 1100 [980 a 1250] GtC. {7.3, 10.4}

Si el forzamiento radiativo se estabilizara en 2100 en las concentraciones de A1B, sólo la dilatación térmica sola provocaría un aumento del nivel del mar de 0,3 a 0,8 m para 2300 (relativo a 1980–1999) y continuaría, a tasas decrecientes, durante muchos siglos, debido a procesos lentos que mezclan el calor en el océano profundo. {10.7}

Se prevé que la reducción del Manto de Hielo de Groenlandia continúe contribuyendo al aumento del nivel del mar después de 2100. Para la estabilización en las concentraciones de A1B en 2100, se proyecta una tasa de 0,03 a 0,21 m por siglo, debido a la dilatación térmica. Si el calentamiento medio mundial se mantiene durante milenios de 1,9°C a 4,6°C en relación a las temperaturas preindustriales, se eliminaría una gran parte del manto de hielo de Groenlandia, salvo los glaciares remanentes en las montañas. Esto aumentaría el nivel del mar en aproximadamente 7 m y podría ser irreversible. Estas temperaturas se comparan con aquéllas deducidas hace 125.000 años para el último período interglacial, cuando la información paleoclimática indica reducciones de la extensión del hielo polar, así como un aumento del nivel del mar de entre 4 y 6 m. {6.4, 10.7}

Los procesos dinámicos no incluidos en los modelos actuales pero indicados en las recientes observaciones pueden aumentar la vulnerabilidad de los mantos de hielo al calentamiento, aumentando el nivel futuro del mar. La comprensión de estos procesos es limitada y no hay ningún acuerdo general respecto de su magnitud probable. {4.6, 10.7}

Los actuales estudios de modelos mundiales proyectan que el manto de hielo del Antártico permanecerá muy frío lo que no permitirá un derretimiento amplio en la superficie y aumentará su volumen a raíz del incremento de las nevadas. Sin embargo, puede producirse una pérdida neta del volumen de hielo si la descarga dinámica del hielo domina el equilibrio del volumen del manto de hielos. {10.7}

Mientras que ningún modelo utilizado en esta evaluación indica una suspensión abrupta de la CRL durante el siglo XXI, algunos modelos de complejidad reducida sugieren una suspensión de la CRL como posible respuesta, a largo plazo, a un calentamiento suficientemente fuerte. Sin embargo, la probabilidad de este hecho no se puede evaluar con confianza. Las pocas simulaciones disponibles con modelos de complejidad diferente sugieren, más bien, un retraso en escala de siglos. Es *probable* que la CRL se recupere si se estabiliza el forzamiento radiativo, pero tardaría varios siglos. Los estudios sistemáticos de comparación de modelos han ayudado a establecer algunos procesos claves, responsables de las variaciones entre modelos, en la respuesta del océano al cambio climático (sobre todo la incorporación oceánica de calor). {8.7, PF 10.2, 10.3}

RT.6 Resultados Robustos e Incertidumbres claves

RT.6.1 Cambios en los controladores climáticos humanos y naturales

Hallazgos sólidos:

Las concentraciones atmosféricas actuales de CO_2 y CH_4 y su forzamiento radiativo positivo asociado, superan en exceso a aquellas determinadas a partir de las mediciones de los testigos de hielo de los últimos 650.000 años. {6.4}

El uso de combustible fósil, la agricultura y el uso de los terrenos han sido las principales causas de los aumentos de gases de efecto invernadero de los últimos 250 años. {2.3, 7.3, 7.4}

Las emisiones anuales de CO_2 debidas a la quema de combustible fósil, la producción de cemento y la quema de gas aumentaron de 6,4 ± 0,4 año^{-1} GtC en la década de los 90, a 7,2 ± 0,3 año^{-1} GtC de 2000 a 2005. {7.3}

La tasa sostenida de aumento del forzamiento radiativo de CO_2, CH_4 y N_2O de los últimos 40 años es más alta que en cualquier otra época durante, al menos, los últimos 2000 años. {6.4}

Los procesos naturales de absorción de CO_2 de los océanos y la biosfera terrestre eliminan aproximadamente de un 50 a 60% de las emisiones antropogénicas (es decir, las emisiones de CO_2 fósil, y el flujo del cambio del uso de los terrenos). La absorción de los océanos y la biosfera terrestre tiene una magnitud similar durante los últimos decenios pero la de la biosfera terrestre es más variable. {7.3}

Es *prácticamente cierto* que los aerosoles antropogénicos producen un forzamiento radiativo negativo neto (con tendencia a enfriar) de mayor magnitud en el HN que en el HS. {2.9, 9.2}

De acuerdo con los nuevos cálculos respecto al forzamiento antropogénico combinado debido a los gases de efecto invernadero, los aerosoles y los cambios en la superficie de la tierra, es *extremadamente probable* que las actividades humanas hayan ejercido una importante influencia neta a la hora de calentar el clima desde 1750. {2.9}

Las contribuciones de la irradiación solar al forzamiento radiativo medio mundial son considerablemente menores que la contribución de los aumentos en los gases de efecto invernadero durante el período industrial. {2.5, 2.7}

Incertidumbres clave:

No se entiende muy bien la gama completa de procesos que hacen que los aerosoles modifiquen las propiedades de las nubes, y la magnitud de los efectos radiativos indirectos asociados ha sido definida pobremente. {2.4, 7.5}

No se cuantifican ni el forzamiento radiativo debido a los cambios en el vapor estratosférico ni sus causas. {2.3}

Ni la distribución geográfica, ni la evolución del forzamiento radiativo debido a cambios en los aerosoles durante el siglo XX están bien calificadas. {2.4}

Las causas de los cambios recientes en la tasa de crecimiento del CH_4 atmosférico no se comprenden bien. {7.4}

No están bien determinados los papeles que desempeñan distintos factores que aumentan las concentraciones de ozono troposférico desde el periodo preindustrial. {2.3}

Las propiedades de la superficie y las interacciones tierra-atmósfera que provocan el forzamiento radiativo no están bien cuantificadas. {2.5}

El conocimiento del aporte de los cambios solares pasados al forzamiento radiativo en una escala de tiempo de siglos no se basa en mediciones directas y, por tanto, depende en gran medida de la interpretación física. {2.7}

RT.6.2 Observaciones sobre los cambios climáticos

RT 6.2.1 Atmósfera y Superficie

Hallazgos sólidos:

Las temperaturas superficiales medias mundiales continúan aumentando. Once de los últimos doce años se ubican entre los doce años más cálidos registrados desde 1850. {3.2}

Las tasas de calentamiento superficial aumentaron a mediados de la década de los 70 y la superficie terrestre mundial se calienta a, aproximadamente, el doble de la tasa de calentamiento de la superficie oceánica desde esa época. {3.2}

Los cambios en los extremos de temperatura de la superficie se corresponden con el calentamiento climático. {3.8}

Los cálculos de tendencias de la temperatura en la troposfera media y baja han mejorado considerablemente. Las temperaturas en la troposfera baja presentan de 1958 a 2005, tasas de calentamiento ligeramente mayores que la superficie. {3.4}

De 1900 a 2005 se observaron tendencias a largo plazo en muchas regiones extensas sobre la cantidad de precipitaciones. {3.3}

Ha aumentado la cantidad de precipitaciones fuertes. {3.8}

Desde la década de los 70 las sequías son comunes, principalmente en los trópicos y subtrópicos. {3.3}

Ha aumentado el vapor de agua troposférico, al menos desde la década de los 80. {3.4}

Incertidumbres clave:

Los registros de sondeo por microondas son espacialmente mucho menos completos que los registros de la superficie, y las pruebas indican que algunos registros de sondeo por microondas no son fiables, principalmente en los trópicos. Es *probable* que todos los registros de tendencias de temperatura troposférica siguan conteniendo errores residuales. {3.4}

Mientras los cambios en la circulación atmosférica en gran escala son evidentes, la calidad de los análisis ha mejorado sólo después de 1979, lo que provoca que el análisis del cambio y la variabilidad y la diferenciación entre ambos, sea difícil. {3.5, 3.6}

Las observaciones de la superficie y del satélite discrepan en el cambio total y de bajo nivel de las nubes sobre el océano. {3.4}

No se comprenden bien los cambios multidecenales en DTR, en parte debido a las observaciones limitadas de cambios en la nubosidad y en los aerosoles. {3.2}

Las dificultades que conlleva la medición de las precipitaciones siguen preocupando a la hora de cuantificar las tendencias en las precipitaciones mundiales y regionales. {3.3}

Los registros de humedad del suelo y de flujos de corrientes son a menudo muy escasos y sólo están disponibles para algunas regiones, lo que impide un análisis completo de los cambios en las sequías. {3.3}

La disponibilidad de datos de observaciones restringe los tipos de fenómenos extremos que se pueden analizar. Mientras más raro sea un fenómeno, más difícil es identificar los cambios a largo plazo porque hay menos casos disponibles. {3.8}

La información sobre la frecuencia e intensidad de los huracanes es limitada antes del uso de satélites. Existen interrogantes sobre la interpretación del registro del satélite. {3.8}

No existen pruebas suficientes para determinar si existen tendencias en tornados, granizos, relámpagos y tormentas de polvo en pequeñas escalas espaciales. {3.8}

RT.6.2.2 Nieve, hielo y terreno congelado

Hallazgos sólidos:

La cantidad de hielo sobre la Tierra disminuye. A partir de finales del siglo XIX se ha producido una masiva retirada de los glaciares de montaña. La tasa de pérdida de masa de los glaciares y del manto de hielo de Groenlandia aumenta. {4.5, 4.6}

Ha disminuido la extensión de la capa de nieve en el HN. Disminuyó la duración del hielo estacional en ríos y lagos en los últimos 150 años. {4.2, 4.3}

Desde 1978, ha disminuido la extensión media anual del hielo marino ártico y la extensión mínima de hielo marino ártico de verano. {4.4}

Durante la década de los 90 el hielo en la Península Antártica y en el hielo de la plataforma Amundsen se hicieron más finos. Los glaciares tributarios se han acelerado y en 2002 se produjo la disolución completa de la Plataforma de Hielo Larsen B. {4.6}

Ha aumentado la temperatura en la superficie de la capa de permafrost a 3°C desde la década de los 80 en el Ártico. Ha disminuido la extensión máxima de terreno congelado estacionalmente en, aproximadamente, un 7% en el HN desde 1900. Además, disminuyó su profundidad máxima en aproximadamente 0,3 m en Eurasia desde mediados del siglo XX. {4.7}

Incertidumbres clave:

No existe una recopilación mundial in situ de datos sobre la nieve anterior a 1960. No se dispone de datos de aguanieve equivalentes bien medidos para la era del satélite. {4.2}

No existen suficientes datos para llegar a conclusiones sobre las tendencias del grosor del hielo marino antártico. {4.4}

Las incertidumbres en los cálculos de la pérdida de masa glaciar se derivan de datos limitados del inventario mundial, relaciones incompletas área-volumen y desequilibrio en la cobertura geográfica. {4.5}

El cálculo del equilbrio de masa para las plataformas de hielo y los mantos de hielo, específicamente para la Antártida, se ve limitado por la medición y la validación de los cambios descubiertos por la altimetría de satélite y las mediciones de gravedad. {4.6}

El conocimiento limitado de los procesos basales y de la dinámica de la plataforma de hielo conduce a grandes incertidumbres en la interpretación de los procesos de flujo de hielo, y de la estabilidad del manto de hielo. {4.6}

RT.6.2.3 Océanos y nivel del mar

Hallazgos sólidos:

La temperatura mundial (o el contenido de calor) oceánica ha aumentado desde 1955. {5.2}

Se han observado tendencias a gran escala coherentes en el nivel regional respecto a la salinidad de los últimos decenios, con refrescamientos en las regiones subpolares e incrementos de la salinidad en la parte más baja de los trópicos y subtrópicos. Estas tendencias se corresponden con los cambios en las precipitaciones y con una supuesta transferencia mayor de agua hacia la atmósfera de latitudes bajas a altas y del Atlántico al Pacífico. {5.2}

El nivel medio mundial del mar aumentó durante el siglo XX. Existe una confianza alta en que la tasa de incremento del nivel del mar aumentó entre mediados de los siglos XIX y XX. En el período de 1993 a 2003, el nivel del mar aumentó más rápido que durante el período de 1961 a 2003. {5.5}

La dilatación térmica oceánica y la pérdida de masa de los glaciares y casquetes de hielo contribuyeron considerablemente al aumento del nivel del mar observado. {5.5}

La tasa observada de aumento del nivel del mar entre 1993 y 2003 se corresponde con la suma de las contribuciones observadas de la dilatación térmica y de la pérdida de hielo terrestre. {5.5}

La tasa de cambio del nivel del mar durante los últimos decenios no ha sido geográficamente uniforme. {5.5}

Desde 1750 aumentó la acidez de la superficie oceánica a raíz de la absorción de CO_2 antropogénico. {5.4, 7.3}

Incertidumbres clave:

Las limitaciones en el muestreo del océano implican que la variabilidad por decenios del contenido térmico mundial, la salinidad y los cambios del nivel del mar sólo se pueden evaluar con confianza moderada. {5.2, 5.5}

Existe una confianza baja en las observaciones de tendencias en la CRL. {Recuadro 5.1}

La dilatación térmica y el deshielo terrestre pueden explicar el aumento medio del nivel del mar mundial desde 1961 hasta 2003. {5.5}

RT.6.2.4 Paleoclima

Hallazgos sólidos:

Durante el último periodo interglacial, hace aproximadamente 125.000 años, el nivel del mar mundial era *probablemente* superior al actual en el orden de 4 a 6 m, debido principalmente a la retirada del hielo polar. {6.4}

Es *muy probable* que los cambios climáticos abruptos del pasado estén unidos a cambios en la circulación del océano Atlántico y afectaran al clima en el HN en gran medida. {6.4}

Es *muy improbable* que la Tierra entre de modo natural en otra era glacial durante al menos 30.000 años. {6.4}

Los retroefectos biogeoquímicos y biogeofísicos ampliaron los cambios climáticos del pasado. {6.4}

Es *muy probable* que las temperaturas medias del HN durante la segunda mitad del siglo XX fueran más cálidas que en cualquier otro período de 50 años en los últimos 500 años y *probablemente* fuera el período de 50 años más cálido de los últimos 1.300 años. {6.6}

Los registros paleoclimáticos indican con confianza alta que las sequías que duraron decenios o mucho más tiempo, fueron un rasgo característico del clima en varias regiones durante los últimos 2.000 años. {6.6}

Incertidumbres clave:

No se comprenden bien los mecanismos de comienzo y evolución del cambio climático abrupto del pasado y de los umbrales climáticos asociados. Esto limita la confianza en la capacidad de los modelos climáticos de simular un cambio abrupto real. {6.4}

No se conoce bien el grado en que los mantos de hielo se redujeron en el pasado, la tasa de cambio y los procesos involucrados. {6.4}

La falta de registros del paleoclimáticos limita el conocimiento sobre la variabilidad climática durante los últimos cientos de años en el HS y los trópicos. {6.6}

Aún se deben conciliar las diferencias entre las amplitudes y la variabilidad observada en las reconstrucciones de la temperatura del HN de milenios, así como la relación de estas diferencias con la elección de datos de indicadores indirectos y los métodos de medición estadística. {6.6}

La falta de redes extensas de datos de indicadores indirectos de la temperatura en los últimos 20 años impide la interpretación de cómo tales indicadores indirectos responden a un calentamiento mundial rápido y de la influencia de otros cambios ambientales. {6.6}

RT.6.3 Interpretación y atribución del cambio

Hallazgos sólidos:

Es *muy probable* que el forzamiento del gas de efecto invernadero causara gran parte del calentamiento mundial observado durante los últimos 50 años. Sólo el forzamiento del gas de efecto invernadero durante la mitad del siglo pasado *probablemente* hubiese provocado un calentamiento mayor que el observado si no hubiera existido una compensación del efecto de enfriamiento del aerosol y otros forzamientos. {9.4}

Es *extremadamente improbable* (< 5%) que el patrón mundial de calentamiento durante la mitad del siglo pasado se pueda explicar sin el forzamiento externo, y *muy poco probable* que se deba exclusivamente a las causas externas naturales conocidas. El calentamiento se produjo tanto en el océano como en la atmósfera y acaeció cuando los factores de forzamientos naturales externos *probablemente* habrían producido un enfriamiento. {9.4, 9.7}

Es *probable* que el forzamiento antropogénico contribuyera al calentamiento general observado en los cientos de metros superiores del océano durante la última la mitad del siglo XX. Es *muy probable* que el forzamiento antropogénico, que es la dilatación térmica provocada por el calentamiento del océano y la pérdida de masa de los glaciares, contribuyera al aumento del nivel del mar durante la última la mitad del siglo XX. {9.5}

Es *muy probable* que una fracción considerable de la reconstrucción de la variabilidad interdecenal de temperatura del HN de los últimos siete siglos se atribuya al forzamiento natural externo (erupciones volcánicas y variabilidad solar). {9.3}

Incertidumbres clave:

La confianza en la atribución de algunos fenómenos del cambio climático a influencias antropogénicas se ve limitada en la actualidad debido a incertidumbres en el forzamiento radiativo y en los retroefectos y observaciones. {9.4, 9.5}

La atribución a escalas menores que las continentales y a escalas de tiempo de menos de 50 años se ve limitada debido a una variabilidad climática mayor en escalas menores, por incertidumbres en los detalles a pequeña escala del forzamiento externo y por respuestas simuladas de modelos, así como por incertidumbres en la simulación de variabilidad interna en pequeñas escalas, incluida en la relación con modos de variabilidad. {9.4}

Existe menos confianza en la interpretación de los cambios forzados en las precipitaciones y la presión superficial de la que existe de la temperatura. {9.5}

El índice de atribuciones es limitado debido a la ausencia de estudios formales de detección y atribución, o bien su número limitado, en cuanto a algunos fenómenos (por ejemplo, algunos tipos de fenómenos extremos). {9.5}

Lo incompleto de los conjuntos de datos mundiales para el análisis de fenómenos extremos, y las incertidumbres de modelos siguen limitando las regiones y tipos de estudios de detección de fenómenos extremos que se pueden realizar. {9.4, 9.5}

Apesardelasmejorasenelconocimiento,lasincertidumbres en la variabilidad climática interna simulada en modelos limitan algunos aspectos de los estudios de atribución. Por ejemplo, existen diferencias evidentes entre los cálculos de la variabilidad del contenido oceánico de calor de modelos y las observaciones. {5.2, 9.5}

La falta de estudios que cuantifiquen las contribuciones del forzamiento antropogénico al aumento del contenido oceánico de calor o el derretimiento de glaciares unido a la parte abierta del balance del nivel del mar de 1961 a 2003, se cuentan entre las incertidumbres para cuantificar la contribución antropogénica al aumento del nivel del mar. {9.5}

RT.6.4 Proyecciones de cambios climáticos futuros

RT.6.4.1 Evaluación de modelos

Hallazgos sólidos:

Los modelos climáticos se basan en principios físicos bien establecidos y demuestran que reproducen características observadas de cambios climáticos recientes y pasados. Existe confianza considerable en que los MCGAO proporcionan estimaciones cuantitativas creíbles del cambio climático futuro, especialmente en escalas continentales y superiores. La confianza en estos cálculos es mayor para algunas variables climáticas (por ejemplo, la temperatura) que para otras (por ejemplo, las precipitaciones) {PF 0.1}.

Aumentó la confianza en los modelos debido a:

1 mejoras en la simulación de muchos aspectos del clima actual, incluidos modos importantes de variabilidad climática y periodos de tiempo de calor y frío extremos;
2 una mejor resolución de modelos, métodos de cálculo y parametrizaciones, e inclusión de procesos adicionales;
3 ruebas diagnóstico más exhaustivas, incluidas pruebas de capacidad de modelos para pronosticar en escalas de tiempo desde días hasta un año desde el momento en que se inicien las condiciones observadas; y
4 un mejor escrutinio de modelos y un aumento de los análisis de diagnóstico del comportamiento de modelos mediante esfuerzos coordinados internacionalmente para recopilar y difundir los resultados de los experimentos de modelos realizados en condiciones afines. {8.4}

Incertidumbres clave:

Se necesita crear un conjunto comprobado de mediciones de modelos, que compare las simulaciones con las observaciones que podrían usarse para reducir el índice de proyecciones climáticas creíbles. {8.2}

La mayoría de los modelos continúa teniendo dificultad para controlar la fluctuación climática, específicamente en las profundidades del océano. Esta tendencia se debe tener en cuenta al evaluar el cambio en muchas variables oceánicas. {8.2}

Los modelos difieren considerablemente en sus cálculos de la fuerza de varios retroefectos en el sistema climático. {8.6}

Aún perduran problemas en la simulación de algunos modos de variabilidad, principalmente la Oscilación Madden-Julian, bloqueos atmosféricos recurrentes y precipitaciones extremas. {8.4}

Se han encontrado sesgos sistemáticos en la mayoría de las simulaciones de modelos del océano Antártico relacionados con la incertidumbre en respuestas climáticas transitorias. {8.3}

Los modelos climáticos se ven limitados debido a la resolución espacial que se puede lograr con los recursos informáticos actuales, debido a la necesidad de llevar a cabo conjuntos más amplios y la necesidad de incluir algunos procesos adicionales. {8.1–8.5}

TS.6.4.2 Equilibrio y Sensiblidad climática transitoria

Hallazgos sólidos:

Es *probable* que la sensibilidad climática de equilibrio se encuentre entre los 2°C y los 4,5°C donde el valor más *probable* sería aproximadamente 3°C, basado en múltiples observaciones y modelos. Es *muy improbable* que sea menos de 1,5°C. {8.6, 9.6, Recuadro 10.2}

La respuesta climática de transición se define mejor que la sensibilidad climática de equilibrio. Es *muy probable* que sea más de 1°C y *muy improbable* que sea más de 3°C. {10.5}

Se comprende bien el origen de las diferencias de la sensibilidad climática de equilibrio encontrada en modelos diferentes. Existen grandes incertidumbres sobre cómo las nubes responderían al cambio climático mundial. {8.6}

Los retroefectos de nube son la fuente primaria de las diferencias entre modelos en la sensibilidad climática de equilibrio donde la nube baja es el mayor contribuyente. {8.6}

Nuevas pruebas de observaciones y modelos apoyan vehementemente un retroefecto combinado de la tasa de disminución del vapor de agua con una fuerza similar a la de los MCGAO. {8.6}

Incertidumbres clave:

Existen grandes incertidumbres sobre cómo las nubes responderían al cambio climático mundial. {8.6}

RT.6.4.3 Proyecciones mundiales

Hallazgos sólidos:

Incluso si las concentraciones de agentes de forzamiento radiativo se estabilizan, se prevé un calentamiento y cambios climáticos relacionados, debido mayormente a retrasos de tiempo asociados con los procesos oceánicos. {10.7}

Las suposiciones de diferentes escenarios o las sensibilidades de diferentes modelos afectan ligeramente a las proyecciones de calentamiento a corto plazo y se corresponden a las observadas durante los últimos decenios. El calentamiento medio de multimodelos, promediado desde 2011 a 2030 relativo a 1980 hasta1999 para todos los MCGAO considerados en este informe, se ubica en una tasa ajustada de 0,64°C a 0,69°C para los tres escenarios de emisiones IE-EE diferentes: B1, A1B y A2. {10.3}

Las pautas geográficas de calentamiento proyectado muestran mayores aumentos de temperatura en latitudes altas septentrionales y en tierra, con un menor calentamiento en los océanos meridionales y el Atlántico Norte. {10.3}

Los cambios en las precipitaciones muestran pautas sólidas a gran escala: generalmente las precipitaciones aumentan en la máxima tropical de precipitaciones, disminuyen en los subtrópicos y aumentan en latitudes altas debido a una intensificación general del ciclo hidrológico mundial. {10.3}

A medida que se calienta el clima, disminuye la capa de nieve y la extensión del hielo marino; los glaciares y los casquetes de hielo pierden masa y contribuyen al aumento del nivel del mar. La extensión del hielo marino disminuye en el siglo XXI tanto en el Ártico como la Antártida. Los retroefectos positivos aceleran la reducción de la capa de nieve y en la mayoría de las regiones de permafrost aumenta la profundidad del derretimiento. {10.3}

Según las simulaciones actuales, es *muy probable* que la CRL del Océano Atlántico disminuya para 2100. Sin embargo, es *muy improbable* que la CRL sufra una gran transición abrupta durante el curso del siglo XXI. {10.3} Aumentará la frecuencia y duración de las olas de calor en un clima futuro más cálido. Se proyecta la disminución de los días de escarcha en casi todas las partes de las latitudes medias y altas, con un aumento de la duración de la estación. Existe una tendencia a la sequía en verano en zonas continentales medias, lo que indica un riesgo mayor de sequías en esas regiones. {10.3, PF 10.1}

El calentamiento futuro reducirá la capacidad del sistema de la Tierra (tierra y océano) de absorber CO_2 antropogénico. Como resultado, una extensa fracción creciente de CO_2 antropogénico permanecería en la atmósfera bajo un clima más cálido. Este retroefecto requiere reducciones en las emisiones acumuladas que se corresponden con la estabilización a un nivel de CO_2 atmosférico comparado con el caso hipotético de no existir tal retroefecto. Mientras más alto sea el escenario de estabilización, mayor cantidad de cambio climático y mayor necesidad de reducciones. {7.3, 10.4}

Incertidumbres clave:

La probabilidad de un cambio abrupto grande en la CRL después de finales del siglo XXI todavía no se puede evaluar con plena confianza. En escenarios de emisiones bajas y medias, con concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero estabilizadas después de 2100, la CRL se recupera de un debilitamiento inicial dentro de uno o varios siglos. No se excluye una reducción permanente de la CRL si el forzamiento es fuerte y suficientemente largo. {10.7}

Las proyecciones de modelos para los fenómenos extremos de precipitaciones muestran índices mayores en ubicación geográfica y su amplitud que en la temperatura. {10.3, 11.1}

La respuesta de algunos modos importantes de la variabilidad climática, tales como ENSO, todavía difiere entre modelos lo cual se pudiera relacionar con las diferencias entre la representación espacial y temporal de la condiciones climáticas actuales {10.3}

La rotundidad de muchas respuestas modelo de ciclones tropicales al cambio climatológico todavía está limitada por la resolución de modelos climáticos típicos. {10.3}

Los cambios en los procesos fundamentales que producen algunos cambios climáticos mundiales y regionales se conocen muy poco (por ejemplo, ENSO, NAO, bloqueo atmosférico, CRL, retroefectos de la superficie terrestre, distribución de ciclones tropicales). {11.2–11 .9}

La magnitud de los retroefectos futuros del ciclo del carbono aún no se puede determinar con exactitud. {7.3, 10.4}

RT.6.4.4 Nivel del mar

Hallazgos sólidos:

El nivel del mar continuará aumentando en el siglo XXI debido a la dilatación térmica y a la pérdida del hielo terrestre. El aumento del nivel del mar no fue geográficamente uniforme en el pasado y no lo será en el futuro. {10.6}

El calentamiento proyectado debido a la emisión de gases de efecto invernadero durante el siglo XXI continuará contribuyendo al aumento del nivel del mar durante muchos siglos. {10.7}

El aumento del nivel del mar debido a la dilatación térmica y a la pérdida de masa del manto de hielo continuará durante siglos o milenios aún cuando el forzamiento radiativo se estabilice. {10.7}

Incertidumbres clave:

No existen modelos para analizar los procesos claves que puedan contribuir a cambios dinámicos, rápidos y grandes en los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida que puedan aumentar la descarga de hielo en el océano. {10.6}

La sensibilidad en el equilibrio de la masa de la superficie del manto de hielo (derretimiento y precipitaciones) respecto al cambio climático mundial no está bien delimitada por las observaciones y tiene una amplia difusión en los modelos. Por tanto, existe una gran incertidumbre en la magnitud del calentamiento mundial que, si se mantiene, provocaría la eliminación del manto de hielo de Groenlandia. {10.7}

TS.6.4.5 Proyecciones Regionales

Hallazgos sólidos:

Las temperaturas medias de todos los continentes habitables y de muchas regiones terrestres subcontinentales *probablemente* se incrementen a una tasa mucho mayor que la media mundial en los próximos 50 años y por una cantidad considerablemente superior a la variabilidad natural. {10.3, 11.2–11.9}

Es *probable* que aumenten las precipitaciones en la mayoría de las regiones subpolares y polares. El aumento es considerado especialmente agudo, y es *muy probable* que ocurra, en la precipitación anual de la mayor parte de Europa septentrional, Canadá, el nordeste de Estados Unidos y el Ártico, y en las precipitaciones de invierno de Asia septentrional y la meseta tibetana. {11.2–11.9}

Es *probable* que diminuyan las precipitaciones en muchas regiones subtropicales, sobre todo en los márgenes hacia los polos del subtrópico. La disminución es considerada especialmente factible, y muy posible que ocurra, en las precipitaciones anuales en regiones europeas y africanas que bordean el Mediterráneo y en la lluvia de invierno del sudoeste de Australia. {11.2–11.9}

Es *probable* que aumenten, en muchas regiones, las precipitaciones extremas diarias. El aumento se considera *muy probable* en Europa septentrional, Asia meridional, Asia oriental, Australia y Nueva Zelanda. Esta lista refleja, en parte, una cobertura geográfica desigual en las investigaciones publicadas. {11.2–11.9}

Incertidumbres clave:

En algunas regiones sólo existen estudios limitado de aspectos importantes del cambio climático regional, particularmente respecto a fenómenos extremos. {11.2–11.9}

Los Modelos de Circulación General atmósfera-océano no se corresponden con el cambio simulado de las precipitaciones regionales en algunas regiones importantes (por ejemplo, América del Sur septentrional, Australia septentrional y del Sahel). {10.3, 11.2–11.9}

En muchas regiones donde la topografía elabora excelentes escalas espaciales climáticas, existe información insuficiente sobre cómo se expresará el cambio climático en estas escalas. {11.2–11.9}

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:

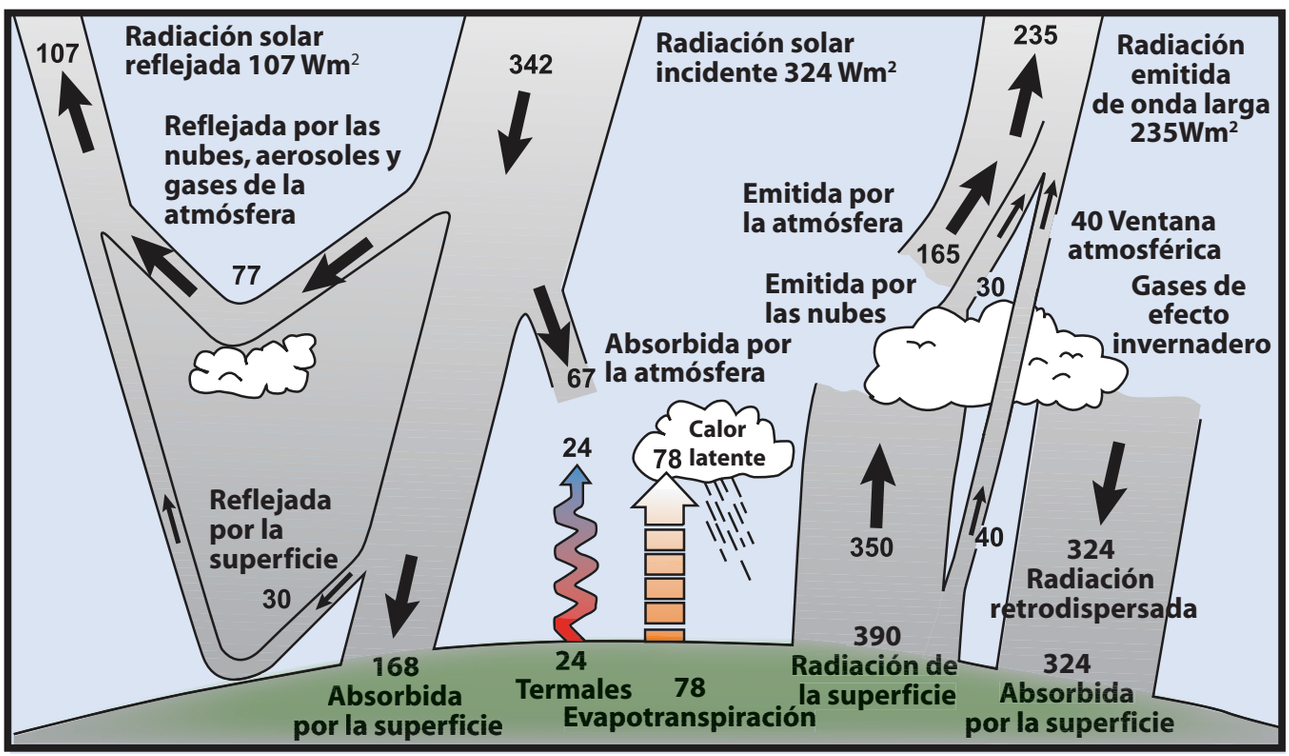
IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, 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 enegía 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°C, mucho más frío que las condiciones que existen realmente en la superficie terrestre (la temperatura media mundial es de unos 14°C). Sin embargo, los – 19°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 embrago, 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 humanan 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.

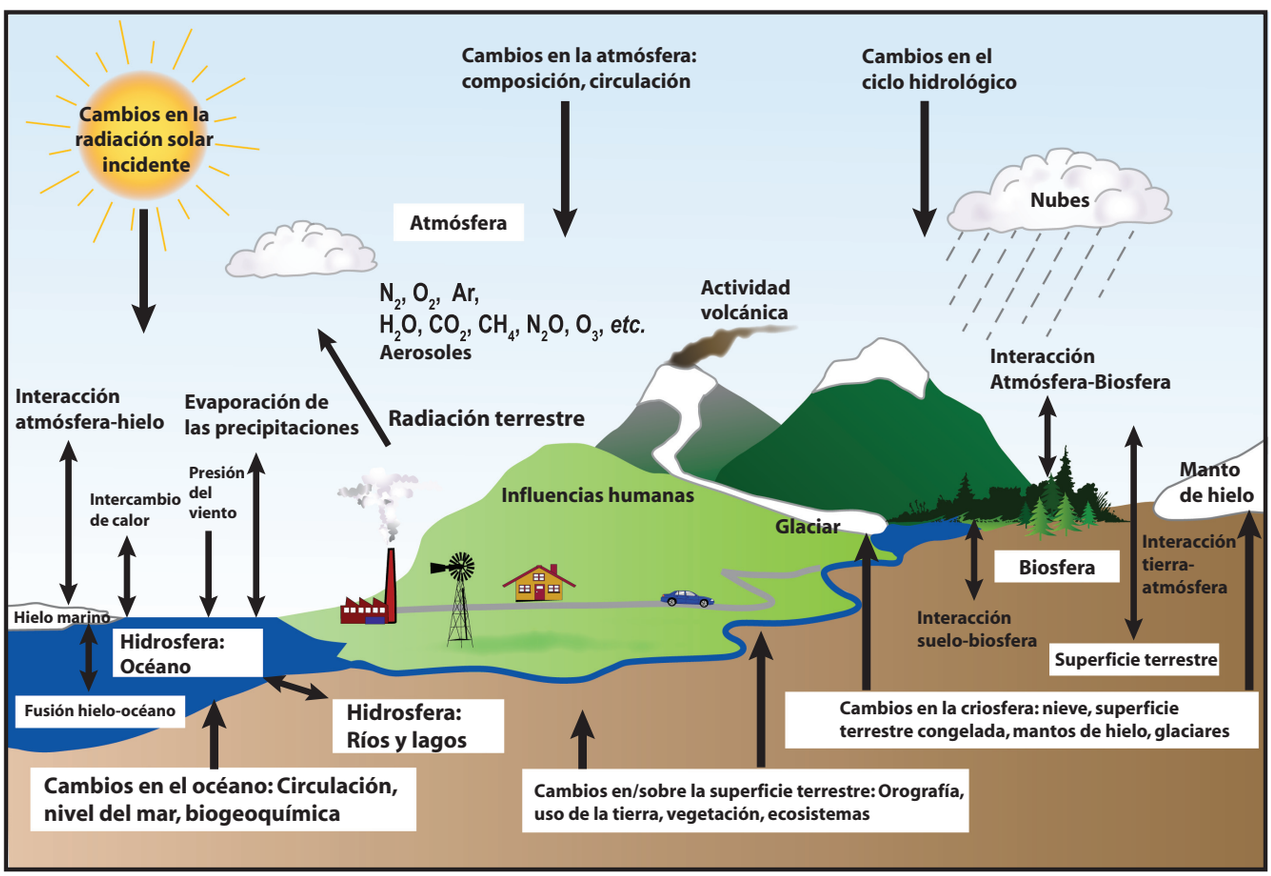
Existen muchos mecanismos de retroefecto en el sistema climático que pueden amplificar (retroefecto positivo) o disminuir (retroefecto negativo) los efectos de un cambio en los forzamientos del clima. Por ejemplo, con el calentamiento del clima terrestre debido al incremento de las concentraciones de 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.

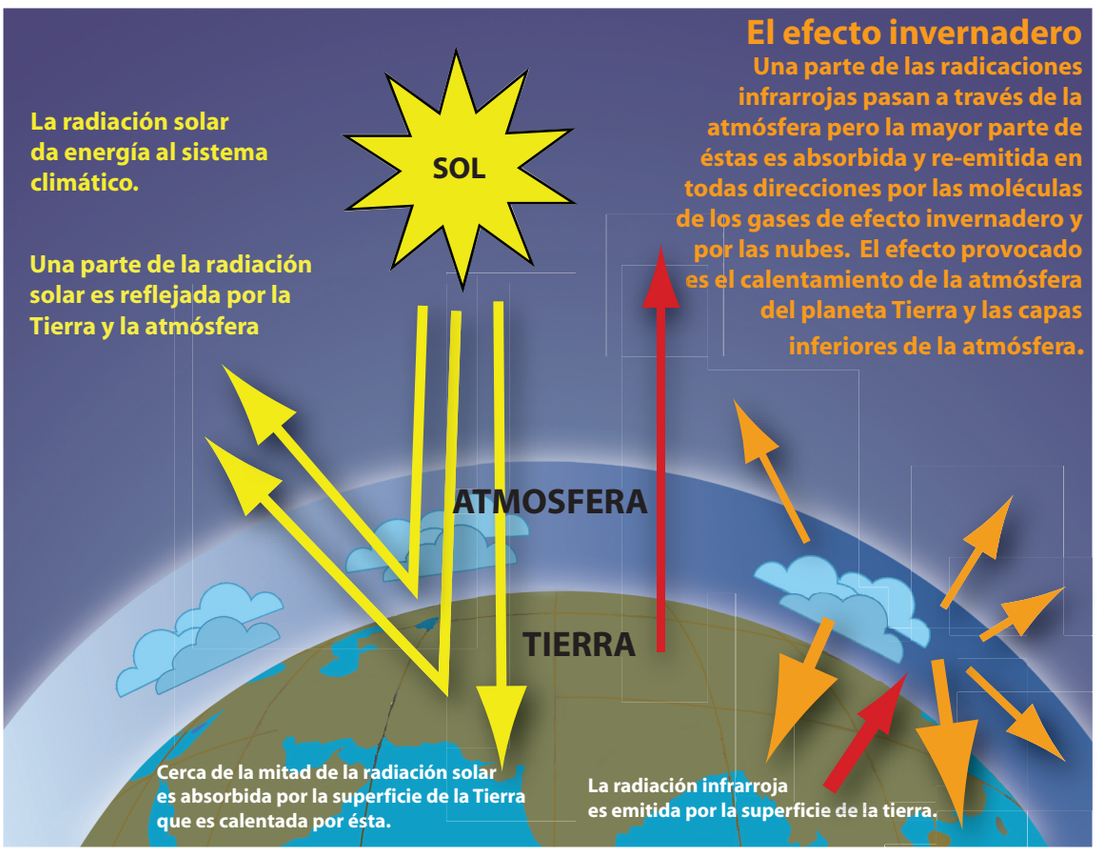
Mientras muchos factores continúan influyendo en el clima, los científicos han determinado que las actividades humanas se han convertido en una fuerza dominante, responsables de gran parte del calentamiento que hemos experimentado en los últimos 50 años. Los cambios climáticos provocados por el ser humano 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 que 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

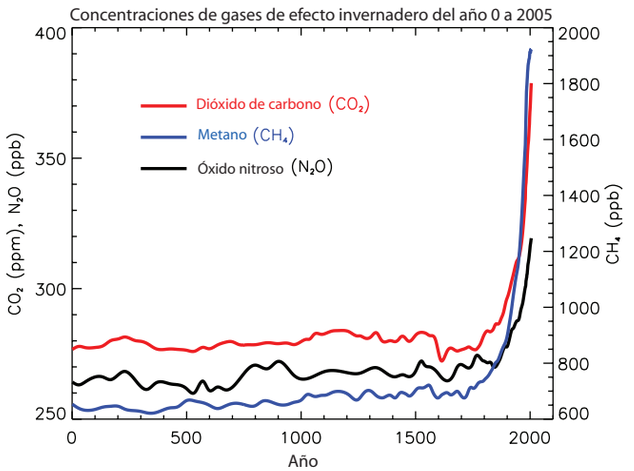
¿Cómo contribuyen las actividades humanas a los cambios climáticos? y ¿Cómo se comparan con las influencias humanas?

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 Figura1) 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.

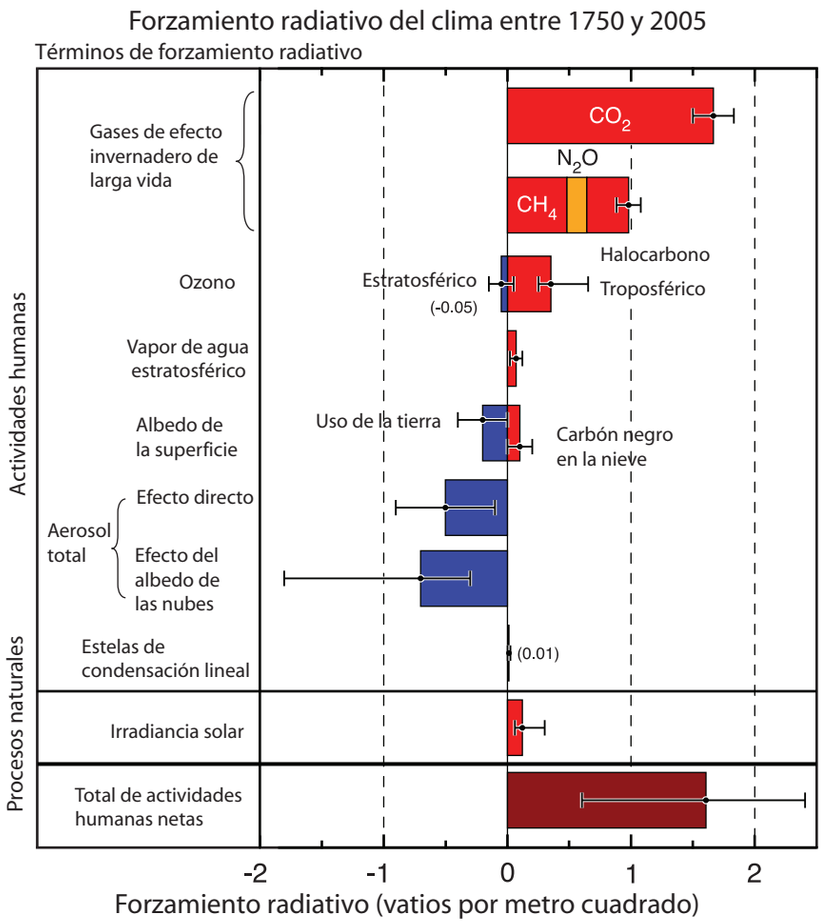


PF 2.1, Figura 1. Concentraciones importantes de gases de efecto invernadero de larga vida en los últimos 2000 años. Los incrementos experimentados desde aproximadamente el año 1750 se atribuyen a las actividades humanas de la era industrial. Las unidades de concentración se miden en partes por millones (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 atmosférica. (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 respetivo. (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 CO_2 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 estratósfera 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 de1940 (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 indiferenciables), 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.

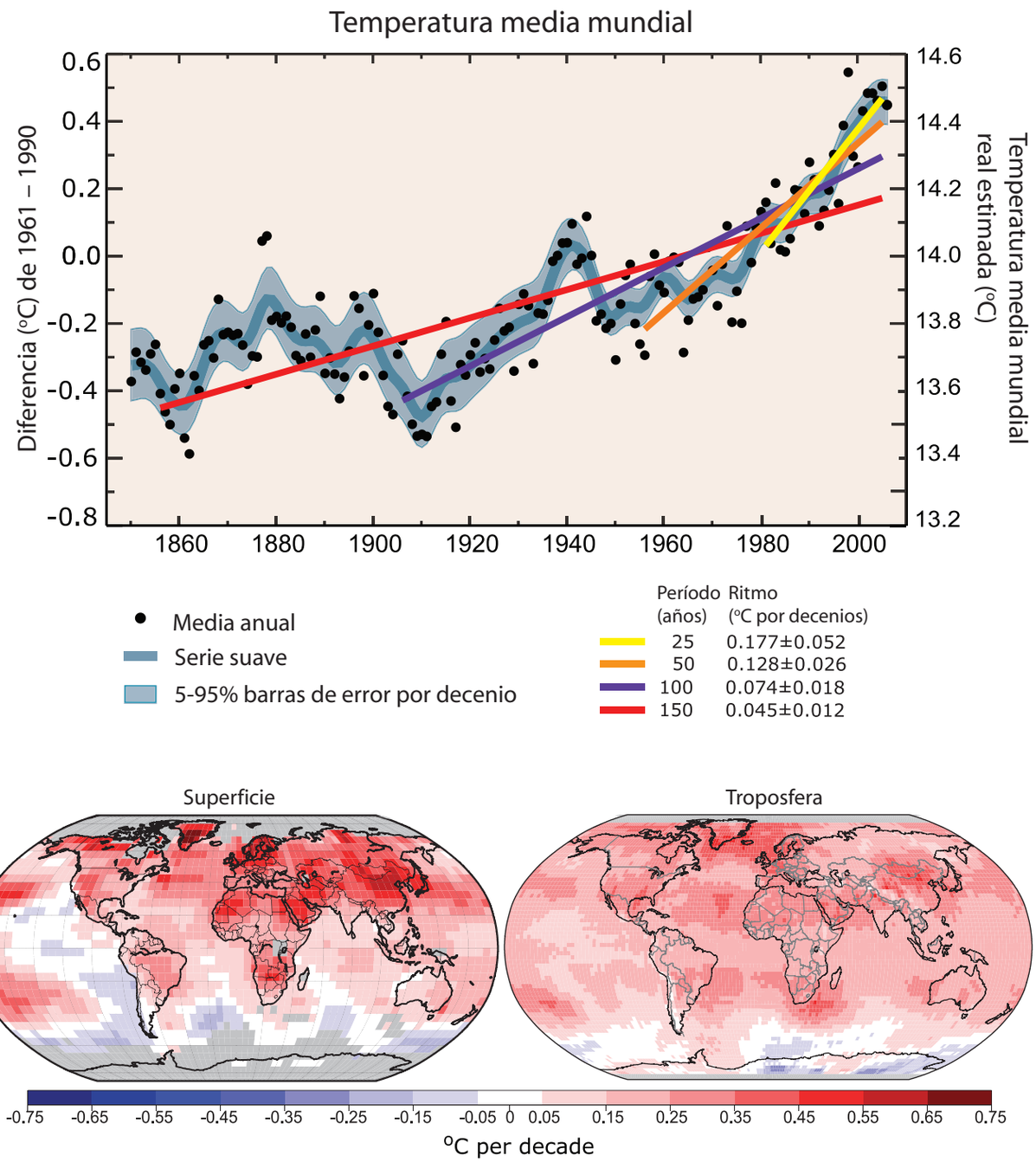
Recientemente resultan ya posibles los análisis de cambios a largo plazo en extremos de temperatura diaria en muchas regiones del mundo (partes de América del Norte y la parte meridional de Sudamérica, Europa, Asia septentrional y oriental, África austral y Australasia). Sobre todo, desde el decenio 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 glaciar en el siglo XX; el derretimiento 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 1 (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 (amarilla), 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 las tendencias 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.

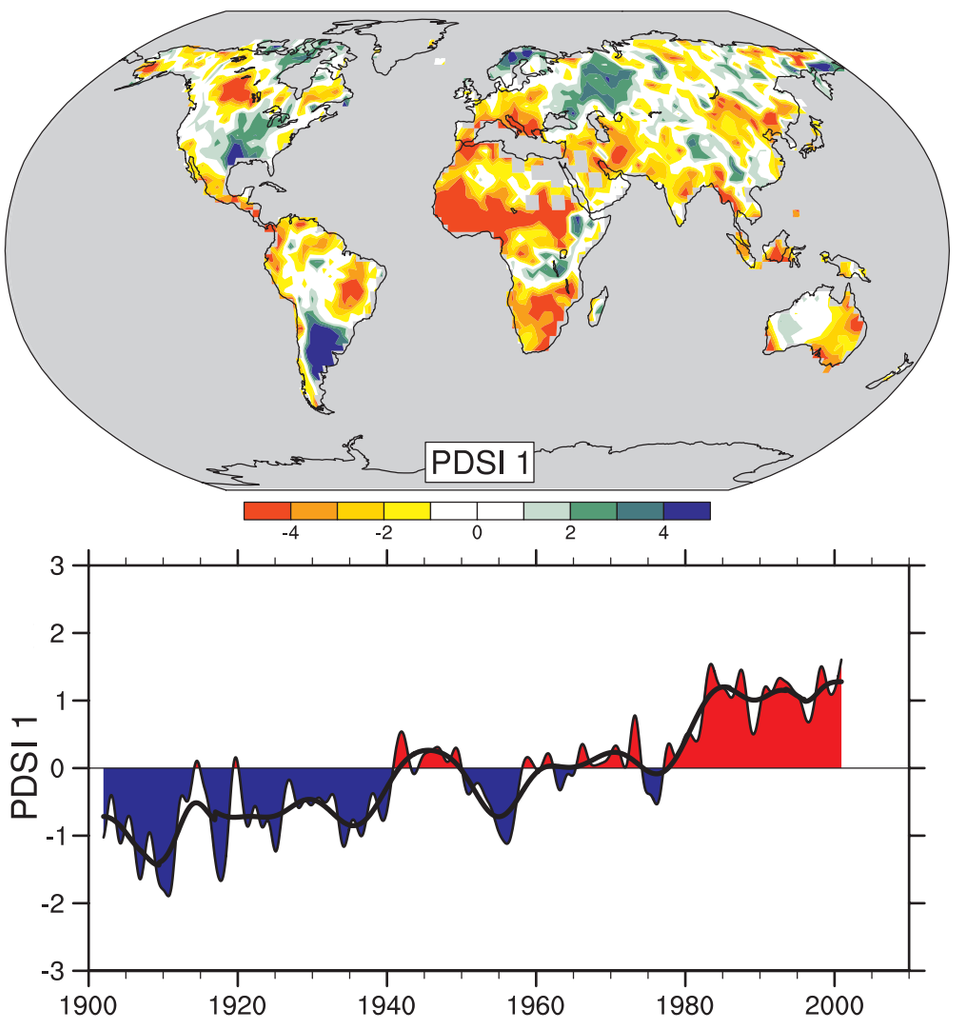
La precipitación es el término general que abarca las lluvias, nevadas y otras formas de agua líquida o congelada que cae de las nubes. La pre¬cipitación es intermitente y cuando ocurre, su carácter depende en gran medida de las condiciones del tiempo y la temperatura. Las condiciones meteorológicas 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 (Figura1) 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 menos 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 intense 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 extratrópicales, 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.

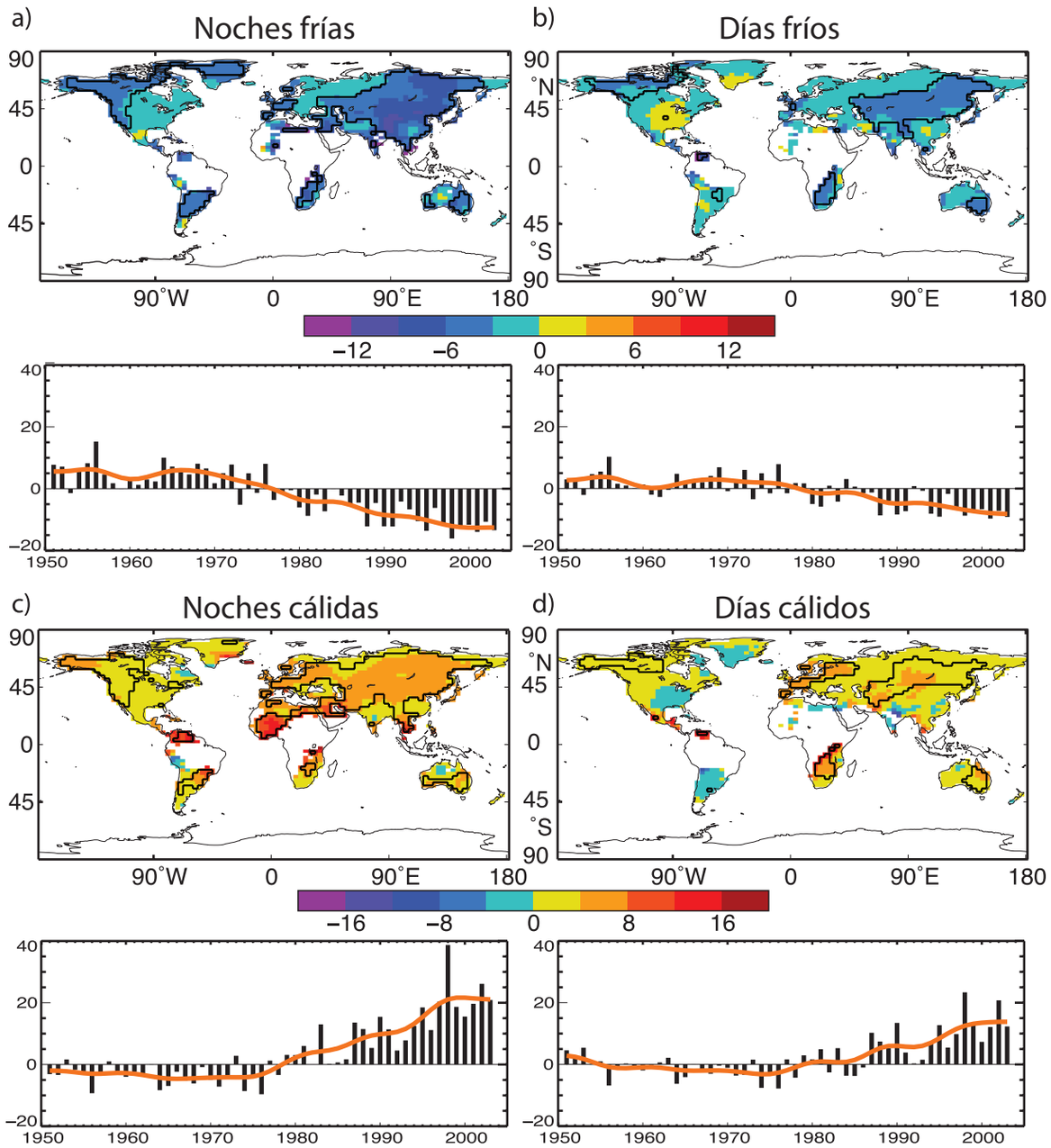
Una indicación importante de los cambios en los extremos es la evidencia observada en los incrementos de episodios de precipitación intensa en las latitudes medias en los últimos 50 años, aún en lugares donde no ha aumentado la precipitación media (véase también PF 3.2). Se han reportado también tendencias 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 hacía 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 ≈ 75% desde 1970. Los incrementos mayores fueron en las regiones del Pacífico Norte, el océano Índico y el Pacifico 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 cuanta 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 a ± 0,4 mm yr^{-1}.

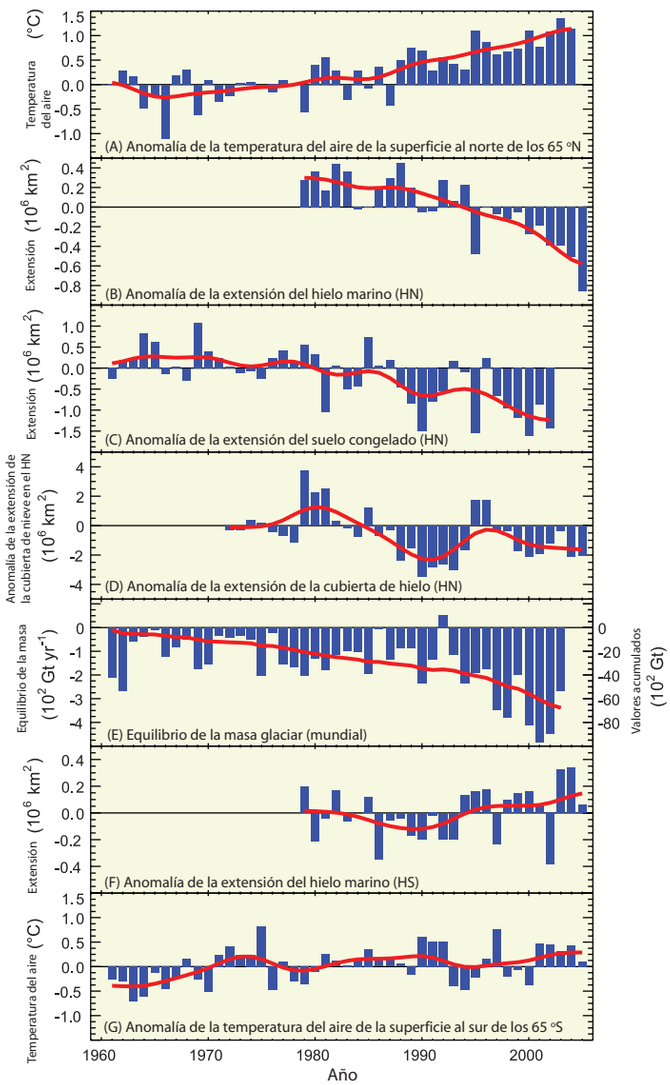
Las mediciones realizadas vía satélite captan la mayor parte de la cubierta de nieve estacional de la Tierra y revelan que la cubierta de nieve de primavera ha disminuido un 2% por decenio desde 1966, aunque hay poca variación en otoño o a principios del invierno. En muchos lugares, la reducción de la 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 perma frost 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 ± 0.6% por decenio, mientras que la extensión del hielo marino de verano ha disminuido 7.4 ± 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 incrementada. El derretimiento de los glaciares y de los casquetes polares adicionó 0,77 ± 0,22 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 ± 0,1 mm yr^{-1} y Antártica, 0,2 ± 0,35 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 efluvio 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 glaciar (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.

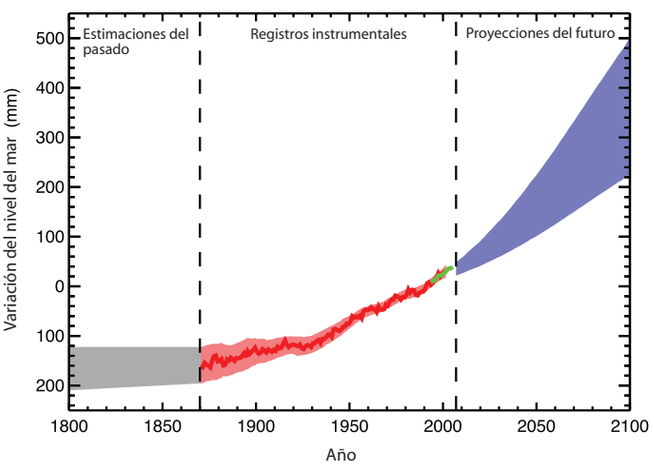
De conformidad con los modelos climáticos, los datos satelitales y las observaciones hidrográficas muestran que el nivel del mar no sube uniformemente en todo el mundo. En algunas regiones, las tasas son varias veces superiores al promedio mundial, mientras que en otras regiones el nivel del mar baja. 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.

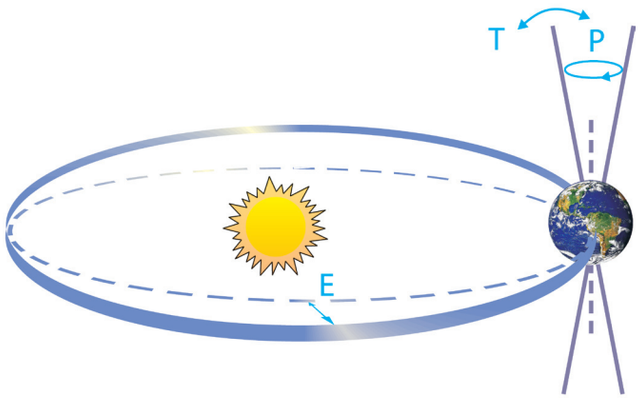
Pregunta Frecuente 6.1

¿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 glaciar, 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 glaciar 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 Milankovitchs) 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 glaciar (véase análisis en la sección 6.4.1) ofrecen resultados realistas solo si se conoce la función del CO_2.

Durante el último período glaciar, 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 CO_2 atmosférico. En escalas de tiempo de un millón de años, los niveles de CO_2 cambian debido a actividad tectónica que afecta las tasas de intercambio de CO_2 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 CO_2 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 CO_2 se conoce con precisión desde hace 650,000 años a partir de las muestras de hielo tomadas. Durante este tiempo, la concentración de CO_2 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 CO_2 (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 glaciar 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 glaciar; 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 (CO_2) y demás gases invernadero durante la era industrial. Es más, el incremento observado en las concentraciones de dióxido de carbono atmosférico (CO_2) no revela el alcance real de las emisiones humanas pues solamente muestra el 55% del CO_2 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 CO_2. 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 CO_2 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 CO_2 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 CO_2 nunca sobrepasaron los 30 ppm en mil años – sin embargo ahora el CO_2 se ha elevado 30 ppm sólo en los últimos 17 años.

Dióxido de carbono

Las emisiones de CO_2 (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 CO_2 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 CO_2 en los últimos 25 años. (Un GtC es igual a 1015 gramos de carbono, (es decir, mil millones de toneladas).

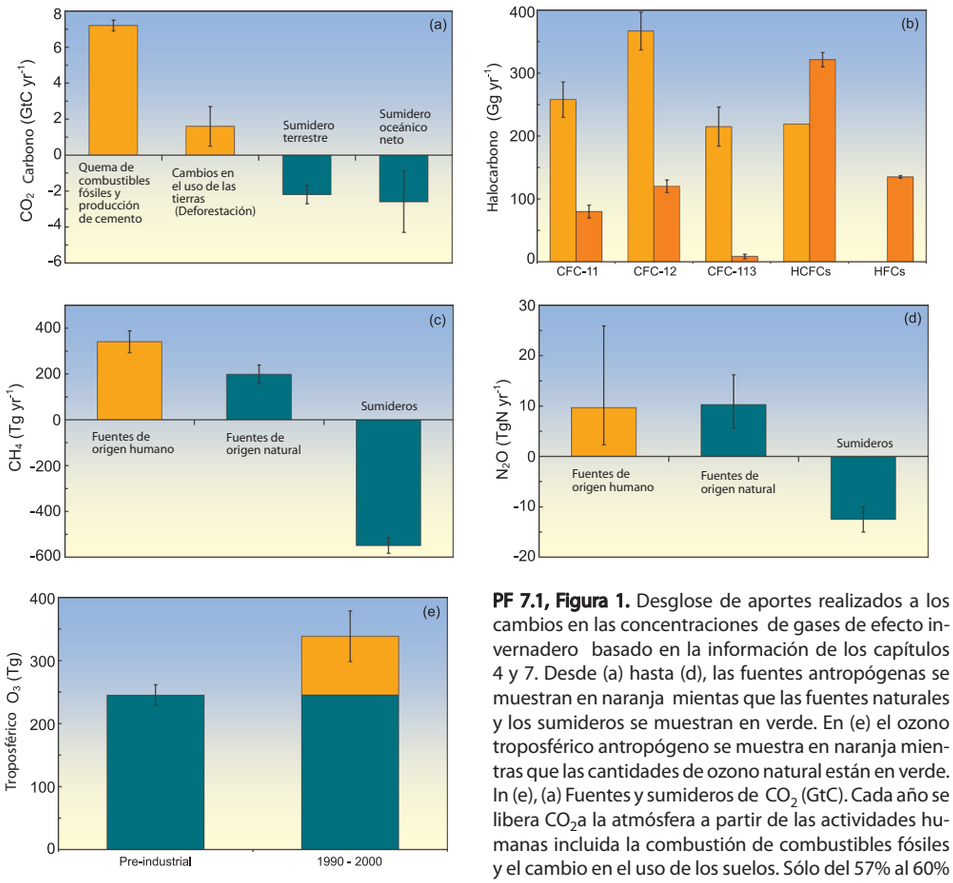
Los procesos naturales tales como la fotosíntesis, la respiración, la descomposición y el intercambio gaseoso de gas de la superficie conducen a intercambios masivos, en fuentes y sumideros de CO_2, entre los suelos y la atmósfera (calculada en ~120 GtC yr–1) y el océano y la atmósfera (calculada en ~90 GtC yr–1; véase Figura7.3). Los sumideros naturales de carbono han producido un insumo neto pequeño de CO_2 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 CO_2 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 CO_2 es causado por las actividades humanas, como ya se conoce, porque el carácter del CO_2, 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 CO_2, 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 CO_2 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.



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 mientas 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. In (e), (a) Fuentes y sumideros de CO_2 (GtC). Cada año se libera CO_2a 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 arrocera 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.

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

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

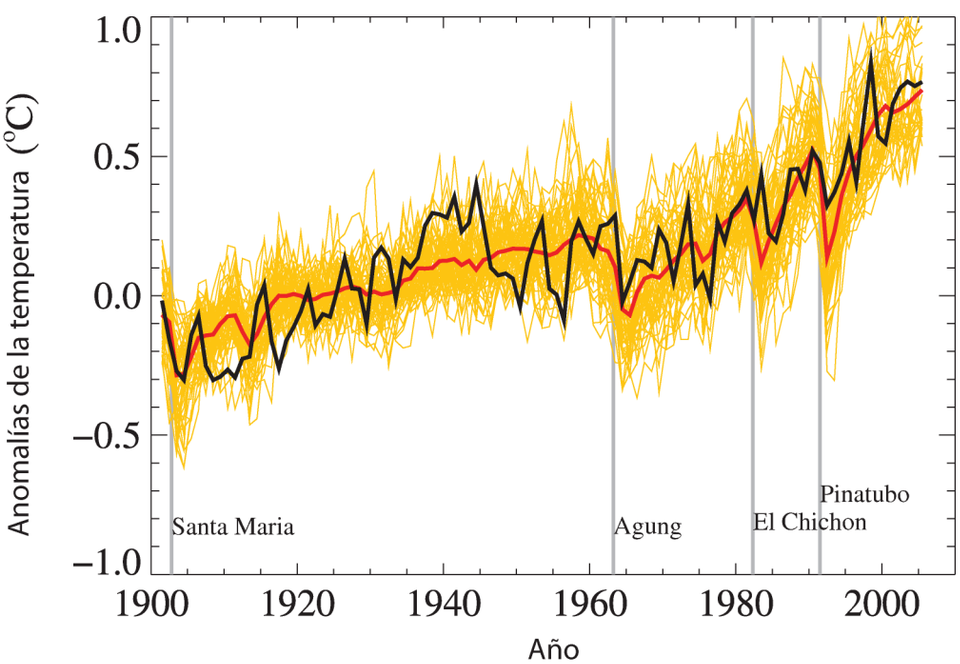
¿Cuán confiable son los modelos utilizados para realizar los pronósticos de futuros cambios climáticos?

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 glaciar 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 resultado 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 computadorizado. 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?

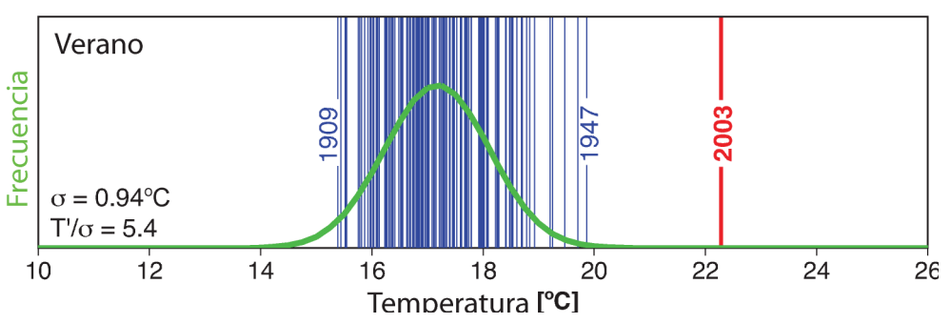
Se espera que ocurran cambios en los extremos climáticos en la medida en que el clima se calienta en respuesta a los crecientes gases de efecto invernadero en la atmósfera, producidos como resultado de actividades humanas, tales como el empleo de combustibles fósiles. Sin embargo, resulta difícil, por 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 episodioss 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 gausiana 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 inusitadamente 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.

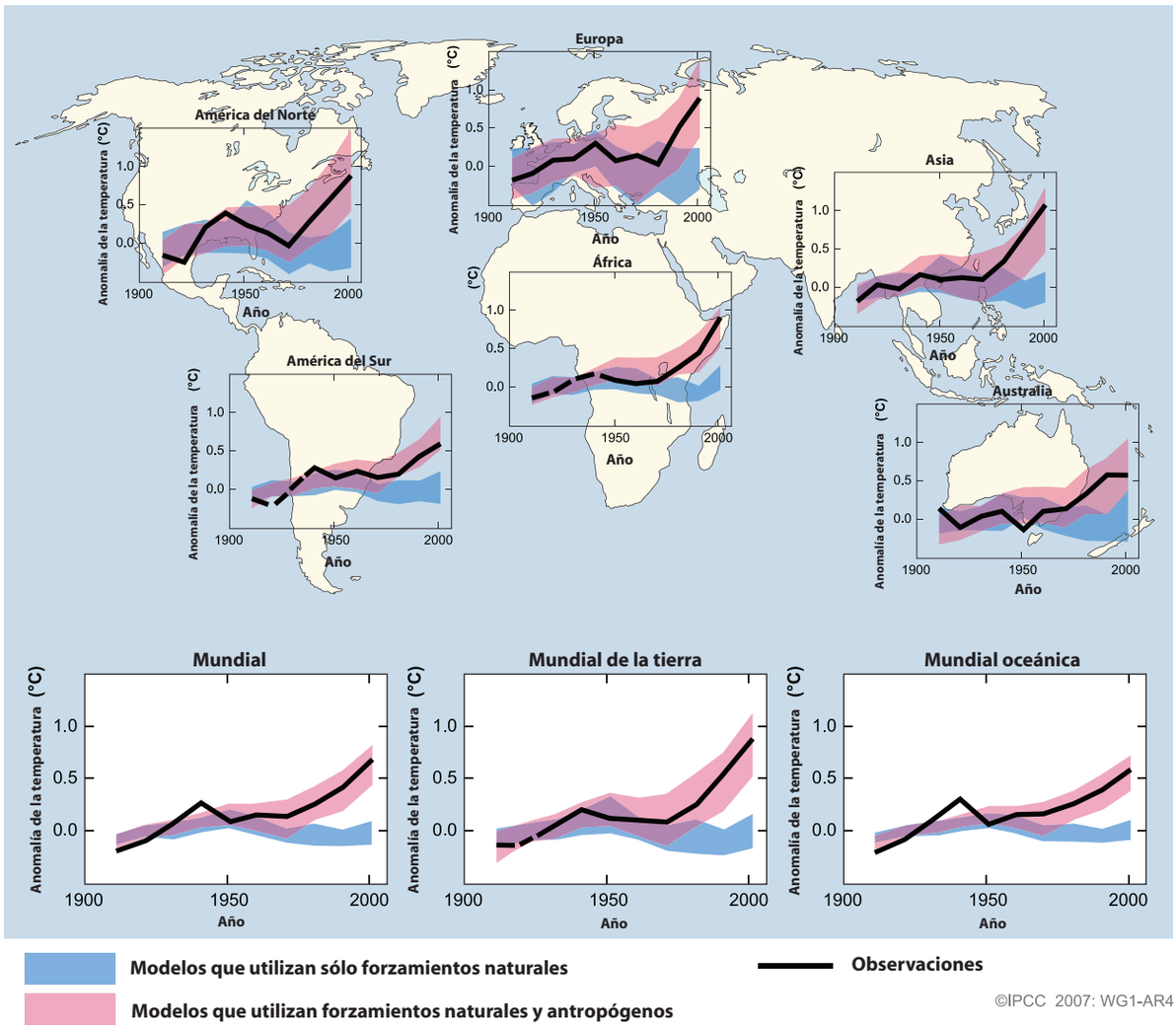
Las variaciones en el clima de la Tierra que han tenido lugar con el paso del tiempo son el resultado de procesos naturales internos, como El Niño, así como de los cambios en las influencias externas. Estas influencias externas pueden tener un origen natural, como la actividad volcánica y las variaciones 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 pronostica 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 linear. 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 ex¬tremos', 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 linear) 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 glaciar, 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 glaciar 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 CO2 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

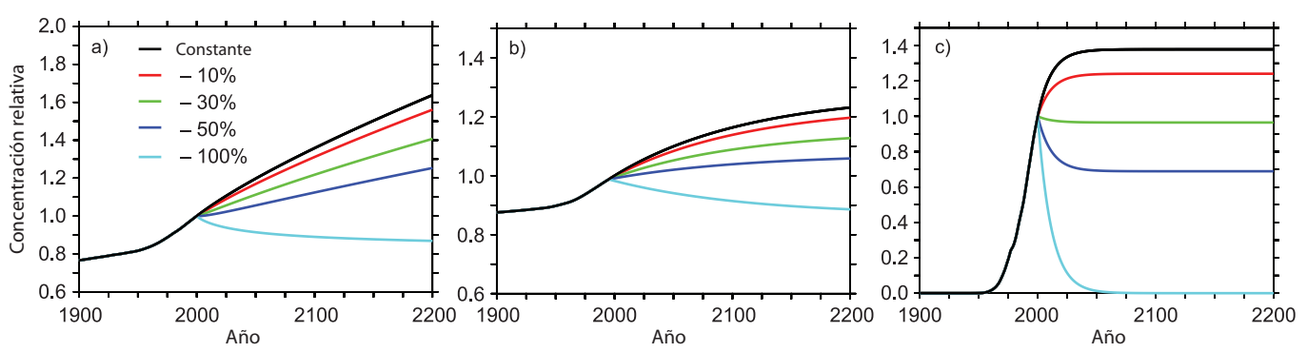


Figura 1. (a) Cambios simulados en la concentración de CO2 atmosférico en comparación con el momento actual, para las emisiones estabilizadas a los niveles actuales (negro), o al 10% (rojo), al 30% (verde), al 50% (azul oscuro) y al 100% (azul claro) por debajo del nivel actual; (b) al igual que en (a) para un oligogás con una permanencia en la atmósfera de 120 años, impulsado por flujos naturales y antropógenos; y (c) como en el caso de (a) para un oligogás con una permanencia en la atmósfera de 12 años, impulsado sólo por flujos antropógenos.

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 próximo 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 aumentaría 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

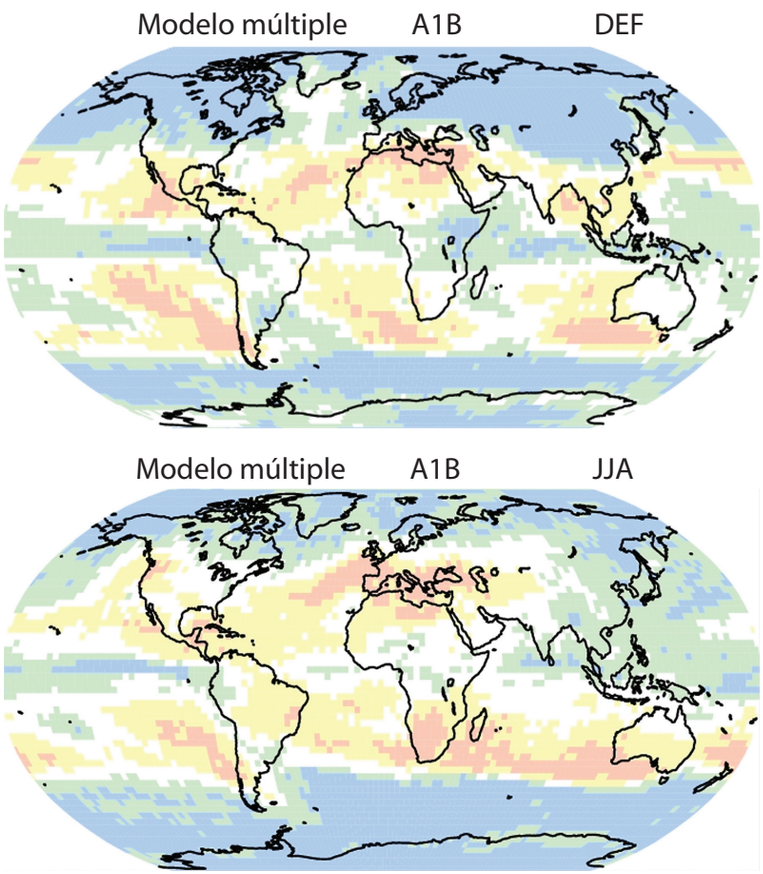
¿Los cambios previstos en el clima varían de una región a otra?

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 extratropicales 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.

Informe del Grupo de Trabajo I del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático

Resumen para Responsables de Políticas

Autores principales:

Richard B. Alley, Terje Berntsen, Nathaniel L. Bindoff, Zhenlin Chen, Amnat Chidthaisong, Pierre Friedlingstein, Jonathan M. Gregory, Gabriele C. Hegerl, Martin Heimann, Bruce Hewitson, Brian J. Hoskins, Fortunat Joos, Jean Jouzel, Vladimir Kattsov, Ulrike Lohmann, Martin Manning, Taroh Matsuno, Mario Molina, Neville Nicholls, Jonathan Overpeck, Dahe Qin, Graciela Raga, Venkatachalam Ramaswamy, Jiawen Ren, Matilde Rusticucci, Susan Solomon, Richard Somerville, Thomas F. Stocker, Peter A. Stott, Ronald J. Stouffer, Penny Whetton, Richard A. Wood, David Wratt

Autores:

J. Arblaster, G. Brasseur, J.H. Christensen, K.L. Denman, D.W. Fahey, P. Forster, E. Jansen, P.D. Jones, R. Knutti, H. Le Treut, P. Lemke, G. Meehl, P. Mote, D.A. Randall, D.A. Stone, K.E. Trenberth, J. Willebrand, F. Zwiers

Este resumen para responsables de políticas debe ser citado del siguiente modo:

IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: *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. enhen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Introducción

La contribución del Grupo de Trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC describe los progresos logrados en el conocimiento de los controladores humanos y naturales del cambio climático,[1] el cambio climático observado, los procesos y las atribuciones climáticos, y las estimaciones del cambio climático futuro proyectado. Se basa en las anteriores evaluaciones del IPCC e incorpora las nuevas conclusiones de los últimos seis años de investigación. Los progresos científicos obtenidos desde el Tercer Informe de Evaluación (TIE) estás sustentados por una cantidad considerable de datos nuevos e integrales, análisis más perfeccionados de los datos, adelantos en el conocimiento de los procesos y de su simulación en modelos y por la exploración más extensiva de los márgenes de incertidumbre. Los fundamentos de los párrafos sustantivos de este Resumen para Responsables de Políticas figuran en las secciones de los capítulos especificadas entre corchetes.

Controladores Humanos y Naturales del Cambio Climático

Los cambios en la abundancia de los gases de efecto invernadero y de los aerosoles atmosféricos así como en la radiación solar y en las propiedades de la superficie de la tierra alteran el balance de energía del sistema climático. Estos cambios se expresan en función del forzamiento radiactivo,[2] que se emplea para comparar cómo una variedad de factores humanos y naturales influyen en el calentamiento o enfriamiento del clima global. Desde el Tercer Informe de Evaluación, nuevas observaciones y modelizaciones de los gases de efecto invernadero, la actividad solar, las propiedades de la superficie de la Tierra y algunos aspectos de los aerosoles han mejorado las estimaciones cuantitativas del forzamiento radiactivo.

Las concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono, metano y óxido nitroso mundiales han aumentado, sensiblemente, como resultado de las actividades humanas desde 1750, y en la actualidad han superado los valores preindustriales determinados en muestras de testigos de hielo que abarcan muchos cientos de años (Véase la Figura RRP.1). El aumento global de la concentración de dióxido de carbono se debe fundamentalmente al uso de combustibles fósiles y a los cambios del uso del suelo, mientras que el del metano y óxido nitroso se deben principalmente a la agricultura. {2.3, 6.4, 7.3}

- El dióxido de carbono es el gas de efecto de invernadero antropogénico más importante. (Véase la Figura RRP2). La concentración de dióxido de carbono en la atmósfera mundial ha pasado de un valor preindustrial de aproximadamente 280 ppm a 379 ppm[3] en 2005.La concentración atmosférica de dióxido de carbono en 2005 supera, en gran medida, su margen de variación natural durante los últimos 650.000 años (de 180 a 300 ppm), según muestran testigos de hielo. El ritmo anual de crecimiento de la concentración de dióxido de carbono ha sido mayor durante los últimos 10 años (1995–2005 una media de: 1,9 ppm al año), que los anteriores desde el comienzo de las mediciones directas continuas en la atmósfera (1960–2005 con una media de: 1,4 ppm al año), aunque existe una variabilidad interanual en el ritmo y crecimiento {2.3, 7.3}

- La principal causa del crecimiento de la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera desde la época preindustrial es el uso de combustibles fósiles; el cambio en los usos del suelo constituye otra contribución significativa, pero de menor escala. Las emisiones[4] anuales de dióxido de carbono fósil aumentaron de una media de 6,4 [6,0 a 6,8][5] GtC (23.5 [22.0 a 25.0] $GtCO_2$) por año en los noventa a 7,2 [6,9 a 7.5] GtC (26,4 [25,3 a

[1] *Cambio climático,* según el uso de este término en el IPCC, se refiere a cualquier cambio climático producido durante el transcurso del tiempo, ya sea debido a la variabilidad natural o a la actividad humana. Dicho uso difiere del de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático, donde el cambio climático se refiere a un cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad climática natural observada durante periodos de tiempo comparables.

[2] *Forzamiento radiativo* es la medida de la influencia que un factor ejerce en el cambio del balance de la energía entrante y saliente en el sistema atmosférico terrestre y es un índice de la importancia del factor como mecanismo potencial del cambio climático. El forzamiento positivo tiende a calentar la superficie, mientras que el negativo tiende a enfriarla. En el presente informe, los valores de forzamiento radiativo son del año 2005 relativos a las condiciones del periodo preindustrial definidas en 1750 y se expresan en watts por metro cuadrado (W m–2). Para más detalles, véase el Glosario y la Sección 2.2.

[3] ppm (partes por millón) o ppb (partes por mil millones) es la relación del numero de moléculas de gas de efecto invernadero con el numero total de moléculas de aire seco. Por ejemplo, 300 ppm quiere decir 300 moléculas de gas de efecto invernadero por un millón de moléculas de aire seco.

[4] Las emisiones de dióxido de carbono fósil incluyen las provenientes de la producción, distribución y consumo de combustibles fósiles y del producto derivado de la producción de cemento. Una emisión de 1 GtC corresponde a 3.67 $GtCO_2$.

[5] Por lo general, los márgenes de incertidumbre de los resultados que se presentan en este Resumen para Responsables de Políticas corresponden a intervalos de incertidumbre de 90% siempre que no se especifique lo contrario, es decir, hay una estimación del 5% de probabilidad de que el valor pudiera ser superior al margen ofrecido entre corchetes y un 5% de probabilidad de que el valor sea inferior a ese margen. Se ofrecen las mejores estimaciones cuando están disponibles. Los intervalos de incertidumbre evaluados no son siempre simétricos en cuanto a la mejor estimación correspondiente. Obsérvese que el numero de márgenes de incertidumbre en el TAR del Grupo de Trabajo TAR corresponde a 2 desviaciones estándars (95%), a menudo conforme al dictamen de expertos.

Cambios En Los Gases De Efecto Invernadero Según Muestras De Núcleos De Hielo Y Datos Modernos

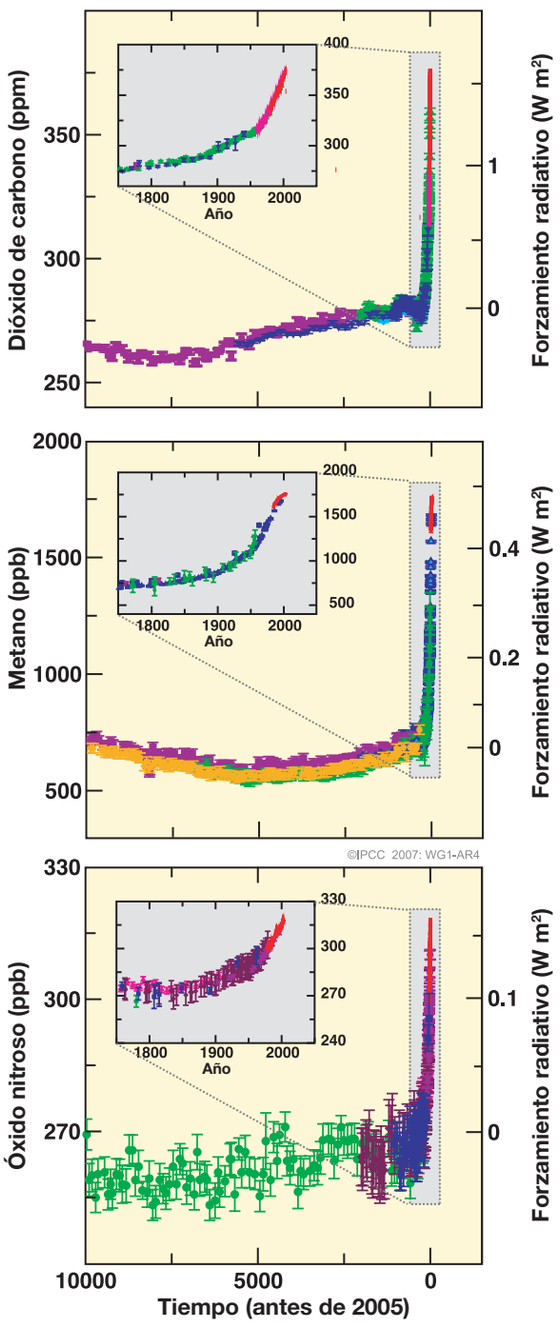


Figura RRP.1. *Las concentraciones de dióxido de carbono, metano y óxido nitroso en la atmósfera durante los últimos 10.000 años (paneles grandes)y desde 1750 (recuadros). Las medidas son de testigos de hielo (los símbolos de diferentes colores denotan diferentes estudios) y de muestras de la atmósfera (líneas rojas) El correspondiente forzamiento radiativo se muestra en los ejes de los paneles grandes a la derecha. {Figura 6.4}*

27,5] $GtCO_2$) por año en 2000–2005 (los datos de 2004 y 2005 son estimaciones provisionales). La estimación por año de las emisiones de dióxido de carbono asociadas con cambios en los usos del suelodurante la década de los noventa es de 1,6 [0,5 a. 2,7] GtC (5,9 [1,8 a 9,9] $GtCO_2$) por año durante el decenio de 1990, aunque estas estimaciones presentan gran incertidumbre. {7.3}

- La concentración de metano en la atmósfera mundial ha pasado de un valor de unas 715 ppb, en la época preindustrial, a 1732 ppb a principios de la década de los noventa, y su valor en 2005 era de 1774 ppb.Tal y como demuestran los testigos de hielo, La concentración atmosférica de metano en 2005 excede, en gran medida, el margen de variación natural de los últimos 650.000 años (de 320 a 790 ppb). El ritmo de crecimiento ha disminuido desde principios de ladécada de los noventa, en concordanciacon el total de emisiones (la suma de las fuentes antropogénicas ynaturales) siendo casi constante durante ese periodo. Es *muy probable*[6] que el aumento observado en la concentración de metano se deba a actividades antropogénicas, predominantemente agrícolas,y al uso de combustibles fósiles, pero aún no se han determinado adecuadamente las contribuciones relativas de otros tipos de fuentes. {2.3, 7.4}

- La concentración de óxido nitroso en la atmósfera mundial pasó de un valor en la era preindustrial de unos 270 ppb a 319 ppb en 2005. El ritmo de aumento se ha mantenido aproximadamente constante desde 1980. Más de un tercio de todas las emisiones de óxido nitroso son antropogénicas, principalmente por la agricultura. {2.3, 7.4}

El conocimiento de la influencia antropogénica en el calentamiento y enfriamiento del clima ha mejorado desde el TIE, llevando a una confianza muy alta[7] de que el efecto neto medio mundial de las actividades humanas desde 1750 ha resultado en un calentamiento, con un forzamiento radiativo de +1,6 [+0,6 a +2,4] W m^{-2} (Véase la Figura RRP2). {2.3., 6.5, 2.9}

[6] En este Resumen para Responsables de Políticas, para indicar la probabilidad evaluada de un resultado o consecuencia, según los criterios de expertos, se emplean los siguientes términos: *Prácticamente cierto* > 99% probabilidad de ocurrencia, *Sumamente probable* > 95%, *Muy Probable* > 90%, *Probable* > 66%, *Mas probable que improbable* > 50%, *Improbable* < 33%, *Muy improbable* < 10%, *Sumamente improbable* < 5% (véase el Cuadro TS.1 para más detalles).

[7] En este Resumen para Responsables de Políticas se emplearon los siguientes niveles de certeza para expresar el criterio de expertos en cuanto a la exactitud de la ciencia que lo sustenta: *confianza muy alta representa al menos* 9 de cada 10 probabilidades de ser correcto; *confianza alta representa aproximadamente* 8 de cada 10 probabilidades de ser correcto (véase el Cuadro TS.1)

- El forzamiento radiativo combinado debido al aumentos de dióxido de carbono, metano y óxido nitroso es +2,30 [+2,07 a +2,53] W m^{-2}, y es muy probable que su ritmo de aumento, durante la era industrial, no haya tenido precedentes en más de 10.000 años (véase las Figuras RRP.1 y RRP.2). El forzamiento radiativo del dióxido de carbono aumentó en un 20% de 1995 a 2005, el mayor cambio para un decenio en, al menos, los últimos 200 años. {2.3, 6.4}

- Las contribuciones antropógenas a los aerosoles (principalmente sulfato, carbono orgánico, carbono negro, nitrato y polvo) en conjunto producen un efecto de enfriamiento, con un forzamiento radiativo directo total de –0,5 [–0,9 a –0,1] W m^{-2} y un forzamiento indirecto en el albedo de las nubes de –0,7 [–1,8 a –0.3] W m^{-2}. Estos forzamientos se conocen mejor ahora que cuando se realizó el TIE debido a la mejora de las mediciones efectuadas in situ, satelitales, en tierra y a laelaboración de modelos más integrales, perosiguen siendo la principal incertidumbre en el forzamiento radiativo. Los aerosoles también influyen en el período de vida de las nubes y en las precipitaciones. {2,4: 2,9; 7,5}

- Vay otras fuentes antropogénicas que contribuyen significativamente al forzamiento radiativo. Los cambios del ozono troposférico debidos a las emisiones de productos químicos formadores del ozono (óxidos de nitrógeno, monóxido de carbono y los hidrocarburos) contribuyen +0,3 5 [+0,25 +0,65] W m^{-2}. El forzamiento radiativo directo debido a cambios

Componentes Del Forzamiento Radiativo

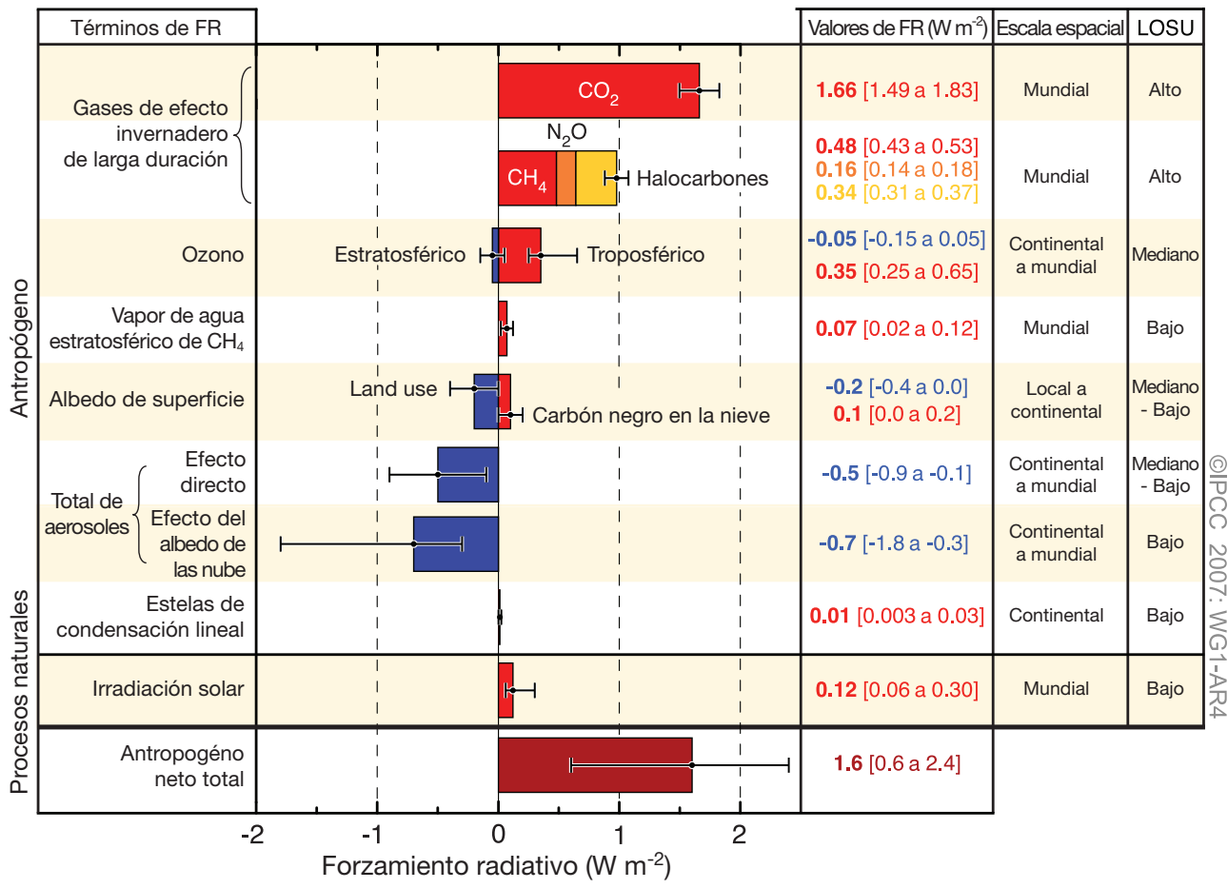


Figura RRP.2. *Estimaciones y margen de variación del forzamiento radiativo (FR) medio mundial en 2005 para dióxido de carbono(CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O) y otros agentes y mecanismos importantes, conjuntamente con la extensión geográfica típica (escala espacial) del forzamiento y del nivel de conocimiento científico (NCC) evaluado). Se muestran también el forzamiento radiativo neto antropogénico y su margen de variación. Esto requiere que se sumen las estimaciones de incertidumbre asimétricas de los términos que lo componen, y no pueden obtenerse por suma simple. Se considera que los factores de forzamiento no incluidos poseen un NCC muy bajo. Los aerosoles de origen volcánico aportan un forzamiento natural adicional pero no se incluyen en esta Figura debido a su naturaleza episódica. En el margen de variación de las estelas de condensación lineal no se incluyen otros posibles efectos de la aviación en la nubosidad. {2.9, Figura 2.20}*

en los halocarbonos 8 es +0.34 [+0,3 1 a +0,37] W m^{-2}. Los cambios en el albedo superficial debidos a cambios en la cubierta del suelo y por depósito de aerosoles de carbono negro en la nieve ejercen forzamientos de –0,2 [–0,4 a 0,0] y +0. [0,0 a +0,2] W m^{-2} respectivamente. Los términos adicionales menores de ±0.1 W m^{-2} se muestran en la Figura RRP.2. {2.3, 2.5, 7.2}

- Se estima que los cambios en la irradiación solar, desde 1750, han ocasionado un forzamiento radiativo de +0,12 [+0,06 a +0,30] W m^{-2}, lo que es menos de la mitad de la estimación ofrecida en el Tercer Informe de Evaluación {2.7}

Observaciones Directas del Cambio Climático Reciente

Desde el TIE se ha progresado en el conocimiento de cómo el clima está cambiando en el tiempo y el espacio mediante el perfeccionamiento y la ampliación de numerosos conjuntos y análisis de datos, obertura geográfica más extensa, mejor conocimiento de las incertidumbres, y mayor variedad de mediciones. Desde la década de 1960, se han incrementado las observaciones integralesdisponibles de glaciares y de la cubierta de hielo y, desde la década pasada, se cuenta con las del nivel del mar y delmanto de nieve. No obstante, el alcance de los datos sigue siendo limitado en algunas regiones.

El calentamiento del sistema climático es inequívoco, como lo evidencian ahora las observaciones de los incrementos en las temperaturas medias del aire y del océano, el derretimiento generalizado del hielo y de la nieve, y la elevación del nivel medio del mar en el mundo. Véase la Figura RRP.3 average sea level (see Figure SPM.3). {3.2, 4.2, 5.5}

- Once de los últimos doce años (1995–2006) se encuentran entre los 12 años más calurosos en los registros instrumentales de la temperatura global ensuperficie[9] (desde 1850). La tendencia lineal de 100-años actualizada (1906 a 2005) de 0,74°C [0,56°C a 0,92°C] es, por tanto, mayor que la tendencia correspondiente de 1901 a 2000 de 0,6°C [0,4°C a 0,8°C] ofrecida en el TIE. La tendencia lineal del calentamiento de los últimos 50 años (0,13°C [0,10°C a 0,16°C] por decenio) casi duplica la de los últimos 100 años. El aumento total de la temperatura de 1850–1899 hasta 2001–2005 es 0,76°C [0,57°C a 0,95°C]. Los efectos de islas de calor urbanas son reales pero locales, y ejercen una influencia no significativa (menos de 0,006°C por decenio en la tierra y cero en los océanos) en estos valores. {3.2}

- Nuevos análisis de las mediciones con globos meteorológicos y satélites de la temperatura de la troposfera inferior y de la media muestran ritmos de calentamiento similares a los del registro de la temperatura de la superficie y son congruentes con sus respectivas incertidumbres, y reconcilian ampliamente una discrepancia observada en el Tercer Informe de Evaluación. {3.2, 3.4}

- El promedio del contenido de vapor de agua en la atmósfera ha aumentado, al menos desde el decenio de 1980, tanto en tierra como en el océano, así como en la troposfera superior. El aumento concuerda, en líneas generales, con el vapor de agua adicional que puede contener el aire más caliente. {3.4}

- Observaciones realizadas desde 1961 muestran que la temperatura media de los océanos del mundo ha aumentado hasta profundidades de, al menos, 3000 m y que el océano está absorbiendo más del 80% del calor añadido al sistema climático. Dicho calentamiento hace que el agua de mar se expanda, lo cual contribuye a elevar el nivel del mar (véase la Tabla RRP.1). {5.2, 5.5}

- Los glaciares de montaña y la cubierta de nieve han disminuido como promedio en ambos hemisferios. Las reducciones generalizadas en los glaciares y en los casquetes de hielo han contribuido a la elevación del nivel del mar (los casquetes de hielo no incluyen las contribuciones ni la de los mantos de hielo de Groenlandia y de la Antártida). (Véase la Tabla RRP.1.) {4.6, 4.7, 4.8, 5.5}

- Nuevos datos posteriores al TIE muestran ahora que es *muy probable* que las pérdidas de los mantos de hielo de Groenlandia hayan contribuido a elevar el nivel del mar desde 1993 a 2003 (véase la Tabla RRP.1). La velocidad de la corriente ha aumentado en algunos de los glaciares de valle de Groenlandia y la Antártica, que drenan hielo del interior de los mantos de hielo. El aumento correspondiente de la pérdida de masa del manto de hielo, a menudo, ha seguido a una disminución del espesor,

[8] El forzamiento radiativo de los halocarbonos se evaluó en detalle en el Informe Especial sobre la Salvaguarda de la Capa de Ozono y el Clima Mundial, IPCC, 2005.

[9] La media de la temperatura del aire cercano a la superficie de la tierra y la temperatura de la superficie del mar.

Cambios En Temperatura, Nivel Del Mar Y Manto De Nieve En El Hemisferio Septentrional

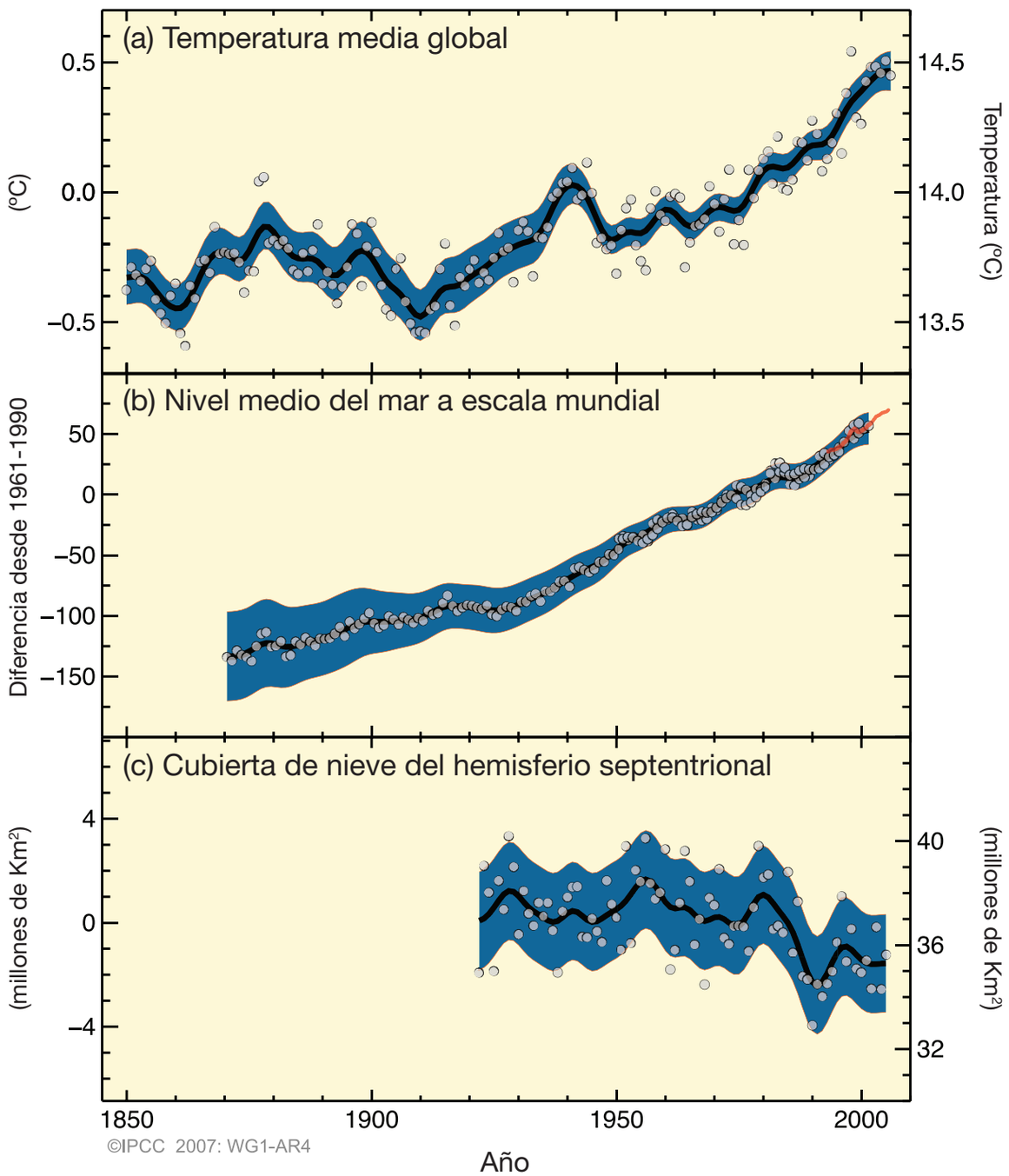


Figura RRP.3. *Cambios observados en (a)la temperatura media de la superficie mundial, (b)el promedio del nivel del mar mundial según datos de mareógrafos (azul) y de satélites (rojo) y (c) la cubierta de nieve del hemisferio septentrional en marzo-abril. Todos los cambios son respecto a los promedios correspondientes al periodo 1961–1990. Las curvas suavizadas representan los valores promedio por decenio mientras que los círculos muestran los valores anuales. Las áreas sombreadas representan a los intervalos de incertidumbre estimados por un análisis integral de las incertidumbres conocidas (a y b) y de las series de tiempo (c). {PF 3.1, Figura 1, Figura 4.2, Figura 5.13}*

reducción o pérdida de las plataformas de hielo, o de las lenguas de glaciares flotantes. Una tal pérdida dinámica de hielo tal es suficiente para explicar la mayor parte de la pérdida de masa neta de la Antártida y aproximadamente la mitad de la pérdida de masa neta de Groenlandia. El resto de la pérdida de hielo de Groenlandia ha ocurrido porque las pérdidas ocasionadas por deshielo superan a la acumulación producida por la nieve. {4.6, 4.8, 5.5}

- El nivel medio del mar en el mundo se elevó a un ritmo medio de 1,8 [1,3 a 2,3] mm anual desde 1961 a 2003. El ritmo fue más acelerado entre 1993–2003: aproximadamente 3,1 [2,4 a 3,8] mm por año. No está claro si el ritmo más rápido de 1993 a 2003 refleja una variabilidad decenal o un incremento en la tendencia largo plazo. Existe *confianza alta* de que el ritmo del aumento del nivel del mar observado se haya incrementado del siglo IX al XX. El aumento total estimado del siglo XX es 0,17 [0,12 a 0,22] m. {5.5}

- Para el período de 1993 a 2003, la suma de las contribuciones del clima es consecuente, dentro de los límites de las incertidumbres, con el aumento total del nivel del mar observado directamente (véase la Tabla SPM.1). Estas estimaciones se basan en datos satelitales e *in situ* más precisos disponibles actualmente. Se estima que en el periodo 1961–2003, la suma de las contribuciones climáticas es menor que el aumento del nivel del mar observado. En el TIE se informó de una discrepancia similar para 1910–1990. {5.5}

A escala continental, regional y de la cuenca oceánica, se han observado numeroso cambios climáticos a largo plazo. Estos incluyen cambios en la temperatura y el hielo árticos, cambios generalizados en la cantidad de precipitación, la salinidad de los océanos, las pautas de los vientos y las condiciones climáticas extremas como sequías, fuertes lluvias, olas de calor y en la intensidad de los ciclones tropicales.[10] {3.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 5.2}

- Las temperaturas medias árticas aumentaron casi el doble que la media mundial durante los últimos 100 años. Las temperaturas árticas presentan una alta variabilidad por década, y también se observó un período de calor desde 1925 a 1945. {3.2}

- Los datos satelitales desde 1978 muestran que la extensión media anual del hielo marino ártico ha disminuido un 2,7 [2,1 a 3,3]% por decenio, con las mayores disminuciones de 7,4 [5,0 a 9,8]% por decenio durante el verano. Estos valores coinciden con los facilitados en el TIE {4.4}

- Las temperaturas en la parte superior de la capa de permafrost han aumentado, por lo general, desde la décadade 1980 en el Ártico (hasta 3°C). El área máxima cubierta por suelo helado estacional ha disminuido aproximadamente un 7% en el hemisferio septentrional

Tabla RRP.1. *Ritmo de elevación del nivel del mar observado y contribuciones estimadas de diferentes fuentes. {5.5, Tabla 5.3}*

Fuente de la elevación del nivel del mar	Ritmo de elevación del nivel del mar (mm por año) 1961–2003	1993–2003
Expansión térmica	0.42 ± 0.12	1.6 ± 0.5
Glaciares y casquetes de hielo	0.50 ± 0.18	0.77 ± 0.22
Manto de Hielo de Groenlandia	0.05 ± 0.12	0.21 ± 0.07
Manto de hielo de la Antártida	0.14 ± 0.41	0.21 ± 0.35
Suma de las contribuciones climáticas individuales al aumento del nivel del mar	1.1 ± 0.5	2.8 ± 0.7
Total del aumento del nivel del mar observado	1.8 ± 0.5[a]	3.1 ± 0.7[a]
Diferencia (Observado menos suma de las contribuciones climáticas estimadas)	0.7 ± 0.7	0.3 ± 1.0

Nota de la Tabla:
[a] Los datos anteriores a 1993 son de mareógrafo y los posteriores a 1993, de altimetría por satélite.

[10] En los ciclones tropicales se incluyen huracanes y tifones.

Norte desde 1900, con una disminución en la primavera de hasta un 15%. {4.7}

- Se han observado tendencias a largo plazo de 1900 a 2005 en la cantidad de las precipitaciones en muchas regiones extensas.[11] Se ha observado un aumento significativo de las lluvias en las regiones orientales de América del Norte y del Sur, en el norte de Europa y en Asia septentrional y central. Se ha observado una disminución de las precipitaciones en el Sahel, el Mediterráneo, África meridional y en partes de Asia meridional. Existe una gran variabilidad espacial y temporal en las precipitaciones, y los datos se limitan a algunas regiones. No se han observado tendencias a largo plazo en otras de las extensas regiones evaluadas.[11] {3.3, 3.9}

- Los cambios en las precipitaciones y en la evaporación en los océanos son debidos a la menor salinidad de las aguas de latitudes medias y altas, conjuntamente con un aumento de la salinidad de las aguas de latitudes bajas. {5.2}

- Los vientos del oeste de latitud media son más fuertes en ambos hemisferios desde el decenio de 1960. {3.5}

Tabla RRP.2. *Tendencias recientes, evaluación de la influencia humana en la tendencia y proyecciones de fenómenos climáticos de las cuales existe una tendencia observada a finales del siglo XX. {Tablas 3.7, 3.8, 9.4; Secciones 3.8, 5.5, 9.7, 11.2–11.9}*

Fenómeno[a] y dirección de la tendencia	Probabilidad de ocurrencia de la tendencia a finales del siglo XX (típicamente después de 1960)	Probabilidad de contribución humana a la tendencia observada[b]	Likelihood of future trends based on projections for 21st century using SRES scenarios
Días y noches más cálidos y menos fríos en la mayoría de las áreas terrestres	*Muy probable*[c]	*Probable*[d]	*Prácticamente cierto*[d]
Mayor frecuencia de días y noches más cálidos en la mayoría de las áreas terrestres	*Muy probable*[e]	*Probable (noches)*[d]	*Prácticamente cierto*[d]
Periodos de calor/olas de calor. Aumento de la frecuencia en la mayoría de áreas terrestres	*Probable*	*Prácticamente cierto*[f]	*Muy probable*
Fenómenos de intensas lluvias. Incremento de la frecuencia (o proporción total de pluviosidad de intensas lluvias) en la mayoría de las áreas	*Probable*	*Más Probable que improbable*[f]	*Muy probable*
Incremento de las áreas afectadas por más sequías	*Probable* en muchas regiones desde 1970	*Más Probable que improbable*	*Probable*
Incremento de la actividad de ciclones tropicales intensos	*Probable* en algunas regiones desde 1970	*Más Probable que improbable*[f]	*Probable*
Mayor incidencia de niveles del mar altos extremos (se excluye los tsunamis)[g]	*Probable*	*Más Probable que improbable*[f,h]	*Probable*[i]

Notas de la Tabla:

[a] Véase la Tabla 3.7 para obtener más detalles de las definiciones.

[b] Véase la Tabla TS.4, el Cuadro TS.5 y la Tabla 9.4.

[c] Disminución en la frecuencias de días y noches fríos (más frío 10%).

[d] Calentamiento de las noches y los días más extremos cada año.

[e] Incremento de la frecuencia de los días y las noches de calor (más calurosos 10%).

[f] Magnitud de las contribuciones antropogénicas no evaluadas. La atribución de esos fenómenos se basa en criterios de expertos en lugar de en estudios de atribución formales.

[g] El nivel del mar alto extremo depende de la media del nivel del mar y de los sistemas climáticos de la región. Se define aquí como el 1 % más elevado de los valores por hora del nivel del mar observado en una estación durante un periodo de referencia determinado.

[h] Los cambios en el nivel del mar alto extremo siguen de cerca de los cambios en la media del nivel del mar. {5.5} Es muy probable que la actividad antropógena haya contribuido al aumento del nivel medio del mar. {9.5}

[i] En todos los escenarios para 2100, el nivel medio del mar a escala mundial proyectado es más elevado que el del periodo de referencia. {10.6} El efecto de los cambios en los sistemas climáticos regionales sobre niveles del mar extremos no ha sido evaluado.

[11] Las regiones evaluadas son las consideradas en el capitulo de proyecciones regionales del TIE y en Capitulo 11 del presente informe.

- Se han observado sequías más prolongadas y más intensas en áreas más extensas desde el decenio de 1970, particularmente en los trópicos y los subtrópicos. Un aumento de la desecación vinculado a temperaturas más altas y a la disminución de la lluvia ha contribuido a la aparición de cambios en la sequía. Los cambios en la temperatura de la superficie marina, las pautas del viento y la disminución de la cubierta de nieve también se han relacionado con las sequías.{3.3}

- La frecuencia de fenómenos de precipitaciones fuertes se ha incrementado en la mayoría de las áreas terrestres, en concordancia con el calentamiento y los aumentos observados del vapor de agua atmosférico. {3.8, 3.9}

- Durante los últimos 50 años, se han observado cambios generalizados en las temperaturas extremas. Cada vez son menos frecuentes los días y las noches fríos y las heladas, mientras que los días y las noches calurosos y las ondas de calor se han vuelto más frecuentes. (véase la Tabla RRP.2). {3.8}

- Hay evidencias obtenidas por observación de un incremento en la intensa actividad ciclónica tropical en el Atlántico Norte desde 1970 aproximadamente, correlacionado con aumentos de la temperatura de la superficie de los mares tropicales. También se sugiere un aumento de la actividad de ciclones tropicales intensos en algunas otras regiones donde hay mayor interés por la calidad de los datos. La variabilidad durante varios decenios y la calidad de los registros de los ciclones tropicales anteriores a las observaciones satelitales rutinarias, alrededor de 1970, complican la detección de tendencias a largo plazo en la actividad de ciclones los tropicales. No existe una tendencia definida en cuanto al número anual de ciclones tropicales. {3.8}

No se han observado cambios en algunos aspectos del clima. {3.2, 3.8, 4.4, 5.3}

- El TIE informó de una disminución en el intervalo de temperatura diurna, pero los datos disponibles entonces solo cubrían de 1950 a 1993. Observaciones actualizadas revelan que el margen de variación de la temperatura diurna no cambió de 1979 a 2004, ya que la temperatura diurna y la nocturna han aumentado a aproximadamente el mismo ritmo. Las tendencias son sumamente variables de una región a otra. {3.2}

- La extensión del hielo marino antártico continúa mostrando variabilidad interanual y cambios localizados, pero no existen tendencias estadísticamente significativas de los promedios, en concordancia con la falta de calentamiento reflejado en las temperaturas atmosféricas promediadas a lo largo de la región. {3.2, 4.4}

- No hay suficiente evidencia para determinar la existencia de tendencias en la circulación meridional de retorno (CRM) de los océanos mundiales o de fenómenos a pequeña escala, tales como, tornados, granizo, relámpagos, y tormentas de polvo. {3.8, 5.3}

Una Perspectiva Paleoclimática

Los estudios paleoclimáticos usan los cambios en los indicadores sensibles al clima para inferir cambios climáticos del pasado en escalas de tiempo que abarcan desde decenios hasta millones de años. Esos datos sustitutivos (por ejemplo, el ancho de los anillos de crecimiento de los árboles) pueden estar influidos por la temperatura local y otros factores como la lluvia y son, a menudo, representativos de estaciones particulares , no de años completos. Los estudios llevados a cabo con posterioridad al TIE aumentan la confianza en los datos adicionales que muestran un comportamiento coherente en múltiples indicadores, en diferentes partes del mundo. No obstante, laincertidumbre aumenta generalmente al adentrarse en el pasado, debido a las crecientes limitaciones de la cobertura espacial.

La información paleoclimática apoya la interpretación de que el calor de la última mitad del siglo pasado es poco común al menos en los 1.300 años anteriores. La última vez que las regiones polares fueron significativamente más cálidas que ahora, durante un largo periodo de tiempo (hace unos 125.000 años), la reducción en el volumen del hielo polar elevó el nivel del mar de 4 a 6 m. {6.4, 6.6}

- *Es muy probable* que las temperaturas medias del hemisferio Norte durante la segunda mitad del siglo XX hayan sido más altas que durante cualquier otro periodo de 50 años, en los últimos 500 años, y es *probable* que sean las más altas, al menos, en los últimos 1,300 años. Algunos estudios recientes indican una mayor variabilidad en las temperaturas del hemisferio norte que las sugeridas en el TIE, especialmente se halló que hubo periodos mas fríos en los siglos XII a XIV, XVII y XIX. Los periodos de más calor anteriores al siglo XX están comprendidos en el margen de incertidumbre presentado en el TIE. {6.6}

- El nivel medio del mar a escala mundial en el último periodo interglaciar (hace unos 125.000 año) fue *probablemente* de 4 a 6 m más elevado que durante el siglo XX, principalmente debido al retroceso del hielo polar. Los datos de las muestras de testigos de hielo indican que las temperaturas polares medias de aquella época eran de 3°C- a 5°C más altas que las actuales, debido a las diferencias de la órbita de la Tierra. Los mantos de hielo de Groenlandia y otros campos de hielo árticos es probable que no contribuyeran en más de 4 m a la elevación del nivel del mar observada. Es posible que haya habido también una aportación de la Antártida. {6.4}

Conocimiento y Atribución del Cambio Climático

Esta evaluación considera registros más amplios y mejorados, un rango ampliado de observaciones y mejoras en la simulación de muchos aspectos climáticos y su variabilidad sobre la base de estudios posteriores al TIE. También se consideran los resultados de nuevos estudios de atribución que evaluaron si los cambios observados son concuerdan cuantitativamente con la respuesta esperada a forzamientos externos y no lo hacen con otras explicaciones físicamente verosímiles.

La mayor parte del aumento observado en las temperaturas medias mundiales desde a mediados del siglo XX se debe *muy probablemente* al aumento observado de las concentraciones de gas de efecto invernadero de origen antropogénico.[12] Esto constituye un avance desde la conclusión del TIE de que "es probable que la mayoría del calentamiento observado en los últimos 50 años se deba al aumento de las concentraciones de gas de efecto invernadero." Las influencias humanas apreciables ahora se extienden a otros aspectos climáticos como el calentamiento de los océanos, las temperaturas medias continentales, temperaturas extremas y pautas del viento (véase la Figura RRP.4 y la Tabla RRP.2). {9.4, 9.5}

- Es *probable* que los aumentos en las concentraciones de gases de efecto invernadero por si mismos hayan ocasionado más calentamiento que el observado porque los aerosoles volcánicos y los antropógenos han compensado parte del calentamiento que hubiera tenido lugar de no ser así. {2.9, 7.5, 9.4}

- El calentamiento generalizado observado de la atmósfera y el oceáno, conjuntamente con la pérdida de la masa de hielo, apoyan la conclusión de que es *extremadamente improbable* que los cambios de los últimos 50 años puedan ser explicados sin el forzamiento externo, y *muy probable* que no se deban únicamente a causas naturales conocidas. {4.8, 5.2, 9.4, 9.5, 9.7}

- Se ha detectado calentamiento del sistema climático en los cambios de las temperaturas de la superficie y la atmósfera en los varios cientos de metros de la parte superior del océano y en las contribuciones a la elevación del nivel del mar. Los estudios de atribución han establecido la presencia de contribuciones antropógenas en todos esos cambios. Las pautas observadas del calentamiento troposférico y el enfriamiento estratosférico se deben *muy probablemente* a las influencias combinadas del aumento de gases de efecto invernadero y a la reducción del ozono estratosférico. {3.2, 3.4, 9.4, 9.5}

- Es *probable* que haya habido un calentamiento antropogénico significativo durante los últimos 50 años como promedio en todos los continentes excepto en la Antártida (véase la Figura RRP.4). Las pautas de calentamiento observadas, incluyendo más calentamiento sobre la tierra que sobre el océano, y sus cambios a lo largo del tiempo, se simulan solamente con modelos que incluyen forzamiento antropógeno. La capacidad de los modelos climáticos acoplados para simular la evolución de la temperatura observada en los seis continentes brinda una evidencia más marcada de la influencia humana en el clima que de la que informa en el TIE. {3.2, 9.4}

- Aún existen dificultades en la simulación y atribución fidedignas de los cambios de temperatura observados a menor escala. En esas escalas, la variabilidad natural del clima es relativamente mayor, lo cual dificulta la distinción de los cambios esperados ocasionados por forzamientos externos. Las incertidumbres en los forzamientos locales y los retroefectos dificultan también la estimación de la contribución del aumento de los gases de efecto invernadero a los cambios de temperatura observados a pequeña escala. {8.3, 9.4}

- Es probable que el forzamiento antropógeno haya contribuido a los cambios en las pautas del viento,[13] al

[12] La consideración de la incertidumbre restante se basa en metodologías actuales.

[13] En particular, los Modos Anulares Austral y Septentrional y la Oscilación Noratlántica. {3.6, 9.5,Recuadro TS.2}

afectar a la trayectoria de las tormentas extra-tropicales y las pautas de temperatura en ambos hemisferios. No obstante, los cambios observados en la circulación del hemisferio Norte son mayores que los simulados en respuesta al cambio de forzamiento del siglo XX. {3.5, 3.6, 9.5, 10.3}

- Es *probable* que las temperaturas de las noches más extremadamente cálidas y de las noches y los días fríos más extremos hayan aumentado debido al forzamiento antropógeno. Es *más probable que improbable* que el forzamiento antropógeno haya aumentado el riesgo de las olas de calor (véase la Tabla RRP.2). {9.4}

El análisis de los modelos climáticos, conjuntamente con las limitaciones de las observaciones, permite ofrecer, por primera vez, un margen de *probabilidad* evaluado de la sensibilidad del clima y aumenta la confianza en el conocimiento de la respuesta del sistema climático al forzamiento radiativo. {6.6, 8.6, 9.6, Encuadro 10.2}

Cambio De La Temperatura Continental Y Mundial

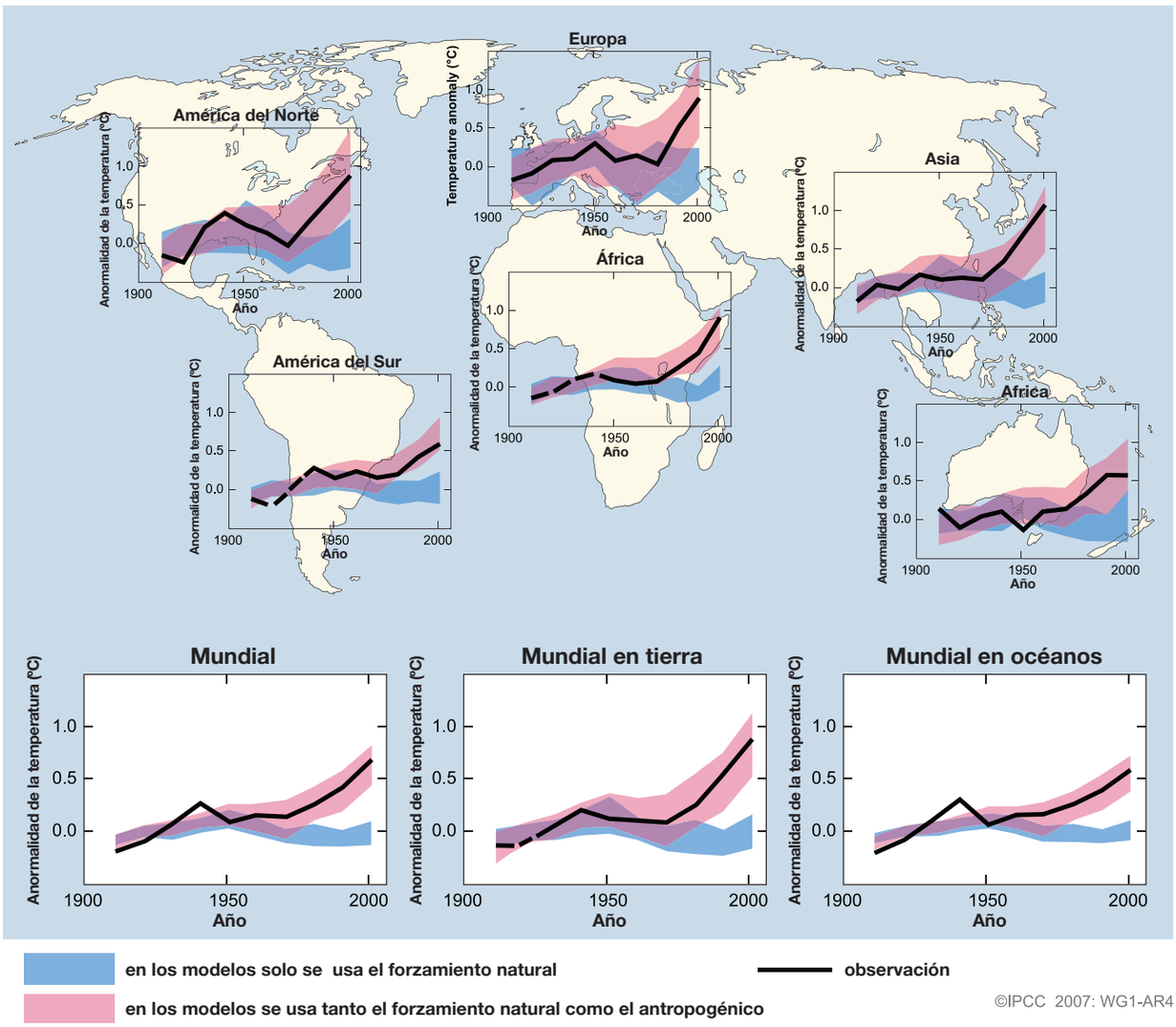


Figura RRP.4. *Comparación de los cambios observados a escala continental y mundial en la temperatura de la superficie con resultados simulados por modelos climáticos mediante forzamientos naturales y antropogénicos. Se muestran los promedios por década de las observaciones del periodo 1906–2005 (línea negra) trazados en función del centro de la década y con respecto al promedio correspondiente a 1901–1950. Las líneas discontinuas denotan una cobertura espacial menor de 50%. Las bandas sombreadas en azul muestran un intervalo de 5–95% de 19 simulaciones de cinco modelos climáticos utilizando solamente los forzamientos naturales debidos a la actividad solar y los volcanes. Las bandas sombreadas en rosado muestran el intervalo de 5–95% para 58 simulaciones de 14 modelos climáticos en los que se emplearon forzamientos naturales y antropogénas. {PF 9.2, Figura 1}*

- La sensibilidad del clima en equilibrio es una medida de la respuesta del sistema climático al forzamiento radiativo sostenido. No constituye una proyección, pero se define como el calentamiento medio global en superficie que sigue a la duplicación de las concentraciones de dióxido de carbono. Es *probable* que se encuentre entre en el intervalo de 2°C a 4,5°C, siendo la mejor estimación unos 3°C, y es *muy improbable* que sea menor de 1,5°C. Los valores substancialmente más altos que 4,5°C no pueden ser excluidos, pero la concordancia de los modelos con las observaciones no es tan buena para esos valores. Los cambios en el vapor de agua representan el mayor retroefecto que afecta a la sensibilidad del clima y ahora se comprenden mejor que en el TIE. Los retroefectos de las nubes siguen siendo la mayor fuente de incertidumbre. {8.6, 9.6, Recuadro 10.2}

- Es *muy improbable* que los cambios climáticos de al menos los siete siglos anteriores a 1950 se deban solamente a la variabilidad generada dentro del sistema climático. Es *muy probable* que una fracción significativa de la variabilidad interdecenal reconstruida del hemisferio Norte durante esos siglos sea atribuible a las erupciones volcánicas y a los cambios en la irradiación solar y es *probable* que el forzamiento antropogénico haya contribuido al calentamiento de principios del siglo XX evidente en estos registros. {2.7, 2.8, 6.6, 9.3}

Proyecciones de Futuros Cambios Climáticoss

Un avance importante de esta evaluación de las proyecciones del cambio climático, en comparación con el TIE, lo constituye el gran número de simulaciones disponibles de una variedad más amplia de modelos. Conjuntamente con la información adicional obtenida por observación, proporcionan una base cuantitativa para la estimación de las probabilidades de muchos aspectos del cambio climático futuro. Las simulaciones con modelos abarcan una amplia variedad de posibles futuros que incluyen emisiones idealizadas o concentraciones supuestas. Éstas incluyen los escenarios ilustrativos del IE-EE[14] para 2000-2100 y experimentos con modelos con concentraciones de gases de efecto invernadero y de aerosoles mantenidas constantes después del año 2000 o 2100.

Para las próximas dos décadas, se proyecta un calentamiento de unos 0,2°C por decenio para una gama de escenarios de emisiones IE-EE. Incluso si las concentraciones de todos los gases de efecto invernadero y de aerosoles se hubieran mantenido constantes en los niveles del año 2000, podría esperarse un calentamiento ulterior de 0,1°C aproximadamente por decenio. {10.3, 10.7}

- Desde el primer informe del IPCC en 1990, las proyecciones evaluadas han sugerido aumentos en la temperatura media mundial de aproximadamente entre 0,15°C y 0,3°C por década para el periodo de 1990 a 2005. Esto puede compararse ahora con los valores observados de unos 0,2°C por década, lo cual fortalece la confianza en las proyecciones a corto plazo. {1.2, 3.2}

- Los experimentos con modelos muestran que, incluso si se mantienen constantes todos los agentes de forzamiento radiativo en los niveles del año 2000, se produciría otra tendencia al calentamiento en las próximas dos décadas a un ritmo de unos 0,1°C por decenio, debido principalmente a la lenta respuesta de los océanos. Podría esperarse casi el doble de calentamiento (0,2°C por decenio) si las emisiones se encuentran dentro de la gama de variedad de los escenarios del IE-EE. Las proyecciones de las mejores estimaciones de los modelos indican que el calentamiento medio por decenio sobre cada continente habitado en 2030 no es sensible a ser incluido entre los escenarios del IE-EE y es *muy probable* que duplique al menos en magnitud la correspondiente variabilidad natural durante el siglo XX. estimada por modelo. {9.4, 10.3, 10.5, 11.2–11.7, Figura TS-29}

Si se mantienen las emisiones de gases de efecto invernadero al ritmo actual o a uno superior causarían un calentamiento mayor e inducirían muchos cambios en el sistema climático mundial durante el siglo XXI, que muy *probablemente* superarían a los observados durante el siglo XX. {10.3}

- Los avances alcanzado en la modelización del cambio climático permiten ofrecer ahora mejores estimaciones y márgenes de incertidumbre evaluados como

[14] IE-EE se refiere al *Informe Special Report on Emission Scenarios* (2000) del IPCC. Los escenarios y los casos ilustrativos del ISEE, que no incluyen iniciativas climáticas adicionales, se presentan resumidos en un recuadro al final de este Resumen para Responsables de Politicas.Concentraciones de dióxido de carbono aproximadamente equivalentes que corresponden al forzamiento radiativo calculado debido a gases de efecto invernadero y aerosoles antropógenos en 2100 (véase. el TIE). Los escenarios ilustrativos B1, A1 T, B2, A1 B, A2 and A1 F del ISEE son de unos 600, 700, 800, 850, 1250 y 1,550 ppm respectivamente. Con los escenarios B1, A1 B and A2 se han hecho estudios comparados entre sí y muchos de sus resultados se evalúan en el presente informe.

probables del calentamiento proyectado para diferentes escenarios de emisiones. En este informe se presentan explícitamente resultados para diferentes escenarios de emisiones, a fin de evitar que se pierda esta información políticamente pertinente. Los calentamientos medios de la superficie mundial proyectados para finales del siglo XXI (2090–2099) respecto a 1980–1999 se muestran en la Tabla RRP.3. Éstos ilustran la diferencia entre los escenarios de emisiones mayores y menores del IE-EE y la incertidumbre del calentamiento proyectado asociada con estos escenarios. {10.5}

- En esta evaluación se ofrecen los mejores estimaciones y los márgenes de variación *probables* del calentamiento medio del aire en superficie de seis escenarios de referencia de emisiones del IE-EE y se muestran en la Tabla RRP.3. Por ejemplo, la mejor estimación del escenario (B 1) bajo es 1,8°C (el margen de variación *probable* es de 1.1°C a 2,9°C), y la mejor estimaciónpara el escenario alto (A1FI) es 4,0°C (el margen de variación *probable* es de 2,4°C a 6,4°C). Aunque estas proyecciones concuerdan, en líneas generales, con el intervalo citado en el TIE (1,4°C a 5,8°C), no son directamente comparables (véase la Figura RRP.5). El Cuarto Informe de Evaluación es más avanzado ya que presenta las mejores estimaciones y un rango de probabilidades evaluadas para cada uno de los escenarios de referencia. La nueva evaluación de gamas de probabilidad ahora se basa en un gran número de modelos climáticos de creciente complejidad y realismo, así como en una nueva información sobre la naturaleza de los retroefectos del ciclo de carbono y las limitaciones de la respuesta climática obtenidas mediante observaciones. {10.5}

- El calentamiento tiende a reducir la captación del dióxido de carbono atmosférico por la tierra y los océanos, aumentando así la fracción de las emisiones antropógenas que permanece en la atmósfera. En cuanto al escenario A2, por ejemplo, el retroefecto del ciclo clima-carbono aumenta el calentamiento medio mundial correspondiente en 2100 en más de 1°C. Los cálculos de variación más altos evaluados para proyecciones de temperatura superan los del TIE (véase la Tabla RRP.3) principalmente porque el mayor rango de los modelos ahora disponibles sugiere retroefectos del ciclo clima-carbono más fuertes. {7.3, 10.5}

- En la Tabla RRP.3 se muestran las proyecciones basadas en modelos del aumento medio del nivel del mar mundial a finales del siglo XXI (2090–2099). Para cada escenario, el punto medio del rango mostrado en la Tabla RRP.3 se encuentra dentro del 10% de la media del modelo del TIE para 2090–2099. Los rangos son menos amplios que en el TIE fundamentalmente debido a que se posee mejor información sobre algunas de las incertidumbres en las contribuciones proyectadas.[15] {10.6}

Tabla RRP.3. *Calentamiento de la superficie mundial y aumento del nivel del mar proyectados al final del siglo XX. {10.5, 10.6, Tabla 10.7}*

	Cambio de Temperatura (°C en 2090-2099 respecto a 1980–1999)[a]		Aumento del Nivel del Mar (m en 2090-2099 respecto a 1980–1999)
Caso	Mejor estimación	Rango de *probabilidad*	Rango basado en modelos excluyendo futuros cambios dinámicos rápidos en la circulación del hielo
Concentraciones constantes del año 2000[b]	0.6	0.3 – 0.9	NA
Escenario B1	1.8	1.1 – 2.9	0.18 – 0.38
Escenario A1T	2.4	1.4 – 3.8	0.20 – 0.45
Escenario B2	2.4	1.4 – 3.8	0.20 – 0.43
Escenario A1B	2.8	1.7 – 4.4	0.21 – 0.48
Escenario A2	3.4	2.0 – 5.4	0.23 – 0.51
Escenario A1FI	4.0	2.4 – 6.4	0.26 – 0.59

Notas de la Tabla:
[a] Estas estimaciones se evalúan partiendo de una jerarquía de modelos incluye un modelo de clima simple, varios Modelos del Sistema Terrestre de Complejidad Intermedia y un gran numero de Modelos de Circulación General Atmosfera-Oceáno (MCGAOs).
[b] La composición constante del año 2000 se deriva exclusivamente de MCGAOs.

[15] Las proyecciones del TIE se hicieron para el año 2100, mientras que las del presente informe son para 2090–2099. El TIE hubiera tenido rangos similares a los de la Tabla SPM.3 si hubiera abordado las incertidumbres de un modo similar.

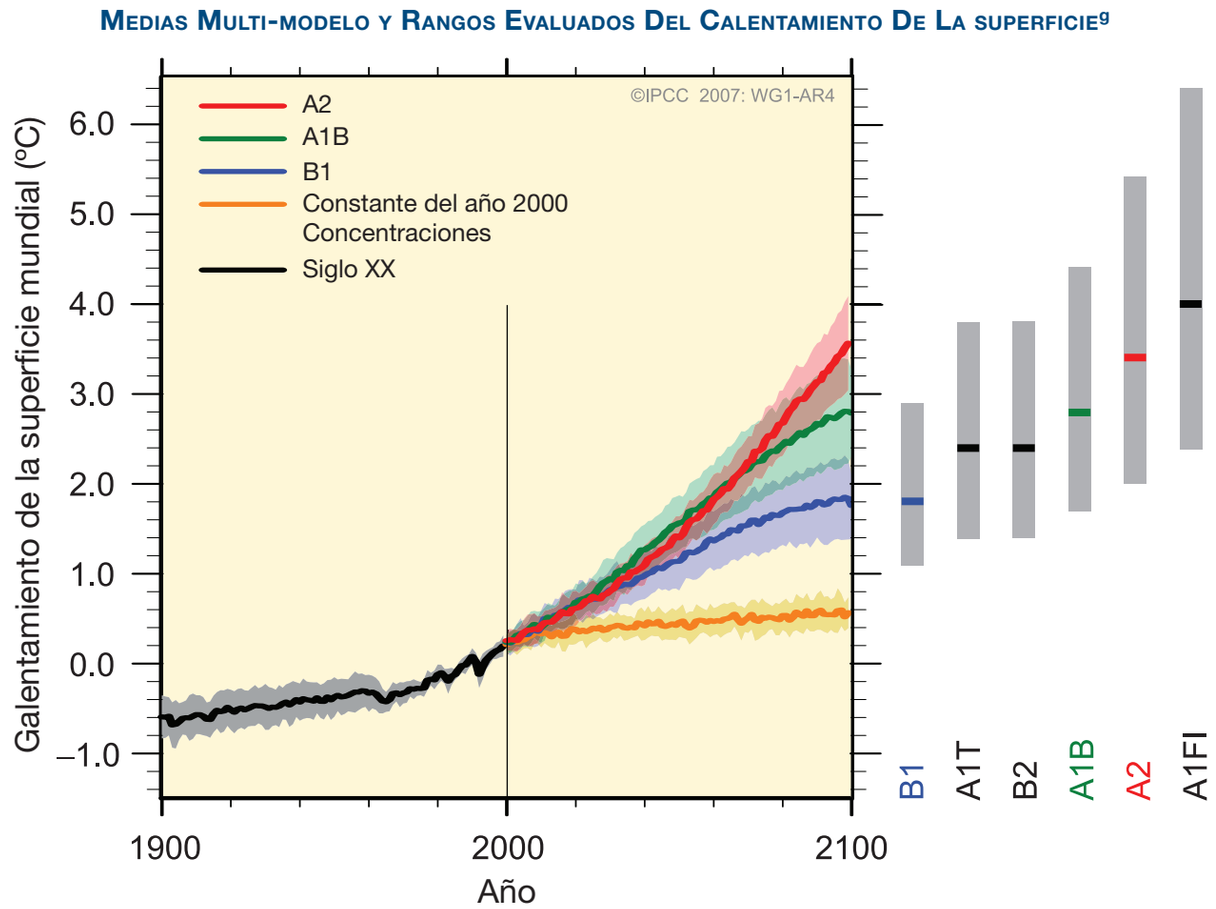


Figura RRP.5. *Las líneas sólidas denotan las medias del calentamiento mundial obtenidas con múltiples modelos (con respecto a1980–1999) para los escenarios A2, A1B y B1,mostrados como continuación de las simulaciones del siglo XX. El sombreado denota el intervalo de la desviación estándar+1 de las medias anuales de los modelos individuales. La línea color naranja representa el experimento donde las concentraciones se mantuvieron constantes en los valores del año 2000. Las barras grises de la derecha indican la mejor estimación (línea sólida en cada barra)y el rango* ***probable*** *evaluado de los seis escenarios de referencia del IE-EE. La evaluación de la mejor estimación y de los rangos* ***probables*** *en las barras grises incluyen MCGAOs en la parte izquierda de la figura y los resultados de una jerarquía de modelos independientes y las limitaciones de la observación. {Figuras 10.4 y 10.29}*

- Los modelos usados hasta la fecha no incluyen las incertidumbres en el retroefecto del ciclo clima-carbono ni todos los efectos de los cambios en el flujo del manto de hielo, porque no existe una base en la literatura publicada. Las proyecciones incluyen una contribución debida al aumento de la corriente de hielo de Groenlandia y la Antártida en los ritmos observados de 1993–2003, dichos ritmos de flujo pueden aumentar o disminuir en el futuro. Por ejemplo, si esta contribución aumentara linealmente con el cambio de temperatura global medio, los rangos más altos de la subida del nivel del mar de los escenarios del IE-EE que se muestran en la Tabla SPM.3 aumentarían de 0,1 a 0,2 m. No pueden excluirse valores más elevados, pero el conocimiento de estos efectos es muy limitado para poder evaluar su probabilidad de brindar una mejor estimación o un límite superior para la elevación del nivel del mar. {10.6}

- Las crecientes concentración de dióxido de carbono en la atmósfera incrementaron la acidificación del océano. Las proyecciones basadas en escenarios del IE-EE ofrecen reducciones en el pH medio de la superficie oceánica mundial[16] de entre 0,14 y 0,35 unidades durante el siglo XXI, lo cual se añade a la presente disminución de 0,1 unidades desde la era preindustrial. {5.4, recuadro 7.3, 10.4}

[16] Las disminuciones en el pH corresponden a aumentos en la acidez de una solución. Para más detalles, Véase el Glosario.

En la actualidad, existe mayor confianza en las pautas proyectadas del calentamiento y de otras características a escala regional, que incluyen cambios en las pautas del viento, las precipitaciones y en algunos aspectos de los extremos y del hielo. {8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 9.4, 9.5, 10.3, 11.1}

- El calentamiento previsto para el siglo XXI muestra patrones geográficos independientes de los escenarios similares a los observados en los último decenios. Se espera que el calentamiento más elevado sea sobre tierra y en la mayoría de las latitudes altas septentrionales, y el menor sobre el Océano del Sur y en partes del Océano Atlántico Norte (véase la Figura RRP.6). {10.3}

- Se proyecta que la cubierta de nieve se contraiga. En la mayoría de las regiones de permafrost se proyectan aumentos generalizados de la profundidad del deshielo {10.3, 10.6}

- Se proyecta que el hielo marino disminuya tanto en el Ártico como en el Antártico según todos los escenarios del IE-EE. En algunas proyecciones, el hielo marino ártico de a finales del verano desaparece casi totalmente a finales del siglo XXI. {10.3}

- Es *muy probable* que los fenómenos de calor extremo, olas de calor y fuertes precipitaciones continúen volviéndose más frecuentes. {10.3}

- Sobre la base de una gama de modelos, es *probable* que los ciclones tropicales (tifones y huracanes) futuros sean más intensos, con vientos de mayores velocidades máximas y precipitaciones más intensas asociadas con los aumentos que están ocurriendo en las temperaturas de la superficiesde los mares tropicales. Hay menos confianza en las proyecciones de una disminución mundial en el número de ciclones tropicales. El aumento aparente en la proporción de las tormentas muy intensas desde 1970, en algunas regiones, es mucho mayor que el simulado en los modelos actuales para este período. {9.5, 10.3, 3.8}

Proyecciones De Las Temperaturas De La Superficie

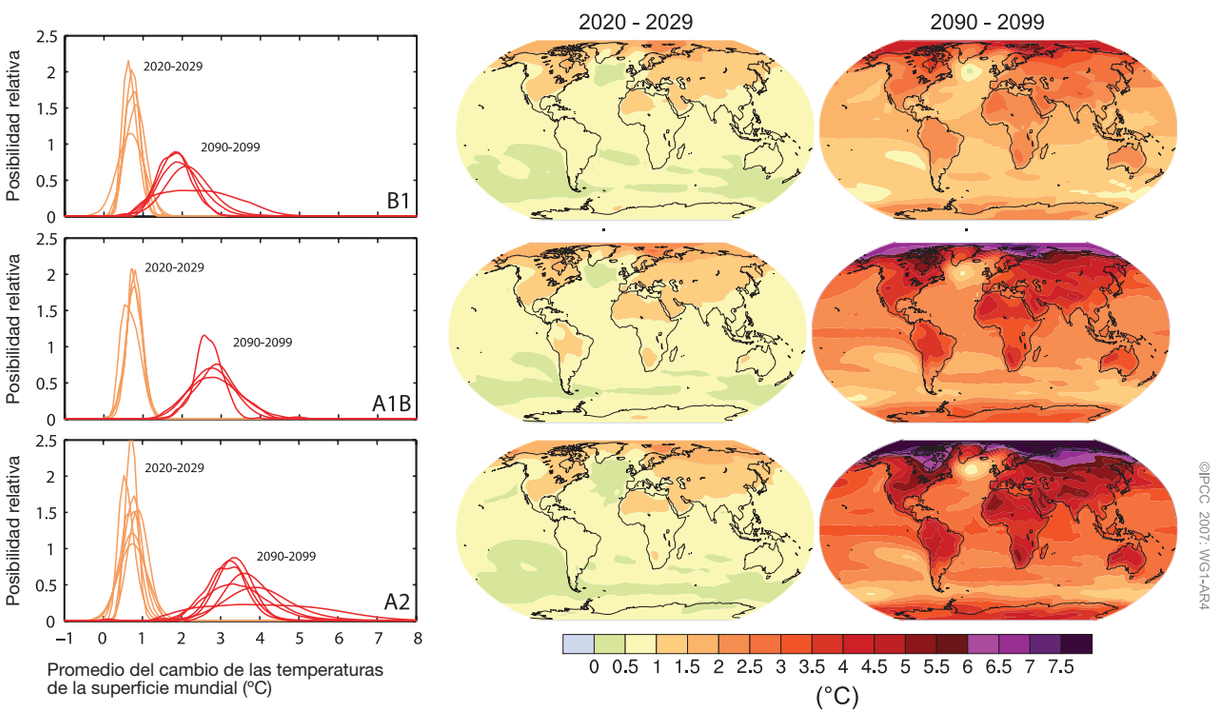


Figura RRP.6. *Cambios de temperatura proyectados para principios y finales del slglo XXI con respecto al periodo 1980–1999. Los paneles central y el derecho muestran el promedio de las proyecciones multimodelos MCGAO para los escenarios IE-EE l B1 (arriba), A1B (en el medio)y A2 (abajo) promediados en las décadas 2020–2029 (centro) y 2090–2099 (derecha). Los paneles a la izquierda muestran las incertidumbres correspondientes como probabilidades relativas del calentamiento medio mundial estimado en varios estudios de MCGAOs y del Modelo del Sistema Terrestre de Complejidad Intermedia para los mismos periodos. Algunos estudios solo presentan los resultados de un subconjunto de escenarios del IE-EE, o de varias versiones de los modelos. Por tanto, la diferencia en el número de curvas mostradas en los paneles de la izquierda sólo se debe a diferencias en la disponibilidad de los resultados. {Figuras 10.8 y 10.28}*

Pautas Proyectadas De Cambios En Precipitaciones

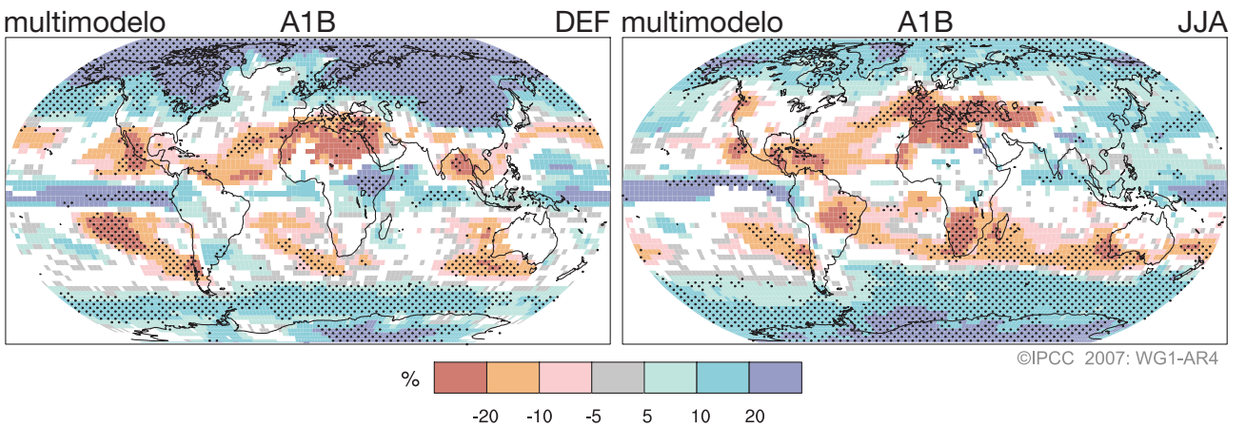


Figura RRP.7. *Cambios relativos en la precipitación (en porcentaje) para el periodo 2090–2099, respecto a 1980–1999. Los valores son promedios de multimodelos basados en el escenario IE-A1B para diciembre-febrero (izquierda) y junio-agosto (derecha). En las áreas en blanco se indica que menos del 66% de los modelos coincide con el signo del cambio y en las zonas punteada, más del 90% de los modelos concuerda con el signo del cambio {Figura 10.9}*

- Le proyecta que las trayectorias de los ciclones extratropicales avancen hacia los polos, con los cambios consiguientes en las pautas de viento, precipitación y temperatura, manteniendo la amplia pauta de las tendencias observadas en los últimos 50 años. {3.6, 10.3}

- Desde el TIE, el conocimiento de las pautas de la precipitación proyectada ha mejorado. El aumento en la cantidad de precipitación son es *muy probable* en las latitudes altas, mientras que la disminución es *probable* en la mayoría de las regiones subtropicales terrestres (aproximadamente un 20% en el escenario A1B en 2100, véase la Figura RRP.7), al mantenerse las pautas observadas en las tendencias recientes.{3.3, 8.3, 9.5, 10.3, 11.2 a 11.9}

- Sobre la base de simulaciones con modelos actuales, es *muy probable* que la circulación meridional de retorno (CRM) del Océano Atlántico disminuya su velocidad durante el siglo XXI. La reducción media multimodelo para 2100 es de un 25% (rango de 0 a 50% aproximadamente) para el escenario de emisiones 1B del IE-EE .Se proyecta que las temperaturas en la región atlántica aumenten, a pesar de tales cambios, debido a un calentamiento mucho mayor asociado con el aumento proyectado de los gases de efecto invernadero. Es muy poco probable que la CRM experimente una transición abrupta considerable durante el siglo XXI. Los cambios a largo plazo en la CRM no pueden ser evaluados con confianza. {10.3, 10.7}

El calentamiento antropogéno y la elevación del nivel del mar continuarían durante siglos debido a las escalas de tiempo asociadas con los procesos climáticos y los retroefectos, incluso si la concentración de gases de efecto invernadero se estabilizase. {10.4, 10.5, 10.7}

- Se prevé que el acoplamiento del ciclo clima-carbono añada dióxido de carbono a la atmósfera, a medida que se vaya calentando el sistema climático, pero la magnitud de este retroefecto es incierta. Esto aumenta la incertidumbre en cuanto a la trayectoria de las emisiones de dióxido de carbono requerida para lograr un nivel de estabilización particular de la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera. A partir de los conocimientos actuales sobre el retroefecto del ciclo clima-carbono, los estudios con modelos sugieren que, para estabilizar el dióxido de carbono en 450 ppm, se requeriría que durante el siglo XXI ocurriera una disminución de las emisiones acumulativas a una media de aproximadamente 670 [630 a 710] GtC (2460 [2310 a 2600] $GtCO_2$) a aproximadamente 490 [375 a 600] GtC (1800 [1370 a 2200 $GtCO_2$].Asimismo, para que se estabilizarse a 1000ppm, este retroefecto requeriría que las emisiones acumulativas se redujeran de un modelo promedio de aproximadamente 1415 [1340 a 1490] GtC (5190 [4910 a 5460] $GtCO_2$) a aproximadamente 1100 [980 a 1250] GtC (4030 [3590 a 4580] $GtCO_2$). {7.3, 10.4}

- Si en 2100 el forzamiento radiativo se estabilizase en los niveles B1 o A1B[14], podría esperarse un incremento adicional de unos 0,5°C, en la media de la temperatura, en 2200. {10.7}

- Si el forzamiento radiativo, en 2100, se estabilizace en los niveles de A1B[14],la expansión térmica por sí sola provocaría a un aumento de 0,3 a 0,8 m del nivel del mar en 2300 (respecto a 1980–1999). La expansión térmica continuaría durante muchos siglos, debido al tiempo requerido para transportar el calor a las profundidades del océanicas. {10.7}

- Se proyecta que la contracción del manto de hielo de Groenlandia siga contribuyendo al aumento del nivel del mar con posterioridad a 2100. Los modelos actuales sugieren que las pérdidas de la masa de hielo aumenten más rápidamente que su recuperación debido a la precipitación y a que el equilibrio de la masa de la superficie se vuelve negativo al haber un calentamiento al mundial (con respecto a los valores preindustriales) mayor de 1,9°C a 6°C. Si el equilibrio negativo se mantuviese durante milenios, el manto de hielo de Groenlandia sería eliminado casi totalmente y resultaría en una contribución a la elevación del nivel del mar de unos 7 m. Las temperaturas futuras correspondientes en Groenlandia son comparables a aquellas inferidas para el último período interglaciar hace 125.000 años, donde la información paleoclimática sugiere reducciones de la extensión de hielo polar terrestre polar y una elevación del nivel del mar de 4 a 6 m {6.4, 10.7}

- Los procesos dinámicos relacionados con el flujo de hielo no incluidos en los modelos actuales, pero sugeridos por observaciones recientes, podrían aumentar la vulnerabilidad de los mantos de hielo al calentamiento, y así aumentar el nivel del mar en el futuro. El conocimiento de estos procesos es limitado y no existe consenso en cuanto a su magnitud. {4.6, 10.7}

- Los estudios actuales con modelos mundiales proyectan que el manto de hielo de la Antártica se mantendrá demasiado frío para que ocurra un derretimiento generalizado y se espera que la masa se incremente debido al aumento de las nevadas. Sin embargo, podría ocurrir una pérdida neta de la masa de hielo si la descarga dinámica de hielo dominara el balance de la capa de hielo. {10.7}

- Las emisiones antropogénicasdel dióxido de carbono continuarán contribuyendo al calentamiento y a la elevación del nivel del mar durante más de un milenio, debido a las escalas de tiempo requeridas para eliminar este gas de la atmósfera. {7.3, 10.3}

Los Escenarios De Emisiones Del Informe Especial Del IPCC sobre Escenarios De Emisiones (IE-EE)[17]

A1. La familia de líneas evolutivas y escenarios A1 describe un mundo futuro con un rápido de crecimiento económico, una población mundial que alcanza su valor máximo hacia mediados de siglo y disminuye posteriormente, y una rápida introducción de tecnologías nuevas y más eficientes. Sus características distintivas más importantes son la convergencia entre regiones, la creación de capacidades e interacciones culturales y sociales, acompañadas de una notable reducción de las diferencias regionales en cuanto a ingresos por habitante. La familia de escenarios A1 se desarrolla en tres grupos que describen diferentes alternativas del cambio tecnológico en el sistema de energía. Los tres grupos A1 se diferencian en su orientación tecnológica: utilización intensiva de combustible de origen fósil (A1FI), utilización de energía de origen no fósil (A1T) utilización equilibrada de todo tipo de fuentes (A1B) (entendiéndose por "equilibrada" la situación en que no se dependerá demasiado de un tipo de fuente de energía, en el supuesto de que todas las fuentes de suministro de energía y todas las tecnologías de uso final experimenten mejoras similares).

A2. La familia de líneas evolutivas y escenarios A2 describe un mundo muy heterogéneo. Sus características más distintivas son la autosuficiencia y la conservación de las entidades locales. Las pautas de fertilidad en el conjunto de las regiones convergen muy lentamente, con lo que se obtiene una población mundial en continuo crecimiento. El desarrollo económico está orientado básicamente a las regiones, y el crecimiento económico por habitante así como el cambio tecnológico están más fragmentados y son más lentos que en otras líneas evolutivas.

B1. La familia de líneas evolutivas y escenarios B1 describe un mundo convergente con una misma población mundial que alcanza su valor máximo hacia mediados de siglo y desciende posteriormente, como en la línea evolutiva A1, pero con rápidos cambios en las estructuras económicas orientados a una economía de servicios y de información, acompañados de una utilización menos intensiva de los materiales y la introducción de tecnologías limpias, con un aprovechamiento eficaz de los recursos. En ella se da preponderancia a las soluciones de orden mundial encaminadas a la sostenibilidad económica, social y ambiental, así como a una mayor igualdad, pero en ausencia de iniciativas adicionales en relación con el clima.

B2. La familia de líneas evolutivas y escenarios B2 describe un mundo en el que predominan las soluciones locales a la sostenibilidad económica, social y ambiental. Es un mundo cuya población aumenta a un ritmo menor que en A2, con unos niveles de desarrollo económico intermedios y con un cambio tecnológico más lento y más diverso que en las líneas evolutivas B1 y A1.Aunque este escenario está también orientado a la protección del medio ambiente y la igualdad social, se centra principalmente en los niveles local y regional.

Se seleccionó un escenario ilustrativo de los seis grupos A1B, A1FI, A1T, A2, B1 y B2. Todos son igualmente correctos.

Estos escenarios no abarcan otras iniciativas en relación con el clima; en otras palabras, no se ha incluido ningún escenario basado explícitamente en la implementación de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático o en los objetivos de emisiones del Protocolo de Kioto.

[17] Los escenarios de emisiones no se evalúan en el informe del Grupo 1 del IPCC. En este recuadro se ofrece un resumen de los escenarios del TIE y fue objeto de aprobación previa, línea por línea, por parte del IPCC.

Anexo I

Glosario

Edición a cargo de: A. P. M. Baede (Holanda)

Nota: En el presente glosario se definen algunos términos específicos tal y como los autores principales desean que se interpreten en el contexto de este informe. Las palabras en letras rojas y en cursiva denotan términos definidos en este Glosario.

Episodio 8.2 ka Hace unos 8.200 años (8,2 ka), después del último calentamiento postglacial, se produjo una oscilación climática rápida con un enfriamiento que duró aproximadamente 400 años. Este episodio es también conocido como 'episodio 8.2 ka'.

Acervo Véase *Reservorio.*

Acidificación del océano Disminución del pH del agua de mar por efecto de la incorporación de *dióxido de carbono antropogénico.*

Actividad solar El Sol atraviesa períodos de intensa actividad, que se manifiestan en la abundancia de manchas solares, en su producción radiativa, en su actividad magnética y en su emisión de partículas de alta energía. Estas variaciones acaecen en escalas de tiempo que abarcan desde millones de años hasta minutos. Véase *Ciclo solar.*

Advección Transporte de agua o de aire y de sus propiedades (por ejemplo, temperatura, trazadores químicos) mediante el movimiento de un fluido. Los procesos de advección y de *convección* se diferencian en que el primero describe los movimientos predominantemente horizontales de la *atmósfera* o del océano a gran escala, mientras que el segundo describe los movimientos predominantemente verticales inducidos de manera local.

Aerosol carbonáceo *Aerosol* compuesto principalmente por sustancias orgánicas y varias formas de *carbón negro*(Charlson y Heintzenberg, 1995, p.401).

Aerosol orgánico Partículas de *aerosol* constituidas predominantemente por compuestos orgánicos, principalmente de carbono, hidrógeno, oxígeno y cantidades menores de otros elementos. (Charlson y Heintzenberg, 1995, p. 405). Véase *Aerosol carbonáceo.*

Aerosoles Conjunto de partículas sólidas o líquidas presentes en el aire, de tamaño comprendido entre 0.01 y 10 µm, que permanecen en la *atmósfera* durante varias horas o más. Los aerosoles pueden ser de origen natural o *antropogénico*. Pueden influir en el clima directamente, dispersando y absorbiendo radiación, o indirectamente, actuando como núcleos de condensación de nubeso modificando las propiedades ópticas y el período de vida de las nubes (véase e*fecto indirecto de los aerosoles*)

Agua precipitable Cantidad total de vapor de agua atmosférico presente en una columna vertical de sección transversal unitaria. Se expresa habitualmente en términos de altura de agua, completamente condensada y recogida en un recipiente de idéntica sección eficaz.

Agujero de ozono Véase *Capa de ozono.*

Ajuste de flujo Para evitar que los modelos de circulación general atmósfera-océano (MCGAO) acoplados deriven hacia un estado climático irreal, es posible aplicar términos de ajuste a los flujos de calor y humedad atmósfera-océano (y en ocasiones al esfuerzo superficial producido por efecto del viento en la superficie del océano) antes de asignar sus valores al océano y a la atmósfera de un modelo. Dado que se calculan previamente y son, por consiguiente, independientes de la integración del modelo acoplado, los ajustes no están correlacionados con las anomalías surgidas durante la integración. En el Capítulo 8 del presente informe se concluye que la mayoría de los modelos utilizados en el informe (Cuarto informe de evaluación sobre modelos de circulación general atmósfera--océano) no introducen ajustes de flujo y que, en general, son pocos los modelos que lo hacen.

Ajuste isostático glacial *Véase reelevación postglacial*

Alcalinidad Valor que mide la capacidad de una solución para neutralizar ácidos.

Altimetría Técnica para medir la altura de la superficie de mares, lagos, ríos, o superficies de tierra o de hielo con respecto al centro de la Tierra con arreglo a un marco de referencia definido para todo el planeta. Convencionalmente, la altura suele determinarse con respecto a un elipsoide de referencia dado que representa una aproximación a la forma achatada de la Tierra, y puede medirse desde el espacio mediante radares o láseres con una precisión actualmente de centímetros. La altimetría presenta dos ventajas: es una medición geocéntrica, es decir, no está referida a la corteza terrestre, como las mediciones de los mareómetros, y proporciona una cobertura casi mundial.

Altura de ola significativa Promedio de altura del tercio más alto de una ola (de viento y de fondo) en un período dado.

Análisis del polen Técnica de datación relativa y de *reconstrucciónde*l medio ambiente, consistente en identificar y contabilizar los tipos de polen conservados en turba, sedimentos lacustres y otros depósitos. Véase *Indicador indirecto.*

Antropogénico Resultante de la actividad de los seres humanos o producido por éstos.

Albedo Fracción de *radiación solar* reflejada por una superficie u objeto, frecuentemente expresada en términos porcentuales. El albedo de los suelos puede adoptar valores altos, como en las superficies cubiertas de nieve, o bajos, como en las superficies cubiertas de vegetación y los océanos. El albedo de la Tierra varía principalmente en función de la nubosidad, de la nieve, del hielo, de la superficie foliar y de la cubierta del suelo.

Anticiclón de bloqueo Anticiclón que se mantiene casi estacionario durante una semana o más en latitudes medias a altas, obstaculizando así el avance normal hacia el este de los sistemas de alta y baja presión.

Anillos arbóreos Anillos concéntricos de materia leñosa secundaria visibles en un corte transversal del tallo de una planta leñosa. La diferencia entre la madera formada al final de la temporada, densa y de células pequeñas, y la primera madera de la primavera siguiente, de células anchas, permite estimar la edad de un árbol, y la anchura

o la densidad de los anillos pueden correlacionarse con ciertos parámetros climáticos, como la temperatura o la precipitación. Véase Indicador indirecto.

Atmósfera Envoltura gaseosa que rodea la Tierra. La atmósfera seca está compuesta casi enteramente por nitrógeno (*coeficiente de mezclado volumétrico*: 78.1 %) y oxígeno (coeficiente de mezclado volumétrico: 20.9%), más cierto número de gases, como el argón(coeficiente de mezclado volumétrico: 0.93%), el helio, y ciertos *gases de efecto invernadero* radiativamente activos, como el dióxido de carbono (coeficiente de mezclado volumétrico: 0.035%) o el *ozono*. Además, la atmósfera contiene vapor de agua, que es también un gas efecto invernadero, en cantidades muy variables aunque, por lo general, con un coeficiente de mezclado volumétrico de 1%. La atmósfera contiene también nubes y *aerosoles*.

Atmósfera libre Capa atmosférica afectada en grado desdeñable por el rozamiento con la superficie de la Tierra, situada sobre la *capa límite atmosférica.*

Atribución Véase *Detección y atribución.*

Balance de energía Diferencia entre los valores totales de energía entrante y saliente. Si el balance es positivo, se produce un calentamiento; si es negativo, un enfriamiento. Este balance, promediado a nivel mundial y durante largos períodos de tiempo, ha de ser igual a cero. Como el *sistema climático* obtiene virtualmente toda su energía del Sol, un balance nulo implica que a nivel mundial, la cantidad de radiación solar entrante debe ser, en promedio, igual a la suma de la radiación solar reflejada saliente más la *radiación infrarroja térmica* saliente emitida por el sistema climático. Toda alteración del balance de radiación mundial, ya sea antropogénico o natural, se denomina *forzamiento radiativo.*

Balance de masa (de glaciares, casquetes polares o mantos de hielo) En una formación de hielo, es la diferencia entre el insumo de masa (acumulación) y la pérdida de masa (por ablación o desgajamiento de icebergs). El balance de masa contiene los términos siguientes:
Balance de masa específico Pérdida o ganancia de masa neta durante un ciclo hidrológico en un punto de la superficie de un *glaciar*.
Balance de masa total (del glaciar) Resultado de integrar el balance de masa específico para la superficie total del glaciar; masa total adquirida o perdida por un glaciar a lo largo de un ciclo hidrológico.
Balance de masa específico medio Balance de masa total por unidad de área del glaciar. Cuando se especifica la superficie (balance de masa superficial específico, etc.) no se toman en cuenta los aportes en forma de flujo de hielo; en caso contrario, el balance de masa recoge los flujos del hielo aportados y el desgajamiento de icebergs. El balance de masa superficial específico es positivo en el área de acumulación y negativo en el área de ablación.

Bioma Elemento regional de la *biosfera* claramente diferenciado, constituido generalmente por cierto número de *ecosistemas*(por ejemplo, los *bosques*, ríos, estanques y pantanos de una *región* dada). Los biomas están caracterizados por determinadas comunidades vegetales y animales típicas

Biomasa Masa total de organismos vivos presentes en un área o volumen dados. El material vegetal muerto se puede incluir como biomasa muerta.

Biosfera (terrestre y marina) Parte del sistema Tierra que abarca todos los *ecosistemas* y organismos vivos de la atmósfera y de la tierra (biosfera terrestre) o de la *atmósfera* y los océanos (biosfera marina), incluida la materia orgánica muerta resultante de ellos, en particular los restos, la materia orgánica del suelo y los detritus oceánicos

Bombeo Ekman El esfuerzo de rozamiento en una superficie de contacto de dos fluidos (atmósfera y océano) o de un fluido y una superficie sólida adyacente (superficie de la Tierra) genera un flujo circulatorio. Cuando el transporte de masa resultante converge, debido a la conservación de masa se genera un flujo vertical con origen en la superficie. Este fenómeno se denomina bombeo Ekman. El efecto contrario, en situaciones de divergencia, se denomina succión Ekman. Este efecto es importante tanto en la *atmósfera* como en el océano.

Bosque Tipo de vegetación en la que predominan los árboles. Las definiciones de 'bosque' en distintos lugares del mundo son muy diversas, en consonancia con la diversidad de condiciones biogeofísicas y de estructuras sociales y económicas. En relación con el término *bosque* y otros de índole similar, como forestación, *reforestación* y *desforestación*, puede consultarse el Informe Especial del IPCC sobre Uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y silvicultura (Land Use, Land Use Change and Forestry, IPCC, 2000). Véase también el informe Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types, (IPCC, 2003).

^{13}C Isótopo de carbono estable de peso atómico aproximadamente igual a 13. La medición del cociente 13C/12C en las moléculas de *dióxido de carbono* se utiliza para inferir la importancia de diferentes *ciclos de carbono* y procesos *climáticos* y el volumen del *reservorio*(o depósito) de carbono de la Tierra.

^{14}C Isótopo de carbono inestable de peso atómico aproximadamente igual a 14 y período de semidesintegración aproximadamente igual a 5.700 años. Suele utilizarse para realizar dataciones de hasta 40.000 años. Su variación a lo largo del tiempo resulta afectada por los campos magnéticos del Sol y de la Tierra, que influyen en su producción mediante los rayos cósmicos (véase *isótopos cosmogénicos).*

Cambio climático Variación del estado del *clima* identificable (por ejemplo, mediante pruebas estadísticas) en las variaciones del valor medio y/o en la variabilidad de sus propiedades, que persiste durante largos períodos de tiempo, generalmente decenios o períodos más largos. El cambio climático puede deberse a procesos internos naturales, a *forzamientos externos* o a cambios *antropogénicos* persistentes de la composición de la atmósfera o del uso de la tierra. La *Convención Marco sobre el Cambio Climático (CMCC) de las Naciones Unidas*, en su artículo 1, define el cambio climático como "cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables". La CMCC diferencia, pues, entre el cambio climático atribuible a las actividades humanas que alteran la composición atmosférica y la variabilidad climática atribuible a causas naturales. Véase también *variabilidad climática; detección y atribución.*

Cambio climático abrupto El carácter *no lineal* del *sistema climático* puede inducir cambios climáticos abruptos, denominados también cambios climáticos rápidos, episodios abruptos, o incluso sorpresas. El término abrupto denota generalmente escalas de tiempo menores que la del forzamiento que induce los cambios. Sin embargo, no todos los cambios climáticos abruptos responden necesariamente a un *forzamiento externo*. Se han sugerido algunosepisodios abruptos de reorganización cualitativa de la *circulación termohalina*, de desglaciación rápida y deshielo masivo del *permafrost*, o de aumento de la *respiraciónde* los suelos hasta

el punto de inducir cambios rápidos en el ciclo delcarbono. Otros, verdaderamente inesperados, estarían ocasionados por un proceso de forzamiento rápido e intenso de un sistema no lineal.

Cambio climático asegurado Debido a la inercia térmica del océano y a ciertos procesos lentos de la *biosfera*, de la *criosfera* y de las superficies terrestres, el clima seguiría cambiando aunque la composición de la atmósfera mantuviera sus valores actuales. Los cambios en la composición de la atmósfera ya experimentados conllevan un *cambio climático* asegurado, que continuaráen tanto persista el desequilibrio radiativo y hasta que todos los componentes del sistema climático se ajusten a un nuevo estado. Los cambios de temperatura sobrevenidos una vez que la composición de la *atmósfera* se ha estabilizado se denominan variaciónasegurada de temperatura a composición constante o simplemente calentamiento asegurado. El cambio climático asegurado conlleva también otros cambios, por ejemplo del ciclo hidrológico, de los *fenómenos meteorológicos y climáticos extremos, o cambios del nivel del mar.*

Cambio climático rápido Véase *Cambio climático abrupto.*

Cambio de nivel del mar El nivel del mar puede variar, a nivel mundial o local, como consecuencia de: i) cambios de configuración de las cuencas oceánicas, ii) variaciones de la masa total del agua, o iii) variaciones de la densidad del agua. Los cambios de nivel del mar inducidos por variaciones de la densidad del agua se denominan estéricos. Las variaciones de densidad inducidas únicamente por cambios de la temperatura se denominan termostéricas, mientras que las inducidas por variaciones de la salinidad de denominan halostéricas. Véase también *Nivel del mar relativo; Expansión térmica.*

Caos Un *sistema dinámico* (por ejemplo, el *sistema climático*) regido por ecuaciones determinísticas no lineales (véase no *linealidad*) puede presentar un comportamiento errático o caótico en virtud del cual variaciones muy pequeñas del estado inicial del sistema producen grandes cambios, aparentemente impredecibles, en su evolución a lo largo del tiempo. Este tipo de comportamiento caótico puede limitar la *predictibildad* de los sistemas dinámicos no lineales.

Capa activa Capa del terreno sujeta a ciclos anuales de deshieloy congelación en áreas con subsuelo de *permafrost*(Van Everdingen, 1998).

Capa de ozono La estratosfera contiene una capa en laque la concentración de *ozono* es máxima, denominada capa de ozono. Esta capa abarca aproximadamente desde los 12 km hasta los 40 km por encima de la superficie terrestre. La concentración de ozono alcanza un valor máximo entre los 20 km y los 25km aproximadamente. Esta capa está siendo mermada por efecto de las emisiones humanas de compuestos de cloro y de bromo. Todos los años, durante la primavera del hemisferio Sur, la capa de ozono acusa una merma muy pronunciada sobre la región antártica, causada por diversos compuestos de cloro y bromo de origen antropogénico, en función de las condiciones meteorológicas existentes en la región. Este fenómeno se denomina agujero de ozono. Véase *Protocolo de Montreal.*

Capa límite atmosférica Capa atmosférica adyacente a la superficie de la Tierra que resulta afectada por el rozamiento con ésta y, posiblemente, por el transporte de calor y de otras variables a lo largo de esa superficie (AMS, 2000). Los diez metros inferiores de la capa límite, en los que predomina la generación mecánica de turbulencias, se denominan capa límite superficial, o capa superficial.

Capa superficial Véase *Capa límite atmosférica.*

Carbonilla Partículas que se forman al apagarse los gases en el borde exterior de las llamas de vapores orgánicos; están principalmente compuestas de carbono, con cantidades menores de oxígeno y de hidrógeno en forma de carboxilo y de grupos fenólicos, y presentan una estructura grafítica imperfecta. *Véase Carbón negro; Carbón vegetal* (Charlson and Heitzenberg, 1995, p. 406).

Carbón negro (CN) Especie de *aerosol* definida a efectos prácticos en términos de absorción de luz, de reactividad química y/o de estabilidad térmica; está compuesto por *hollín, carbón vegetal* y/o posible materia orgánica refractaria capaz de absorber luz (Charlson y Heintzenberg, 1995, p.401).

Carbón vegetal Material resultante de la carbonización de *biomasa*, que suele conservar parte de la textura microscópica característica del tejido vegetal. Químicamente, está constituido principalmente por carbono con una estructura grafítica desordenada, y contiene cantidades menores de oxígeno e hidrógeno (Charlson y Heintzenberg, 1995, p.402). Véase *carbón negro; hollín.*

Carga gaseosa Masa total de determinada sustancia gaseosa en la *atmósfera*.

Casquete de hielo Masa de hielo en forma de cúpula que suele cubrir un área elevada y que es considerablemente menos extensa que un *manto de hielo.*

CFC Véase *Halocarbonos.*

Ciclo del carbono Término que describe el flujo de carbono (en forma, por ejemplo, de *dióxido de carbono*) en la *atmósfera*, el océano, la *biosfera* de la Tierra y la *litosfera*.

Ciclo solar (de 11 años) Modulación cuasi-rregularde la actividad solar, de amplitud variable, que abarca períodos de entre 9 y 13 años.

Circulación de Hadley Circulación retornante de origen térmico, con estructura de celda *atmosférica*, consistente en un flujo de aire hacia los polos en la *troposfera* superior, un movimiento descendente hacia los anticiclones subtropicales, una corriente de retorno en forma de vientos alisios en las inmediaciones de la superficie, y un movimiento ascendente cerca del Ecuador, en la denominada zona *de convergencia intertropical.*

Circulación de Walker Circulación de renovación zonal directa, originada por el calor de la *atmósfera* situada sobre la región tropical del Océano Pacífico, en la que el aire asciende por el Oeste y desciende por el Este.

Circulación general Movimientos del océano y de la *atmósfera* agran escala como consecuencia del diferente grado de calentamiento ocasionado por la rotación de la Tierra, que tienden a restablecer el *balance de energía* del sistema mediante el transporte de calor y de cantidad de movimiento.

Circulación meridional de retorno (CRM en sus siglas en inglés) Circulación meridional de retorno (norte-sur) en elocéano, cuantificada en términos de sumas zonales (este-oeste) de transporte de masa en capas de profundidad o de densidad. En el Atlántico Norte, lejos de las regiones subpolares, la CRM (que es, en principio, una cantidad observable), suele identificarse conla *circulación termohalina* (CTH), lo que constituye una interpretación conceptual. Sin embargo, hay que tener presente que la CRM puede abarcar también celdas de renuevo más someras alimentadas por el viento, como sucede en la parte superior tropical y subtropical de los océanos, en que las aguas cálidas (livianas) que se desplazan

hacia el polo se transforman en aguas ligeramente más densas y son transportadas hacia el ecuador en niveles más profundos.

Circulación termohalina (CTH) Circulación oceánica a gran escala que transforma las aguas superiores, de baja densidad, en aguas intermedias y profundas de mayor densidad y las devuelve a la región superior. La circulación es asimétrica: la conversión a aguas densas tiene lugar sólo en determinadas regiones de latitudes altas, mientras que el retorno a la superficie comporta corrientes ascendentes lentas y procesos difusivos en regiones geográficas mucho más extensas. La CTH se debe a la presencia de aguas más densas en la superficie o en sus inmediaciones por efecto de una baja temperatura y/o de una salinidad elevada pero, pese a tener un nombre sugerente aunque común, está causada también por fuerzas mecánicas, como el viento o las mareas. En ocasiones, el nombre CTH es también sinónimo de *circulación meridional de retorno.*

Clatrato (metano) Mezcla parcialmente congelada de gas metano y hielo, que suele estar presente en los sedimentos.

Clima El clima se suele definir en sentido restringido como el estado promedio del tiempo y, más rigurosamente, como una descripción estadística del tiempo atmosférico en términos de los valores medios y de la variabilidad de las magnitudes correspondientes durante períodos que pueden abarcar desde meses hasta millares o millones de años. El período habitual de promedio es de 30 años, según la definición de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Las magnitudes son casi siempre variables de superficie (por ejemplo, temperatura, precipitación o viento). En un sentido más amplio, el clima es el estado del *sistema climático* en términos tanto clásicos como estadísticos. En varios capítulos del presente informe se utilizan también diferentes períodos de promedio, por ejemplo de 20 años.

CO_2- equivalente Véase D*ióxido de carbono-equivalente.*

Coeficiente de mezclado Véase *Fracción molar*.

Coeficiente de mezclado volumétrico Véase *Fracción molar.*

Colección [de simulaciones] Grupo de simulaciones paralelas de modelos utilizadas para obtener *proyecciones climáticas*. La variación de los resultados de uno a otro elemento del conjunto representa una estimación del grado de *incertidumbre*. Los conjuntos obtenidos de un mismo modelo con condiciones iniciales diferentes caracterizan únicamente la incertidumbre vinculada a la variabilidadinterna del clima, mientras que los conjuntos multimodelo, que incorporan simulaciones de diversos modelos, reflejan también el efecto de las diferencias entre éstos. Los conjuntos de parámetros perturbados, en los que éstos son sometidos a variaciones sistemáticas, tienen por objeto obtener una estimación de la incertidumbre de los modelos más objetiva que con los conjuntos multimodelo tradicionales.

Concentración de dióxido de carbono-equivalente Concentración de *dióxido de carbono* que produciría el mismo *forzamiento radiativo* que una mezcla dada de dióxido de carbono y otros *gases de efecto invernadero.*

Confianza En el presente informe, el nivel de confianzaen el acierto de un resultado se expresa mediante la terminología universal definida en el Recuadro 1.1. Véase también Probabilidad; Incertidumbre.

Convección Movimiento vertical producido por fuerzas ascendentes causadas por inestabilidad estática, frecuentemente debido a un enfriamiento cerca de la superficie o a aumentos de salinidad, en el caso de los océanos, y a un calentamiento cerca de la superficie en el caso de la *atmósfera*. En el lugar de la convección, la escala horizontal es aproximadamente igual a la escala vertical, al contrario que en la *circulación general*, en la que son muy diferentes. El transporte vertical neto de masa suele ser mucho menor que el intercambio de masa ascendente y descendente.

Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el CambioClimático (CMNUCC) Fue adoptada en Nueva York el 9 de mayo de 1992 y rubricada ese mismo año en la Cumbre para la Tierra, celebrada en Río de Janeiro, por más de 150 países más la Comunidad Europea. Su objetivo último es "la estabilización de las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera a un nivel que impida interferencias antropogénicaspeligrosas en el *sistema climático"*. Contiene cláusulas que comprometen a todas las Partes. En virtud de la Convención, las Partes incluidas en el Anexo I (todos los países de la OCDE y países de economía en transición) se proponen retornar, de aquí al año 2000, a los niveles de emisión de *gases de efecto invernadero* no controlados por el Protocolo de Montreal que existían en 1990. La Convención entró en vigor en marzo de 1994. Véase *Protocolo de Kioto.*

Convención Marco sobre el Cambio Climático Véase *Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (CMNUCC)*

Corriente de hielo Flujo de hielo que discurre más rápido que el manto de hielo circundante. Puede considerarse como un glaciar que no discurre entre rocas, sino entre paredes de hielo que avanzan más lentamente.

Criosfera Componente del *sistema climático* que abarca la totalidad de la nieve, el hielo y el *suelo congelado* (incluido el *permafrost*) situados encima y debajo de la superficie terrestre y oceánica. Véase también *Glaciar; Manto de hielo*.

Cronología Ordenación de sucesos con arreglo a su fecha u hora de acaecimiento.CuaternarioPeríodo de tiempo geológico subsiguiente al terciario (*entre 65 y 1,8 millones de años*). En términos de la definición actual (que está siendo revisada), el Cuaternario abarca desde *1,8 millones de años* hasta la fecha. Se divide en dos períodos: el *Pleistoceno* y el *Holoceno.*

Deforestación Conversión de una extensión boscosa en no boscosa. En relación con el término bosque y otros de índole similar, como forestación, reforestación y desforestación, puede consultarse el Informe Especial del IPCC sobre *Uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y silvicultura (Land Use, Land Use Change and Forestry, IPCC, 2000). Véase también el informe Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types, (IPCC, 2003).*

Desertificación Degradación de las tierras en extensiones áridas, semiáridas y subhúmedas secas por efecto de diversos factores, en particular las variaciones climáticas y las actividades humanas. La Convención de las Naciones Unidas para la Lucha contra la Desertificación define degradación de la tierra como la reducción o la pérdida de la productividad biológica o económica y la complejidad de las tierras agrícolas de secano, las tierras de cultivo de regadío o las dehesas, los pastizales, los *bosques* y las tierras arboladas, ocasionada, en zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas, por los sistemas de *usos del suelo* o por un proceso o una combinación de procesos, incluidos los resultantes de actividades humanas y pautas de poblamiento, tales como: (i) la erosión del suelo causada por el viento o el agua, (ii) el deterioro de las propiedades físicas, químicas y biológicas o de las propiedades económicas del suelo, y (iii) la pérdida duradera de vegetación natural

Desplazamiento climático o desplazamiento de régimen climático Desplazamiento o salto abrupto de los valores medios que indica un cambio de *régimen*. Muy a menudo se utiliza conjuntamente con el desplazamiento climático de 1976/1977, que parece corresponder a un cambio de comportamiento del fenómeno *El Niño/Oscilación Austral.*

Detección y atribución El *clima* varía constantemente en todas las escalas temporales. El proceso de detección del *cambio climático* consiste en demostrar que el clima ha cambiado en un sentido estadístico definido, sin indicar las razones del cambio. El proceso de atribución de causas del cambio climático consiste en establecer las causas más probables del cambio detectado con cierto grado de *confianza* definido.

Diatomea Algas del tamaño de sedimentos que viven en las aguas de la superficie de lagos, ríos y océanos y forman caparazones de ópalo. La distribución de esta especie en los núcleos oceánicos suele estar relacionada con la *temperatura superficial del mar* en el pasado.

Dilatación térmica En referencia al nivel del mar, aumento de volumen (y disminución de densidad) causado por el calentamiento del agua. El calentamiento del océano conlleva un aumento de volumen y, por consiguiente, un aumento del nivel del mar. Véase *Variación del nivel del mar.*

Dióxido de carbono (CO_2) Gas de origen natural, subproducto también de la combustión de combustibles fósiles procedentes de depósitos de carbono de origen fósil, como el petróleo, el gas o el carbón, de la quema de *biomasa*, y de los cambios de *uso de la tierra* y otros procesos industriales. Es el principal gas de efecto *invernadero antropogénico* que afecta al equilibrio radiativode la Tierra. Es el gas utilizado como referencia para medir otros gases de efecto invernadero, por lo que su *Potencial de Calentamiento Mundial* (PCM) es igual a 1.

Dispositivo de sondeo por microondas (MSU en sus siglas en inglés) Sonda satelital de microondas que estima la temperatura de las capas de mayor espesor de la *atmósfera* en términos de la emisión térmica de las moléculas de oxígeno a partir de un conglomerado de líneas de emisión en torno a 60 GHz. A finales de 1978, una serie de nueve USM comenzaron a efectuar este tipo de mediciones. A mediados de 1998, como continuación de esas observaciones, comenzaron a operar una serie de instrumentos denominados dispositivos de sondeo por microondas avanzadas (AMSU en sus siglas en inglés).

Dryas reciente Período de la desglaciación, comprendido entre hace 1.900 y 1.600 años, caracterizado por un retorno episódico a condiciones más frías en muchos lugares, especialmente en torno al Atlántico Norte.

Ecosistema Sistema de organismos vivos que interactúan entre sí y con su entorno físico. Los límites atribuibles a un ecosistema son en cierta medida arbitrarios, y dependen del aspecto considerado o estudiado. Así, un ecosistema puede abarcar desde escalas espaciales muy pequeñas hasta la totalidad del planeta Tierra.

Efecto aerosol indirecto Los aerosoles pueden actuar como núcleos de condensación de nubes, o modificar las propiedades ópticas y el período de vida de las nubes, induciendo de ese modo un forzamiento radiativo indirecto del sistema climático. Cabe distinguir dos tipos de efectos indirectos:

Efecto sobre el albedo de las nubes *Forzamiento radiativo* inducido por un aumento de los aerosoles *antropogénicos*, que origina un aumento inicial de la concentración de gotitas y una disminución del tamaño de las gotitas para un contenido dado de agua en estado líquido, y que produce un aumento del *albedo* de las nubes. Este efecto se denomina también *primer efecto indirecto o efecto Twomey.*

Efecto sobre el período de vida de las nubes Forzamiento inducido por un aumento de los aerosoles *antropogénicos* que origina una disminución del tamaño de las gotitas, reduciendo así la eficiencia de la precipitación y modificando, en consecuencia, el contenido de agua en estado líquido, el espesor de las nubes y el período de vida de las nubes. Este efecto se conoce también como *segundo efecto indirecto o efecto Albrecht.*

Además de estos efectos indirectos, los aerosoles pueden producir efectos semidirectos. Éstos consisten en la absorción de *radiación solar* por aerosoles, que eleva la temperatura del aire y tiende a incrementar la estabilidad estática respecto de la superficie. Además, puede ocasionar la evaporación de las pequeñas gotas de las nubes.

Efecto invernadero Los *gases de efecto invernadero* absorben eficazmente la *radiación infrarroja térmica* emitida por la superficie de la Tierra, por la propia atmósfera a causa de los propiosgases, y por las nubes. La radiación atmosférica se emite en todasdirecciones, incluida hacia la superficie de la Tierra. Por ello, los gases de efecto invernadero atrapan calor en el sistema superficie-*troposfera*. Este efecto se denomina efecto invernadero. La radiación infrarroja térmica de la troposfera está estrechamente relacionada conla temperatura de la atmósfera a la altitud en que se emite la radiación. En la troposfera, la temperatura disminuye generalmente con la altura.En realidad, la radiación infrarroja emitida hacia el espacio se originaa una altitud con un promedio de temperatura de –19ºC, en equilibriocon la radiación solar entrante neta, mientras que la superficie de la Tierra se mantiene a una temperatura mucho más alta, de +14ºC de media. Un aumento de la concentración de gases de efecto invernadero comporta una mayor opacidad infrarroja de la atmósfera y, por consiguiente, la radiación hacia el espacio se origina a una altitudque en realidad es mayor y donde la temperatura es más baja. Elloocasiona un *forzamiento radiativo* que potencia el efecto invernadero (efecto invernadero potenciado).

Eficacia Valor que cuantifica la efectividad con la que un *forzamiento radiativo* inducido por un determinado mecanismo antropogénicoo natural altera la *temperatura global de la superficie* del planeta en condiciones de equilibrio, tomando como referencia el forzamientoradiativo equivalente producido por el *dióxido de carbono*. Por definición, el aumento de dióxido de carbono posee una eficacia iguala 1.0.

Eficiencia de incorporación oceánica de calor Valor (en $W\ m^{-2}\ ºC^{-1}$) que denota la tasa de aumento del calor almacenado por los océanos a nivel mundial cuando aumenta la temperatura superficial delplaneta. Es un parámetro útil en los experimentos relacionados con el *cambio climático* en los que el *forzamiento radiativo* experimenta una variación uniforme, en los casos en que es posible comparar éste conel parámetro de sensibilidad climática para calibrar la importanciarelativa de la respuesta climática y de la incorporación de calor por el océano a la hora de determinar la cadencia del cambio climático.Puede estimarse mediante un experimento consistente en incrementarel dióxido de carbono atmosférico en un 1% anual, para calcular el cociente entre el promedio del flujo radiativo descendente netomundial en el punto más alto de la atmósfera y la respuesta climáticaepisódica (véase *Sensibilidad climática*).

Emisión de dióxido de carbono-equivalente Volumen de emisión de *dióxido de carbono* que causaría el mismo f*orzamiento radiativo* integrado, en un plazo de tiempo dado, que cierta cantidad

emitida de un *gas de efecto invernadero* suficientemente mezclado o de una mezcla de gases de efecto invernadero suficientemente mezclados. Las emisiones de *dióxido de carbono equivalentes* se calculan multiplicando la emisión de un gas de efecto invernadero suficientemente mezclado por su *potencial de calentamiento global* en el plazo de tiempo especificado. En el caso de las mezclas de gases de efecto invernadero, se suman las emisiones de dióxido de carbono equivalentes correspondientes a cada gas. La emisión de dióxido de carbono equivalente es una unidad de medida normalizada y útil para comparar las emisiones de diferentes gases de efecto invernadero, aunque no implica una equivalencia exacta en las respuestas correspondientes en términos de *cambio climático* (véase la sección 2.10).

Era glacial La era glacial o período glacial se caracteriza por unareducción prolongada de la temperatura del *clima* de la Tierra, que ocasiona un aumento de los *mantos de hielo* continentales y de los *glaciares* de montaña (glaciación).

Escalas espaciales y temporales El *clima* puede variar en escalasespaciales y temporales muy diversas. Las escalas espacialesabarcan desde extensiones locales (inferiores a 100.000 km2) hasta regionales (entre 100.000 y 10 millones de km^2) o continentales (de 10 a 100 millones de km2). Las escalas temporales abarcan desdeperíodos estacionales hasta geológicos (de hasta centenares de millones de años).

Escenario Descripción plausible y frecuentemente simplificada deun futuro verosímil, basada en un conjunto consistente y coherentede supuestos sobre las fuerzas controladoras y sobre las relaciones másimportantes. Los escenarios pueden estar basados en proyecciones,pero suelen basarse también en datos obtenidos de otras fuentes,acompañados en ocasiones de una descripción textual. Véase también *Escenarios IE-EE; Escenario climático; Escenario de emisión.*

Escenario climático Representación plausible y en ocasiones simplificada del clima futuro, basada en un conjunto de relaciones climatológicas internamente coherente definido explícitamente para investigar las posibles consecuencias del *cambio climático antropogénico*, y que puede introducirse como datos entrantes en los modelos de impacto. Las *proyecciones climáticas* suelen utilizarse como punto de partida para definir escenarios climáticos, aunque éstos requieren habitualmente información adicional, por ejemplo sobre el clima actual observado. Un escenario de cambio climáticoes la diferencia entre un escenario climático y el clima actual.

Escenario de emisiones Representación plausible de la evolución futura de las emisiones de sustancias que podrían ser radiativamente activas (por ejemplo, *gases de efecto invernadero, aerosoles*), basada en un conjunto coherente de supuestos sobre las fuerzas que las determinan (por ejemplo, el desarrollo demográfico y socioeconómico, el desarrollo, la evolución tecnológica) y las principales relaciones entre ellos.
Los escenarios de concentraciones, obtenidos a partir de de los escenarios de emisión, se utilizan en *modelos climáticos* para obtener *proyecciones climáticas*. En IPCC (1992) se expone un conjunto de escenarios de emisiones utilizados para las proyecciones climáticaspublicadas en IPCC (1996). Este conjunto de escenarios se denomina IS92. En el Informe Especial del IPCC sobre escenarios de emisiones (Nakicenovic y Swart, 2000) se publicaron los nuevos escenarios IE-EE, algunos de los cuales se utilizaron, en particular, para las proyecciones del clima expuestas en los capítulos del 9 al 11 de IPCC (2001) y en los capítulos 10 y 11 del presente informe. El significado de ciertos términos relacionados con estos escenarios puede consultarse en los Escenarios IE-EE.

Escenario de forzamiento radiativo Representación posible del desarrollo futuro del *forzamiento radiativo* asociado, por ejemplo, a cambios en la composición atmosférica o de usos del suelo, o con factores externos como variaciones en la actividad solar. Los escenarios de forzamiento radiativo pueden usarse como datos en *modelos climáticos* simples para realizar *proyecciones climáticas*.

Escenarios IE-EE Escenarios de emisión desarrollados por Nakićenovic y Swart (2000) y utilizados, en particular, como base para algunas de las *proyecciones climáticas* indicadas en el capítulo 10 del presente informe. Los términos siguientes ayudarán a comprender mejor la estructura y la manera en que se utiliza el conjunto de escenarios IE-EE:

Familia de escenarios Escenarios con líneas argumentales demográficas, sociales, económicas y técnicas similares. El conjunto de escenarios IE-EE está integrado por cuatro familias de escenarios, denominadas A1, A2, B1 y B2.

Escenario ilustrativo Escenario que tipifica alguno de los seis grupos de escenarios referidos en el Resumen para responsables de políticas de Nakićenovic y Swart (2000). Contiene cuatro escenarios testimoniales revisados para los grupos de escenarios A1, A2, B1 y B2 y dos escenarios adicionales para los grupos A1FI y A1T. Todos los grupos de escenarios son igualmente consistentes.

Escenario testimonial Borrador de escenario insertadooriginalmente en el sitio web del IE-EE para representar una familia de escenarios dada. Su selección se determinó en función de las cuantificaciones iniciales que mejor reflejaban la línea argumental y las particularida des de determinados *modelos*. Los escenarios testimoniales no son más verosímiles que otros escenarios, pero el equipo de redacción del IE-EE los consideró ilustrativos de determinada línea narrativa. Figuran, en versión revisada, en Nakićenovic and Swart (2000). Estos escenarios fueron meticulosamente analizados por todo el equipo de redacción, y mediante el proceso abierto del IE-EE. Se seleccionaron también escenarios ilustrativos de los otros dos grupos de escenarios.

Línea argumental Descripción textual de un escenario (o familia de escenarios) que expone sus principales características, las relaciones entre las principales fuerzas originadoras y la dinámica de su evolución.

Estérico Véase *Cambio de nivel del mar.*

Estratosfera Región de la *atmósfera* abundantemente estratificada, situada sobre la *troposfera*, que abarca desde los 10 km (9 km en latitudes altas y 16 km en los trópicos, en promedio) hasta los 50 km de altitud.

Evapotranspiración Proceso combinado de evaporación en la superficie de la Tierra y de transpiración de la vegetación.

Experimentos climáticos de equilibrio y de transición Un experimento climático de equilibrio es aquél que se efectúa de modo que un *modelo climático* se ajuste completamente a una variación del *forzamiento radiativo*. Este tipo de experimento aporta información sobre la diferencia entre los estados inicial y final del modelo, pero no sobre la respuesta a lo largo del tiempo. Si se permite que el forzamiento evolucione gradualmente con arreglo a un determinado escenario de emisiones, resulta posible analizar la respuesta de un modelo climático en función del tiempo. En tales casos, el experimento se denomina experimento climático de transición. Véase *Proyección climática.*

Fáculas Manchas brillantes en la superficie del Sol. La superficie ocupada por las fáculas aumenta en los períodos de actividad solar intensa.

Fenómeno meteorológico extremo Fenómeno meteorológico raro en determinado lugar y época del año. Aunque las definiciones de 'raro' son diversas, la rareza normal de un fenómeno meteorológico sería igual o superior a los percentiles 10 o 90 de la función de *densidad de probabilidad observada.* Por definición, las características de un fenómeno meteorológico extremo pueden variar de un lugar a otro de manera absoluta. Un fenómeno extremo, por sí solo, no puede ser atribuido simple y llanamente a un cambio climático antropogénico, ya que hay siempre una probabilidad finita de que responda a causas naturales. Un comportamiento meteorológico extremo puede clasificarse como fenómeno climático extremo cuando persiste durante cierto tiempo (por ejemplo, una estación), especialmente si sus valores promediados o totales son extremos (por ejemplo, sequías o precipitaciones intensas a lo largo de una temporada).

Fertilización por dióxido de carbono (CO2)
Intensificación del crecimiento vegetal debido al aumento de la concentración de *dióxido de carbono* (CO_2) en la atmósfera. Según el mecanismo de *fotosíntesis* que utilicen, ciertos tipos de plantas son más sensibles a las variaciones de la concentración de CO_2 en la atmósfera. En particular, las *plantas C_3* suelen responder al CO_2 en mayor medida que las *plantas C_4.*

Flujo de calor latente Flujo de calor que se transmite de la superficie de la Tierra a la atmósfera, vinculado a la evaporación o condensación de vapor de agua en la superficie; es uno de los componentes del balance de energía en superficie.

Flujo de calor sensible Flujo de calor desde la superficie de la Tierra hacia la *atmósfera* no relacionado con los cambios de fase del agua; es uno de los componentes del balancede energía en superficie.

Forestación Plantación de bosques en tierras en que históricamente no ha habido cultivos forestales. En relación con el término *bosque* y otros de índole similar, como *forestación, reforestación* y desforestación, puede consultarse el Informe Especial del IPCC sobre *Uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y silvicultura (Land Use, Land Use Change and Forestry, IPCC, 2000). Véase también el informeDefinitions and Methodological Options to Inventory Emissions fromDirect Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types, (IPCC, 2003).*

Forzamiento externo Agente de forzamiento ajeno al sistema climático que induce un cambio en éste. Son forzamientos externos las erupciones volcánicas, las variaciones solares, los cambios antropogénicos de la composición de la *atmósfera* y los *cambios de uso del suelo.*

Forzamiento radiativo Variación, expresada en W m-2, de la irradiación neta (la descendente menos la ascendente) en la tropopausa, debida a una variación del causante externo del *cambio climático*; por ejemplo, una variación de la concentración de *dióxido de carbono* o de la *radiación solar*. El forzamiento radiativo se calcula manteniendo fijas en un valor no perturbado todas las propiedades de la *troposfera* y dejando que las temperaturas estratosféricas, una vez perturbadas, se reajusten hasta alcanzar el equilibrio dinámico-radiativo. Cuando no contempla como variable la temperatura de la estratosfera, se denomina forzamiento radiativo instantáneo. A los efectos del presente informe, el forzamiento radiativo se define específicamente como la variación respecto de 1750 y, a menos que se indique lo contrario, denota un promedio mundial anual. No debe confundirse el forzamiento radiativo con el forzamiento radiativo de nube, que caracteriza el efecto de las nubes sobre la irradiación en la parte superior de la atmósfera.

Forzamiento radiactivo de las nubes El forzamiento radiactivo de las nubes es la diferencia entre el balance radiactivo de la Tierra para la totalidad del cielo y el balance radiactivo de la Tierra con cielo despejado (unidades: W m^{-2})

Fotosíntesis Proceso en virtud del cual las plantas incorporan *dióxido de carbono* del aire (o bicarbonato, en un medio acuático) para formar hidratos de carbono, liberando oxígeno. La fotosíntesis se manifiesta mediante diferentes decursos, que *dan como resultado* respuestas diferentes a las concentraciones de dióxido de carbono en la atmósfera. Véase Fertilización por dióxido de carbono; *Plantas C_3; Plantas C_4.*

Fracción molar La fracción molar, o coeficiente de mezclado, es el cociente entre el número de moles de un componente en un volumen dado y el número total de moles de todos los componentes en ese mismo volumen. Es un dato generalmente referido al aire seco. En los *gases de efecto invernadero* de larga permanencia, la fracción molar suele ser del orden de varios µmol mol^{-1} (partes por millón: ppm), nmol mol^{-1} (partes por millares de millón:ppmm) o fmol mol-1 (partes por billón:ppb). La fracción molar difiere del coeficiente de mezclado volumétrico, frecuentemente expresado en ppmv, etc., en las correcciones asociadas a la no idealidad de los gases. Para muchos de los gases de efecto invernadero, estas correcciones son apreciables, en términos de precisión de las mediciones. (Schwartz y Warneck, 1995).

Fuente Todo proceso, actividad o mecanismo que libera a la atmósfera un *gas de efecto invernadero*, un *aerosol*, o un precursor de cualquiera de ellos.

Función de densidad de probabilidad (FDP) Función que indica las posibilidades relativas de que sucedan diferentes valores de una variable. Su integral es igual a 1 en el dominio en el que ha sido definida, y su integral en un subdominio dado es igual a la probabilidad de que el valor acaecido pertenezca a ese subdominio.

Por ejemplo, la probabilidad de que una anomalía de temperatura definida en ciertos términos sea mayor que cero se obtiene integrando la FDP para todas las posibles anomalías de temperatura mayores que cero. Las funciones de densidad de probabilidad que describen simultáneamente dos o más variables se definen de manera análoga.

Gas de efecto invernadero (GEI) Componente gaseoso de la *atmósfera*, natural o antropogénico, que absorbe y emite radiación en determinadas longitudes de onda del espectro de *radiación infrarroja térmica* emitida por la superficie de la Tierra, por la propia atmósfera y por las nubes. Esta propiedad ocasiona el efecto invernadero. El vapor de agua (H_2O), el *dióxido de carbono* (CO_2), el óxido nitroso (N_2O), el metano (CH_4) y el ozono (O_3) son los gases de efecto invernadero primarios de la atmósfera terrestre. Además, la atmósfera contiene cierto número de *gases de efecto invernadero* enteramente antropogénicos, como los halocarbonos u otras sustancias que contienen cloro y bromo, y contemplados en el *Protocolo de Montreal.* Además del CO_2, del N_2O y del CH_4, el *Protocolo de Kioto* contemplaba los gases de efecto invernadero hexafloururo de azufre (SF_6), los hidrofluorocarbonos (HFC) y los perfluorocarbonos (PFC)

Geoide Superficie equipotencial (es decir, que presenta el mismopotencial gravitatorio en cada uno de sus puntos) que mejor se ajusta al nivel medio del mar (véase Nivel del mar relativo) en ausencia de de las mareas astronómicas, de los procesos de circulación oceánica, de los efectos hidrológicos, criosféricos y atmosféricos, de las variaciones en la rotación de la Tierra y en el movimiento de los polos, de los movimientos de nutación yprecesión, de los procesos tectónicos, y de otros efectos, como la *reelevación postglacial*. El geoide es global; abarca continentes,océanos y mantos de hielo, y en la actualidad refleja también elefecto de las mareas permanentes (efectos gravitacionales del Soly de la Luna de frecuencia cero). Es la superficie de referencia paralas observaciones astronómicas, para la nivelación geodésica, y parala modelización oceánica, hidrológica, glaciológica y climática. Enla práctica, existen varias definiciones de geoide, en función delmétodo utilizado para adaptar a modelos los efectos variables en eltiempo, anteriormente mencionados.

Glaciar Glaciar Masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo por efectode la gravedad (mediante deformación interna y/o deslizamientode su base), aunque condicionada por el esfuerzo interno y por elrozamiento de su base y de sus lados. Un glaciar se mantienegracias a que la acumulación de nieve a grandes altitudes escompensada por la fusión en altitudes bajas o por la descargavertida al mar. Véase *Línea de equilibrio; Equilibrio de masa.*

Halocarbonos Término colectivo que designa el grupo de especies orgánicas parcialmente halogenadas, al que pertenecen losclorofluorocarbonos (CFC), los hidroclorofluorocarbonos (HCFC),los hidrofluorocarnonos (HFC), los halones, el cloruro de metilo,el bromuro de metilo, etc. Muchos de los halocarbonos tienen un *potencial de calentamiento global* elevado. Los halocarbonos quecontienen cloro y bromo intervienen también en el agotamiento dela *capa de ozono*.

Halostérico Véase *Cambio de nivel del mar.*

HCFC Véase *Halocarbonos.*

HFC Véase *Halocarbonos.*

Hidrosfera Componente del *sistema climático* que incluye las superficies en estado líquido y las aguas subterráneas, y que abarca océanos, mares, ríos, lagos de agua dulce, aguas freáticas, etc.

Hielo marino Toda clase de hielo existente en el mar procedente de la congelación de agua del mar. Puede consistir en fragmentos discontinuos (témpanos) que flotan en la superficie del océano a merced del viento y de las corrientes (hielo a la deriva), o un manto inmóvil anclado a la costa (hielo fijo terrestre). El hielo marino de menos de un año de existencia se denomina hielo de primer año. Hielo multianuales el hielo marino que ha sobrevivido como mínimo a un deshielo estival.

Hielo térreo Término general que designa todos los tipos de hielo presentes en los terrenos estacionalmente congelados y en el *permafrost* (Van Everdingen, 1998)

Holoceno Último de los dos períodos cuaternarios, que abarca desde hace 11.600 años aproximadamente hasta el momento actual.

Huella Patrón espacial y/o temporal de respuesta del *clima* a un forzamiento dado. Las huellas se utilizan para detectar tales respuestas a partir de las observaciones; suelen estimarse mediante simulaciones de *modelos climáticos* forzados.

Humedad del suelo Agua almacenada en o sobre la superficie terrestre que puede experimentar evaporación.

Incertidumbre Expresión del grado de desconocimiento de undeterminado valor (por ejemplo, el estado futuro del *sistema climático*). Puede deberse a una falta de información o a un desacuerdo con respecto a lo que es conocido o incluso cognoscible.

Incorporación Adición de una sustancia a un reservorio. La incorporación de sustancias que contienen carbono, en particular de dióxido de carbono, suele denominarse secuestro (de carbono).

Indicador indirecto Un indicador climático indirecto es un registro local cuya interpretación en base a ciertos principios físicos y biofísicos permite representar un conjunto de variaciones relacionadas con el clima en tiempos pasados. Los datos así obtenidos se denominan datos indirectos. Son datos indirectos los *análisis del polen,* los registros de *crecimiento arbóreo anular*, las características de los corales, o ciertos datos obtenidos de *testigos de hielo.*

Insolación Cantidad de *radiación solar* que llega a la Tierra en función de la latitud y de la estación. Suele hacer referencia a la radiación que llega a la parte superior de la *atmósfera*. A veces se especifica que se trata de la radiación que llega a la superficie terrestre. Véase también *Irradiancia solar total.*

Interglaciales Períodos cálidos acaecidos entre glaciaciones de la era glaciar. El interglacial más reciente, con una datación aproximada de entre 129.000 y 116.000 años, es conocido como Último interglacial (AMS, 2000).

IIntervalo de temperaturas diurno Diferencia entre la temperatura máxima y mínima a lo largo de un período de 24 horas.

Irradiación solar total (IST) Cantidad de *radiación solar* recibida en el exterior de la *atmósfera* de la Tierra, en una superficie normal a la radiación incidente y a la distancia media de la Tierra respecto del Sol. Las mediciones de la radiación solar sólo son fiables si se efectúan desde el espacio; únicamente se dispone de un registro preciso a partir de 1978. El valor generalmente aceptado es de 1,368 Wm^{-2}, con un grado de exactitud de 0,2% aproximadamente. Suele variar en algunas décimas porcentuales, generalmente por el movimiento de las manchas solares a lo largo del disco solar. A lo largo del *ciclo solar,* la variación de la IST es del orden del 0,1% (AMS, 2000). Véase también *Insolación.*

Isla de calor urbana (ICU) Este término caracteriza la respuesta visco-elástica de la litosfera y del manto a las variaciones de la carga en la superficie. Cuando la carga de la litosfera y/o del manto varía como consecuencia de una alteración de la masa de hielo terrestre, de la masa oceánica, de la sedimentación, de la erosión o del crecimiento montañoso, se producen ajustes isostáticos verticales que tienden a equilibrar la nueva carga.

Isótopos cosmogénicos Isótopos raros que se forman cuando un rayo cósmico de alta energía interactúa con el núcleo de un átomo in situ. Se utilizan frecuentemente como indicadores de la actividad magnética solar (que puede proteger de los rayos cósmicos) o como trazadores del transporte atmosférico y se denominan también nucleidos cosmogénicos.

Jerarquía de modelos Véase *Modelo climático* (espectro o jerarquía de).

La Niña Véase *El Niño-Oscilación Austral.*

Línea/zona de contacto Lugar en que un *glaciar* o *manto de hielo* toca la *plataforma de hielo*; lugar en que el hielo comienza a flotar.

Línea de equilibrio Frontera entre la región de un glaciaren que se produce una pérdida anual neta de masa de hielo (área de ablación) y la región en que se produce una ganancia anual neta (área de acumulación). La altitud de esa frontera se denomina altitud de la línea de equilibrio.

Línea de nieve Límite inferior de la cubierta de nieve permanente, por debajo de la cual no se acumula nieve.

Litosfera Capa superior de la parte sólida de la Tierra, tanto continental como oceánica, que abarca todas las rocas de la corteza y la parte fría, en su mayor parte elástica, del manto superior. La actividad volcánica, pese a tener lugar en la litosfera, no está considerada como integrante del *sistema climático*, aunque actúa como factor de *forzamiento externo*. Véase *Isostático*.

Manchas solares Pequeñas áreas oscuras en la superficie del Sol. Son más abundantes en los períodos de *actividad solar* intensa y varían, en particular, con el *ciclo solar,*

Manto de hielo Masa de hielo terrestre de espesor suficiente para recubrir en su mayor parte la topografía del lecho rocoso subyacente, de tal manera que su forma está determinada principalmente por su dinámica (es decir, por el flujo del hielo al deformarse su estructura interna y/o deslizarse en su base). Un manto de hielo fluye desde una altiplanicie central de hielo con una inclinación superficial en promedio pequeña. Las márgenes suelen tener una pendiente más pronunciada, y la mayoría del hielo afluye en *corrientes de hielo* rápidas o *glaciares* de aflujo, a veces hacia el mar o hacia *plataformas de hielo* que flotan sobre el mar. En la actualidad, existen sólo tres grandes mantos de hielo, uno en Groenlandia y otros dos en la Antártida (los mantos de hielo antárticos oriental y occidental), separados por la cordillera transantártica. En los períodos glaciales ha habido otros mantos de hielo.

Marea de tempestad Aumento episódico de la altura del mar enundeterminado lugar causado por condiciones meteorológicas extremas (presión atmosférica baja y/o vientos fuertes). Se definecomo la diferencia entre el nivel de la marea alcanzado y el esperado en un lugar y momento dados.

Mareógrafo Dispositivo situado en un punto de la costa (y, en ciertos casos, de aguas profundas) que mide de manera continua el nivel del mar con respecto a la tierra firme adyacente. Los valores así obtenidos, promediados en el tiempo, describen las variaciones cronológicas observadas del *nivel del mar relativo.*

Masa de agua Volumen de agua oceánica con propiedades identificables (temperatura, salinidad, densidad, trazadores químicos) específicamente resultante de su proceso de formación. Las masas de agua suelen identificarse mediante un valor extremo vertical u horizontal de una propiedad como, por ejemplo, la salinidad.

Masa de aire Volumen de aire extenso cuyas propiedades aproximadamente homogéneas: 1) se configuraron cuando el aire estaba situado sobre una determinada *región* de la superficie terrestre; y 2) experimentan determinadas modificaciones durante su desplazamiento desde la región de origen. (AMS, 2000)

Metadatos Información relativa a los datos meteorológicos y climatológicos, que indica el método y la fecha de medición, la calidad, los problemas identificados y otras características.

Método bayesiano El método bayesiano consiste en un análisis estadístico de una cantidad desconocida o incierta en dos etapas. En primer lugar, se formula una distribución previa de probabilidades basada en los datos disponibles (opiniones de especialistas, o datos y estudios existentes). La selección de los datos puede reflejar un componente subjetivo, pero en muchos casos la distribución se escoge de modo que sea lo más neutral posible, para no influir en el resultado final del análisis. En la segunda etapa se incorporan otros datos posteriormente obtenidos, a los que se aplica el teorema de Bayes, formulado por el matemático británico del mismo nombre (1702-1761), y se obtiene una distribución actualizada, es decir, una distribución posterior.

Métrica Indicador coherente de cierta característica de un objeto o actividad difícil de cuantificar por otros medios.

Mitigación Intervención humana encaminada a reducir las fuentes o potenciar los *sumideros* de *gases de efecto invernadero.*

Modelo climático (en espectro o en jerarquía) Representación numérica del *sistema climático* basada en las propiedades físicas,químicas y biológicas de sus componentes, en sus interacciones y en sus procesos de retroefecto, y que recoge todas o algunas de suspropiedades conocidas.

El sistema climático se puede representar mediante modelos de diverso grado de complejidad; en otras palabras, para cada componente oconjunto de componentes es posible identificar un espectro o jerarquía demodelos que difieren en aspectos tales como el número de dimensiones espaciales, el grado en que aparecen representados los procesos físicos, químicos o biológicos, o el grado de utilización de *parametrizaciones* empíricas. Los modelos de circulación general acoplados atmósfera-océano (MCGAAO) proporcionan la más completa representación del sistema climático actualmente disponible. Se está evolucionando hacia modelos más complejos que incorporan química y biología interactivas (véase el capítulo 8). Los modelos climáticos se utilizan como herramienta de investigación para estudiar y simular el *clima* y para fines operacionales, en particular *predicciones climáticas* mensuales, estacionales e interanuales.

Modelo de circulación general (MCG) Véase *Modelo climático.*

Modelo de océano-placa En un *modelo climático*, descripción simplificada del océano como una capa de agua inmóvil conuna profundidad de 50 a 100 m. Este tipo de modelos sirvenúnicamente para estimar la respuesta del *climaa* un forzamiento dado en condiciones de equilibrio, pero no la evolución de unclima con transiciones. Véase *Experimento climático en equilibrio y entransición.*

Modo Anular del Norte (NAM en sus siglas en inglés) Fluctuación invernal de la amplitud de una pauta caracterizada por bajas presiones superficiales en la región ártica y fuertes vientos del oeste en latitudes medias. El NAM está vinculado al vórtice polar septentrional hasta la altura de la estratosfera. Exhibe una pauta que tiende hacia el Atlántico Norte, estrechamente correlacionada con la Oscilación Noratlántica. Véase indice NAM, en el recuadro 3.4

Modo Anular del Sur (SAM en sus siglas en inglés) Fluctuación de pauta atmosférica similar al Modo Anular del Norte, pero en el hemisferio Sur. Véase índice MAA, en el recuadro 3.4.

Modos anulares Pautas preferentes de cambio de la circulación atmosférica, que corresponden a cambios de los vientos del oeste en latitudes medias, promediados zonalmente. El *modo anular septentrional* acusa preponderantemente la presencia del Atlántico Norte, y mantiene una estrecha correlación con la *oscilación del Atlántico Norte*. El modo anular austral está asociado al Hemisferio

Sur. La variabilidad de los vientos del oeste en latitudes medias se denomina también vacilación de flujo (o de viento) zonal, y se define mediante un índice zonal. Los índices de circulación correspondientes se indican en el Recuadro 3.4.

Modos de variabilidad climática La variabilidad natural del *sistema climático*, en particular a escalas de tiempo estacionales omás prolongadas, se atiene preferentemente a determinadas pautasespaciales y escalas temporales, en virtud de las característicasdinámicas de la circulación atmosférica y de las interaccionescon las superficies terrestre y oceánica. Tales patrones sontambién conocidos como regímenes, modos o *teleconexiones*. Algunos de ellos son: la Oscilación Noratlántica(ONA), el Patrón del Pacífico-Norteamérica (PNA), el fenómenoOscilación Sur el Niño (ENSO), el Modo Anular del Norte(MAS; anteriormente conocido como Oscilación Ártica, OA), y el Modo Anular del Sur (SAM; anteriormente, oscilación antártica, OAA).En la sección 3.6 se examinan muchos de los modos devariabilidad climática más destacados. Véase también *Pautas de variabilidad climática.*

Monzón En las regiones tropical y subtropical, es una inversión estacional de los vientos de superficie y de la precipitación a ellos asociada, por efecto de las diferencias entre el calentamiento de la masa terrestre a escala continental y el del océano adyacente. Las lluvias monzónicas caen principalmente sobre tierra firme, durante los veranos.

Movimiento rotatorio Pauta de circulación horizontal del océano aescala de cuenca con flujo lento de circulación en torno a la cuencaoceánica, circundada por una corriente fronteriza intensa y estrecha(de 100 a 200 km de anchura) en el lado occidental. En cada océano,las rotaciones subtropicales están asociadas a la presencia de altaspresiones en el centro de la rotación; las rotaciones subpolares estánasociadas a la presencia de bajas presiones.

MSU Véase Dispositivo de sondeo por microondas.

Nivel de conocimiento científico (NCC) Indicador basado en una escala de cinco valores (alto, medio, medio-bajo, bajo y muy bajo), definido para caracterizar el grado de conocimiento científico en relación a los agentes de *forzamiento radiativo* que afectan al cambio *climático*. Para cada agente, este índice representa una valoración subjetiva de la evidencia de mecanismos físico-químicos que determinen el forzamiento y del consenso en torno a la estimación cuantitativa y a su *incertidumbre*.

Nivel del mar equivalente (NME) Variación del promedio global del nivel del mar que se produciría si se incorporase o detrajese de los océanos una cantidad de agua o de hielo dada.

Nivel del mar medio Véase *Nivel del mar relativo.*

Nivel del mar relativo Nivel del mar medido mediante un *mareómetro* respecto de la tierra sobre el que se sitúa. El nivel del mar promediado suele definirse como el nivel del mar relativo promediado a lo largo de un período (por ejemplo, un mes o un año) lo suficientemente prolongado como para poder promediar los procesos transitorios, como olas o las mareas. Véase *Variación del nivel del mar.*

No linealidad Se dice que un proceso es no lineal cuando no existe una relación proporcional simple entre causa y efecto. El *sistema climático* contiene muchos procesos no lineales, por lo que su comportamiento es potencialmente muy complejo. Esta complejidad puede ocasionar cambios climáticos abruptos. Véase también *Caos; predictibilidad.*

Núcleos de condensación de nubes (NCN) Partículas presentes en el aire que actúan como centros de condensación de agua en estado líquido, que pueden generar microgotas de nube. Véase también *Aerosoles*.

Oscilación del Sur Véase *El Niño-Oscilación Austral* (ENOA).

Oscilación del Sur el Niño (ENSO) El término El Niño hacía referencia en un principio a una corriente de aguas cálidas que discurre periódicamente a lo largo de la costa de Ecuador y Perú, alterando la pesquería local. En la actualidad, designa un calentamiento del agua en toda la cuenca del Océano Pacífico tropical al este de la línea horaria. Este fenómeno está asociado a cierta fluctuación de una pauta mundial de presiones en la superficie tropical y subtropical que se denomina 'oscilación austral'. Este fenómeno atmósfera-océano acoplado, cuya escala de tiempo más habitual abarca aproximadamente entre dos y siete años, es conocido como El Niño-Oscilación Austral (ENOA). Su presencia suele determinarse en función de la anomalía de presión en superficie entre Darwin y Tahití y de las *temperaturas de la superficie del mar* en la parte central y oriental del Pacífico ecuatorial. Durante un episodio de ENOA, los vientos alisios habituales se debilitan, reduciendo el flujo ascendente y alterando las corrientes oceánicas, con lo que aumenta la temperatura superficial del mar, lo cual debilita a su vez los vientos alisios. Este fenómeno afecta considerablemente a las pautas de viento, de temperatura superficial del mar y de precipitaciones en el Pacífico tropical. Sus efectos influyen en el clima de toda la región del Pacífico y de muchas otras partes del mundo mediante teleconexiones en toda la extensión del planeta. La fase fría de ENOA se denomina La Niña.

Oscilación Multidecenal Atlántica (OMA) Fluctuación multidecenal (entre 65 y 75 años) de las temperaturas en la *superficie del Atlántico Norte*, que pasaron por fases más cálidas entre 1905 y 1925 y entre 1930 y 1960, y por fases más frías entre 1905 y 1925 y entre 1970 y 1990, a lo largo de un intervalo del orden de 0.4ºC.

Oscilación Noratlántica (ONA) Oscilación consistente en variaciones de signo opuesto de la presión barométrica en las proximidades de Islandia y de las Azores. Se corresponde con fluctuaciones de la intensidad de los principales vientos atlánticos del oeste hacia Europa y, por consiguiente, con fluctuaciones de los ciclones subsumidos junto con los frentes asociados a éstos. Véase Índice OAN, recuadro 3.4.

Oscurecimiento mundial Disminución generalizada de la *radiación solar* percibida en la superficie de la Tierra aproximadamente entre 1961 y 1990.

Ozono Molécula constituida por tres átomos de oxígeno (O_3), que es uno de los componentes gaseosos de la *atmósfera*. En la *troposfera*, se forma espontáneamente y mediante reacciones fotoquímicas con gases resultantes de las actividades humanas (smog). El ozono troposférico actúa como un *gas de efecto invernadero*. En la estratosfera, se forma por efecto de la interacción entre la radiación ultravioleta del Sol y las moléculas de oxígeno (O_2). El ozono estratosférico desempeña una función preponderante enel equilibrio radiativo de la estratosfera. Su concentración alcanza un valor máximo en la *capa de ozono.*

Paleoclima *Clima* existente en períodos anteriores al desarrollo de instrumentos de medición, que abarca el tiempo histórico y el geológico, y con respecto al cual solamente se dispone de registros indirectos.

Parametrización En un *modelo climático*, es latécnica utilizada para representar procesos que no es posible resolver explícitamente como consecuencia de la resolución espacial o temporal del modelo (procesos a escala de sub-retícula), mediante relaciones existentes entre el flujo a mayor escala resuelto por el modelo y el efecto, promediado en área o a lo largo del tiempo, de tales procesos de escala subreticular.

Parámetro de retroefecto climático Medio para cuantificar la respuesta radiativa del *sistema climáticoa* un cambio de la *temperatura global de la superficie* inducido por un f*orzamiento radiactivo* (unidades: W m^{-2} oC^{-1}). Es inversamente proporcional a la *sensibilidad climática* efectiva. Formalmente, el parámetro de retroefecto climático (Λ) se define como: $\Lambda = (\Delta Q - \Delta F)/\Delta T$, donde Q es el *forzamiento radiativo* medio mundial, T es la temperatura media mundial del aire en superficie, F es el flujo de calor hacia el océano, y Δ representa una variación respecto a un *clima* no perturbado.

Patrón del Pacífico-Norteamérica (PNA) Pauta atmosférica ondulatoria de gran escala que exhibe una sucesión de anomalías troposféricas en los sistemas de alta y de baja presión desde la parte occidental del Pacífico subtropical hasta la costa oriental de América del Norte. Véase Índice de pauta PNA, recuadro 3.4

Pautas de variabilidad climática Véase *Modos de variabilidad climática.*

Pequeña Era Glacial (PEG) Período comprendido entre 1400 y 1900 aproximadamente, en el que las temperaturas del hemisferio Norteeran, por lo general, más frías que ahora, sobre todo en Europa.

Percentil Valor que indica, sobre una escala de cien, el porcentaje de valores de un conjunto de datos que son iguales o inferiores a él. Suele utilizarse para estimar los extremos de una distribución. Por ejemplo, el percentil 90 (resp. 10) hace referencia alumbral de los valores extremos superiores (resp. inferiores).

Período Cálido Medieval (PCM) Período comprendido entre los años 1000 y 1300, en que ciertas regiones del hemisferio Norteeran más cálidas que en la *pequeña era glacial* subsiguiente.

Período de retorno Tiempo promedio transcurrido entre distintos sucesos de un mismo evento dado (AMS, 2000).

Período de vida Término general utilizado para designar diversas escalas de tiempo que caracterizan la evolución de procesos que influyen en la concentración de gases residuales. Cabe distinguir los períodos de vida siguientes:
Período de renovación (T) (periodo de vida atmosférico mundial) Cociente entre la masa M de un reservorio (por ejemplo, de un gas componente de la atmósfera) y la tasa total S de detracción del reservorio: T = M / S. Para cada proceso de detracción puede definirse un período de renuevo específico. En edafología del carbono, se denomina período de residencia medio.
Período de ajuste o tiempo de respuesta (T_a) Escala de tiempo que caracteriza el decaimiento de un impulso instantáneo de insumo hacia el reservorio. Se utiliza también para caracterizar el ajuste de la masa de un reservorio tras un cambio escalonado de la intensidad de la fuente. El período de semidesintegración o decaimiento constante se utiliza para cuantificar un proceso de decaimiento exponencial de primer orden. Véase *Tiempo de respuesta* se encontrará una definición relativa a las variaciones climáticas. Para simplificar, el período de ajuste se denomina en ocasiones periodo de vida.

En los casos simples, en que la detracción mundial de un compuesto es directamente proporcional a la masa total del reservorio, el período de ajuste es igual al período de renovación: $T = T_a$. Un ejemplo de ello es el gas CFC-11, que es detraído de la atmósfera únicamente mediante procesos fotoquímicos en la estratosfera. En otros casos más complicados en los que intervienen varios reservorios o en que la detracción no es proporcional a la masa total, la igualdad $T = T_a$ no se cumple. El *dióxido de carbono* (CO_2) es un ejemplo extremo. Su período de renovaciónes del orden de tan sólo cuatro años, debido a su rápido intercambio entre la atmósferay el océano y la biota terrestre. Sin embargo, gran parte de ese CO_2es reemitido a la *atmósfera* en pocos años. Así, el período de ajuste del CO_2 en la atmósfera está determinado, de hecho, por la tasa de detracción de carbono desde la capa superficial de los océanos hacia sus capas más profundas. Aunque el período de ajuste del CO_2 en la atmósfera puede cifrarse en unos 100 años, el ajuste real es al principio más rápido, y más lento posteriormente. En el caso de el del metano (CH_4), el período de ajuste es diferente del período de renovación, dado que la detracción se produce principalmentemediante una reacción química con el radical hidroxilo OH, cuyaconcentración depende de la concentración de CH_4. Por consiguiente, la tasa S de detracción de CH_4no es proporcional a la masa total M.

Período de vida atmosférico Véase *período de vida.*

Período de renovación Véase Período de vida.

Permafrost Terreno (suelo o roca, junto con el hielo y la materia orgánica que contienen) que permanece a un máximo de 0ºC durante al menos dos años consecutivos (Van Everdingen, 1998).

pH Medida sin unidades indicadora del grado de acidez del agua (o de una solución), manifestado en la concentración de iones de hidrógeno (H^+) en ella. El pH se mide con arreglo a una escala logarítmica en virtud de la cual pH = -log 10(H^+). Así, cuando el pH disminuye en uno, la concentración de H^+, es decir, la acidez, se multiplica por 10.

Plancton Microorganismos que viven en las capas superiores de los sistemas acuáticos. Cabe diferenciar entre el fitoplancton, que depende de la *fotosíntesis* para abastecerse de energía, y elzooplancton, que se alimenta de fitoplancton.

Plantas C_3 Plantas que producen un compuesto tricarbonado durante la *fotosíntesis*; esta categoría abarca la mayoría de los árboles y ciertos cultivos agrícolas, como los de arroz, trigo, haba de soja, patatas o papas, y verduras.

Plantas C_4 Plantas, principalmente de origen tropical, que producen un compuesto tetracarbonado durante la *fotosíntesis*; esta categoría abarca las hierbas y ciertos cultivos agrícolas importantes, como los de maíz, caña de azúcar, mijo, o sorgo.

Plataforma de hielo Plancha de hielo flotante de espesor considerable que se extiende a partir de la costa (generalmente de gran extensión, y con una superficie horizontal o levemente inclinada), que suele ocupar los entrantes costeros de los *mantos de hielo*. Casi todas las plataformas de hielo se encuentran en la Antártida, donde lamayor parte del hielo vertido al mar desemboca en ese tipo deformaciones.

Pleistoceno Primera de las dos eras cuaternarias, que abarca desde el final del plioceno, hace aproximadamente 1,8 millones de años, hasta el comienzo del holoceno, hace aproximadamente 11.600 años.

Potencial de calentamiento mundial (PCM) Índice basado en las propiedades radiativas de los *gases de efecto invernadero* suficientemente mezclados, que mide el *forzamiento radiativo,* en la *atmósfera* actual, de una unidad de masa de cierto gas de efectoinvernadero suficientemente mezclado, integrado a lo largo de un plazo de tiempo dado, en comparación con el causado por *dióxido de carbono*. El PCM representa el efecto conjunto del diferente período de permanencia de esos gases y de su eficacia relativa como absorbentes de radiación infrarroja térmica saliente. El *Protocolo de Kioto* está basado en el PCM asociado al ritmo de emisión en un período de 100 años.

Precursores TCompuestos atmosféricos que no son *gases de efecto invernadero* ni *aerosoles*, pero que influyen en la concentración deaquéllos por intervenir en procesos físicos o químicos que regulan su tasa de producción o de destrucción.

Predicción climática Una predicción climática es el resultado de un intentode obtener una estimación de la evolución real del *clima* en el futuro, por ejemplo a escalas de tiempo estacionales, interanuales o más prolongadas. Como la evolución futura del *sistema climático* puede ser muy sensible a lascondiciones iniciales, estas predicciones suelen ser probabilísticas. Véase también *proyección climática; escenario climático, predictibilidad.*

Predictibilidad Capacidad de predecir el estado futuro de un sistema conociendo su estado actual y sus estados anteriores. El conocimiento de los estados actual y anteriores del *sistema climático* suele ser imperfecto, los modelos que mediante esos conocimientos generan predicciones climáticasson, por consiguiente, también imperfectos, y el sistema climático esinherentemente no linear y caótico, todo lo cual hace que la predictibilidad del sistema climático sea inherentemente limitada. Incluso aunque seutilicen modelos y observaciones arbitrariamente precisos, existenlimitaciones a la predictibilidad de un sistema no lineal como el clima(AMS, 2000).

Preindustrial Véase *Revolución industrial.*

Probabilidad La posibilidad de que acaezca determinado evento o resultado, siempre que sea posible estimarlopor métodos probabilísticos, se expresa en este informe mediante una terminología estándar definida en el recuadro 1.1. Véase también *Incertidumbre, Confianza.*

Proceso adiabático Proceso experimentado por un sistema que no gana ni pierde calor. El proceso inverso se denomina proceso diabático.

Período de ajuste Véase *período de vida*; véase también *tiempo de respuesta.*

Producción primaria bruta (PPB) Cantidad de energía proveniente de la *atmósfera* fijada mediante fotosíntesis.

Quaternary The period of geological time following the *Tertiary* (65 Ma to 1.8 Ma). Following the current definition (which is under revision at present) the Quaternary extends from 1.8 Ma until the present. It is formed of two epochs, the *Pleistocene* and the *Holocene*.

Protocolo de Kioto El Protocolo de Kioto de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC)fue adoptado en 1997 en Kioto, Japón, en el tercer período de sesiones de la Conferencia de las Partes (COP) de la CMNUCC. Contiene compromisos jurídicamente vinculantes, que vienen a sumarse a los contenidos en la CMNUCC. Los países señalados en el Anexo B del Protocolo (la mayoría de los países de la Organización de Cooperación y Desarrollo Económicos, y los países de economía en transición) acordaron reducir, entre 2008 y 2012, sus emisiones antropogénicas de *gases de efecto invernadero (dióxido de carbono,* metano, óxido nitroso, hidrofluorocarbonos, perfluorcarbonos y hexafloruro de azufre) en un 5% como mínimo respecto a los niveles de 1990. El Protocolo de Kioto entró en vigor el 16 de febrero de 2005.

Protocolo de Montreal El Protocolo de Montreal relativo a las sustancias que destruyen la capa de ozono fue adoptado en Montreal en 1987, y posteriormente retocado y enmendado en Londres (1990), Copenhague (1992), Viena (1995), Montreal (1997) y Beijing (1999). Controla el consumo y la producción de sustancias químicas que contienen cloro y bromo y que destruyen el ozono estratosférico, como los clorofluorocarbonos, el metilcloroformo, el tetracloruro de carbono y muchas otras.

Proyección Evolución futura que podría seguir una cantidad o conjunto de cantidades, generalmente calculada mediante un modelo. Se distingue entre proyecciones y predicciones para denotar que las proyecciones están basadas en supuestos relativos, por ejemplo, a eventualidades socioeconómicas y tecnológicas futuras que podrían o no hacerse realidad, y que adolecen, por consiguiente, de un grado de incertidumbre considerable. Véase también *Proyección climática; Predicción climática.*

Proyección climática *Proyección* de la respuesta del *sistema climático* a diversos escenarios de *emisiones* o de *concentraciones* de *gases y aerosoles de efecto invernadero*, o a escenarios de *forzamiento radiactivo*, frecuentemente basada en simulaciones mediante *modelos climáticos.* La diferencia entre proyecciones climáticas y *predicciones climáticas* responde a la circunstancia de que las proyecciones climáticas dependen del escenario de emisiones/concentraciones/forzamiento radiativoutilizado, basado en supuestos relativos, por ejemplo, a un devenir socioeconómicoy tecnológico que puede o no materializarse y que está sujeto, por consiguiente, a un grado de *incertidumbre* considerable.

Radiación infrarroja Véase *Radiación infrarroja térmica.*

Radiación infrarroja térmica Radiación emitida por la superficie de la Tierra, por la atmósfera y por las nubes. Se denomina también radiación terrena o de gran longitud de onda, y no debe confundirse con la radiación cuasi-infrarroja del espectro solar. Por lo general, la radiación infrarroja abarca un intervalo característico de longitudes de onda (espectro) mayores que la del color rojo en la parte visible del espectro. En la práctica, el espectro de la radiación infrarroja térmica es distinto del de la radiación de onda corta o solar, debido a la diferencia de temperaturas entre el Sol y el sistema Tierra-atmósfera.

Radiación solar Radiación electromagnética emitida por el Sol. Se denomina también radiación de onda corta. La radiación solar abarca un intervalo característico de longitudes de onda (espectro), determinado por la temperatura del sol, cuyo máximo se alcanza en el espectro visible. Véase también *Radiación infrarroja térmica; Insolación.*

Reanálisis Análisis atmosféricos y oceánicos de la temperatura, del viento, de las corrientes y de otras magnitudes meteorológicas y oceanográficas basados en el procesamiento de datos meteorológicos y oceanográficos referentes a períodos anteriores mediante determinados modelos avanzados de predicción del tiempo y técnicas de asimilación de datos. La utilización de técnicas fijas evita los efectos de los cambios de método de análisis que se introducen en los análisis operacionales. Aunque la continuidad ha mejorado, los reanálisis mundiales siguen adoleciendo de una cobertura variable y de sesgos en los sistemas de observación.

Reconstrucción Utilización de indicadores climáticos como elementos auxiliares para determinar climas (generalmente del pasado).

Reducción de escala Método consistente en extraer información de escalas local a regional (de 10 a 100 km) de modelos o análisis de datos a mayor escala. Existen básicamente dos métodos: dinámico, y empírico/estadístico. El método dinámico está basado en los resultados de *modelos climáticos* regionales, de modelos mundiales con resolución espacial variable, o de modelos mundiales de alta resolución. El método empírico/estadístico está basado en el desarrollo de relaciones estadísticas que vinculen las variables atmosféricas de gran escala con las variables climáticas de escala local/regional. En todos los casos, la calidad del producto obtenido dependerá de la calidad del modelo utilizado.

Reelevación postglacial Movimiento vertical de la tierra firme y del suelo marino por efecto de una disminución de la carga de una masa de hielo, por ejemplo la experimentada desde el último máximo glacial (21.000 años). La reelevación es un movimiento isostático de la tierra firme.

Reforestación Plantación de bosques en tierras que ya habían contenido bosque pero que estaban destinadas a otro uso. En relación con el término *bosque* y otros de índole similar, como forestación, *reforestación* y *desforestación*, puede consultarse el Informe Especial del IPCC sobre *Uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y silvicultura (Land Use, Land Use Change and Forestry, IPCC, 2000). Véase también el informe Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types, (IPCC, 2003).*

Régimen Estados preferentes del *sistema climático,* que suelen representar una fase de las pautas o modos de variabilidad climática predominantes.

Región Territorio caracterizado por determinados rasgos geográficos y climatológicos. El clima de una región resulta afectado por forzamientos de escala regional y local, como la topografía, las características de los *usos del suelo*, los lagos, etc., y por influencias provenientes de regiones distantes. Véase *Teleconexión*.

Relación de Bowen Cociente entre los *flujos de calor sensible y latente* que tienen lugar desde la superficie de la Tierra hacia la *atmósfera*. Los valores son bajos (del orden de 0,1) en las superficies con agua, como el océano, y superiores a 2 en los desiertos y regiones que experimentan *sequía*.

Reservorio Componente del *sistema climático,* distinto de la *atmósfera*, con capacidad para almacenar, acumular o liberar una sustancia objeto de estudio (por ejemplo, *carbono, gases de efecto invernadero o precursores*). Son reservorios de carbono, por ejemplo, los océanos, los suelos o los bosques. Un término equivalente es contingente (obsérvese que la definición de contingente suele abarcar también la atmósfera). La cantidad absoluta de una determinada sustancia en un reservorio durante un tiempo dado se denomina acervo.

Respiración Proceso en virtud del cual los organismos vivos convierten la materia orgánica en *dióxido de carbono*, liberando energía y consumiendo oxígeno molecular.

Respiración autotrófica *Respiración* de organismos fotosintéticos (plantas)

Respiración heterotrófica Conversión de materia orgánica en *dióxido de carbono* por organismos no vegetales.

Respuesta climática Véase *Sensibilidad climática.*

Respuesta climática episódica Véase *Sensibilidad climática*

Retroefecto Véase *Retroefecto climático.*

Retroefecto climático Mecanismo de interacción entre procesos del sistema climático en virtud del cual el resultado de un proceso inicial desencadena cambios en un segundo proceso que, a su vez, influye el proceso inicial. Un retroefecto positivo intensifica el proceso originalmientras que una retroefecto negativo lo reduce.

Retroefecto de albedo *Retroefecto climático* que comporta cambios en el albedo de la Tierra. Suele consistir en alteraciones de la *criosfera*, cuyo *albedo* es mucho más alto (~0.8) que el valor promedio en todo el planeta (~0.3). En un *clima* más cálido, las previsiones indican que la criosfera se reducirá, disminuyendo con ello el albedo total y absorbiéndose más *radiación solar,* que, a su vez, elevará aún más la temperatura de la Tierra.

Retroefecto de las nubes *Retroefecto climáticoque* comporta cambios en alguna de las propiedades de las nubes en respuesta a otros cambios atmosféricos. Para comprender el retroefecto de las nubesy determinar su magnitud y su signo hay que conocer previamente en qué manera afectan las variaciones del *clima* al espectro de lostipos de nube, a la fracción de nubes, a la altura y a las propiedades radiactivas de la nubes, y estimar el impacto de esos cambios en el balance radiativode la Tierra. En la actualidad, el retroefecto de las nubes constituyela mayor fuente de *incertidumbre* en las estimaciones de la *sensibilidad climática.* Véase también *Forzamiento radiactivo de las nubes; Forzamiento radiactivo.*

Revolución industrial Período de rápido crecimiento industrial, con consecuencias sociales y económicas de gran alcance, que comenzó en Gran Bretaña en la segunda mitad del siglo XVIII, extendiéndose después a Europa y, posteriormente, a otros países, entre ellos los Estados Unidos. El invento de la máquina de vapor fue uno de sus principales desencadenantes. La revolución industrial señala el comienzo de un fuerte aumento de la utilización de combustibles de origen fósil y de las emisiones, particularmente de dióxido de carbono de origen fósil. En el presente informe, los términos preindustrial e industrial designan, un tanto arbitrariamente, los períodos anterior y posterior a 1750,respectivamente.

Secuestro Véase *Incorporación*.

Sensibilidad climática En los informes del IPCC, la sensibilidad climática en equilibrio se refiere al cambio en condiciones deequilibrio de la temperatura media global anual en superficie porefecto de una duplicación de la *concentración atmosférica de dióxido de carbono equivalente*. Debido a ciertas limitaciones de orden computacional, la sensibilidad climática en equilibrio de un modelo climático suele estimarse ejecutando un modelo de circulación general atmosférica acoplado a un modelo oceánico de capa mixta, ya que la sensibilidad climática en equilibrio está en gran parte determinadapor los procesos atmosféricos. La respuesta climática transitoriaes la variación media de la temperatura global de la superficiea lo largo de 20 años, centrada en el instante de duplicación del dióxido decarbono atmosférico, es decir, en el año 70 de un experimento deincremento de un 1 % anual de dióxido de carbono en compuestos conun modelo climático acoplado mundial.

Es una medida de la intensidad y rapidez de la respuesta de la temperatura de la superficie al forzamiento por *gases de efecto invernadero.*.

Sequía En términos generales, la sequía es una "ausenciaprolongada o insuficiencia acentuada de precipitación", o bien una"insuficiencia

que origina escasez de agua para alguna actividad ogrupo de personas", o también "un período de condicionesmeteorológicas anormalmente secas suficientemente prolongadopara que la ausencia de precipitación ocasione un importantedesequilibrio hidrológico" (Heim, 2002). La sequía se ha definido en términos diversos. La sequía agrícola se evidencia en el déficit dehumedad existente en el metro más externo de espesor del suelo (lazona radicular), que afecta los cultivos; la sequía meteorológicase manifiesta principalmente en un déficit prolongado de precipitación; y la sequía hidrológica se caracteriza por un caudal fluvial o por un nivel de lagos y aguas subterráneas inferiores a los valores normales. Las megasequías son sequías prolongadas y extensas que duran mucho más de lo normal, generalmente un decenio o más. Paramayor información, véase el Recuadro 3.1.

Sistema climático El sistema climático es un sistema muy complejo que consta de cinco componentes principales (*atmósfera, hidrosfera, criosfera*, superficie terrestre y *biosfera*) y de las interacciones entre ellos. Elsistema climático evoluciona en el tiempo bajo la influencia de su propia dinámica interna y por efecto de *forzamientos externos,* como las erupciones volcánicas o las variaciones solares, y de forzamientos *antropogénicos*, como el cambio de composición de la atmósfera o el cambio de *uso de la tierra.*

Sistema dinámico Proceso o conjunto de procesos cuya evolución en el tiempo está regida por un conjunto de leyes físicas determinísticas. El *sistema climático* es un sistema dinámico. Véase *Cambio climático abrupto; Caos; No linealidad; Predictibilidad.*

Subducción Proceso oceánico consistente en que las aguassuperficiales penetran al interior del océano desde la capa mixtasuperficial por bombeo Ekman y advección lateral. Esto últimosucede cuando las aguas superficiales son transportadas poradvección a una región en que la capa superficial local es menosdensa, por lo que termina deslizándose bajo la capa superficial,generalmente sin que su densidad varíe.

Sucesos Dansgaard-Oeschger Episodios de calentamiento abruptoseguido de enfriamiento gradual. El calentamiento abrupto seguido de enfriamiento gradual se observa principalmente en los *núcleos de hielo* de Groenlandia y en los registros *paleoclimáticos* del Atlántico Norte adyacente, mientras que en otras áreas se ha observado uncalentamiento más generalizado seguido de un enfriamiento gradual a intervalos de 1'5 a 7.000 años durante períodos glaciales.

Suelo estacionalmente congelado Véase *Suelo congelado.*

Sumidero Todo proceso, actividad o mecanismo que sustraede la *atmósfera* un *gas de efecto invernadero*, un *aerosol*, o un precursor de cualquiera de ellos.

Tasa de disminución Tasa de variación de una variable atmosférica, por lo general la temperatura, en función de la altura. Se considera positiva cuando la variable disminuye con la altura.

Teleconexión Conexión entre las *variaciones climáticas* en lugares del planeta muy distantes entre si. En términos físicos, las teleconexiones suelen reflejar movimientos de las olas en gran escala que transfieren energía desde las regiones fuente a lo largo de trayectorias preferentes a través de la *atmósfera*.

Temperatura del aire en la superficie terrestre Temperatura del aire medida en pantallas bien ventiladas, sobre la superficie terrestre, a 1.5 m de altura sobre el terreno.

Temperatura del suelo Véase *Temperatura del terreno.*

Temperatura del terreno Temperatura térrea próximaa la superficie (frecuentemente, los primeros 10 cm). Suele denominarse temperatura del suelo.

Temperatura global en superficie Estimación de la temperatura media mundial del aire en la superficie. Para las variaciones a lo largo del tiempo, sin embargo, se utilizan únicamente las anomalías (por ejemplo, las desviaciones respecto de la climatología), generalmente en forma de promedio mundial ponderado en área de la anomalía de temperatura en la superficie del mar y de la anomalía de temperatura del aire en la superficie terrestre.

Temperatura superficial Véase *Temperatura global en superficie; Temperatura del terreno; Temperatura superficial terrestre del aire; Temperatura superficial del mar.*

Temperatura superficial del mar (TSM) Temperatura másica de los primeros metros de espesor de la superficie del océano medida mediante buques, boyas o embarcaciones. A partir de los años 40, las mediciones dejaron de efectuarse mediante cubos de agua, que fueron sustituidos por muestras de la toma de agua del motor. Se efectúan también mediciones satelitales de la temperatura epidérmica (es decir, de una fracción de milímetro de espesor superficial) en el espectro infrarrojo, o de un centímetro de espesor superficial en microondas, aunque hay que ajustarlas para que sean compatibles con la temperatura másica.

Tendencia En el presente informe, el término tendencia describe un cambio en el valor de una variable, generalmente uniforme, a lo largo del tiempo.

Termoclina Capa del océano en la que el gradiente vertical de temperatura es máximo, situada entre la superficie del océano y la región abisal. En las regiones subtropicales, suele provenir de aguas superficiales de latitudes más altas que han sido subducidas y empujadas hacia el ecuador. En latitudes altas no siempre hay termoclinas, y en tales casos se utilizan las haloclinas, que son las capas en que el gradiente vertical de salinidad es máximo.

Termokarst Proceso que produce una conformación característica del terreno, por efecto del deshielo de *permafrost* abundante en hielo o de la fusión de grandes masas de hielo presentes en el terreno (Van Everdingen, 1998).

Termostérico Véase *Cambio de nivel del mar.*

Terreno congelado Suelo o masa rocosa en losque el agua de los poros se encuentra total o parcialmente congelada (Van Everdingen, 1998). El *permafrost* es un caso particular de terreno congelado. Cuando experimenta un ciclo anual de congelación-fusión se denomina terreno estacionalmente congelado.

Testigo de hielo Cilindro de hielo extraído mediante perforación de un *glaciar* o de un *manto de hielo.*

Tiempo de respuesta El período de ajuste o tiempo de respuesta es el tiempo necesario para que el *sistema climático* o sus componentes se reequilibren en un nuevo estado a raíz de un forzamiento causado por procesos o retroefectos internos o externos. Difiere para cada componente del sistema climático. El tiempo de respuesta de la *troposfera* es relativamente corto (entre días y semanas), mientras que la estratosfera suele alcanzar el equilibrio en un período delorden de varios meses. En los océanos, debido a su gran capacidad calorífica, el tiempo de respuesta es mucho mayor, del orden de décadas, aunque puede llegar a ser de siglos o milenios. El tiempo de respuesta del sistema superficie-troposfera, altamente acoplado, es por consiguiente lento en comparación con el de la

estratosfera, y está determinado principalmente por los océanos. La respuesta de la biosfera puede ser rápida (por ejemplo, ante una *sequía*), pero también muy lenta ante la introducción de un cambio. En *período de vida* se ofrece una definición diferente del tiempo de respuesta en términos de la rapidez de los procesos que influyen en la concentración de los gases residuales.

Transporte Ekman Transporte total resultante de un equilibrio entre la fuerza de Coriolis y el esfuerzo de rozamiento por efecto del viento en la superficie del océano. Véase también *Bombeo Ekman*.

Trayectoria de tempestad Originalmente, denotaba la trayectoria de determinado sistema atmosférico ciclónico, pero en la actualidad suele designar, en términos más generales, la región barrida por la trayectoria principal de una perturbación extratropical descrita en términos de sistemas de baja presión (ciclónicos) y de alta presión (anticiclónicos).

Tropopausa Frontera entre la *troposfera* y la *estratosfera*.

Troposfera Parte inferior de la *atmósfera*, que abarca desde la superficie hasta unos 10 km de altitud en latitudes medias (de 9 km en latitudes altas a 16 km en los trópicos, de media), en la cual se producen las nubes y los fenómenos meteorológicos. En la troposfera, las temperaturas suelen disminuir con la altura.

Ultimo Interglacial (UIG) Véase *Interglacial*.

Thermokarst The process by which characteristic landforms result from the thawing of ice-rich *permafrost* or the melting of massive *ground ice* (Van Everdingen, 1998).

Ultimo Máximo Glacial (UMG) Período de máxima extensión de los *mantos de hielo* durante la última glaciación, hace aproximadamente 21.000 años. Este período ha sido ampliamente estudiado, dado que los *forzamientos radiativos* y las condiciones de contorno son relativamente bien conocidos, y que el enfriamiento mundial experimentado durante ese período es comparable al calentamiento proyectado para el siglo XXI.

Unidad Dobson (UD) Unidad que mide la cantidad total de *ozono* en una columna vertical perpendicular a la superficie de la Tierra (columna de ozono total). El número de unidades Dobson representa el espesor en unidades de 10-5 m que ocuparía la columna de ozono si se comprimiera hasta formar una capa de densidad uniforme a una presión de 1.013 hPa y a una temperatura de 0ºC. Una UD equivale a una columna de ozono que contuviera 2,69 x 1.020 moléculas por metro cuadrado. Aunque el contenido de ozono en una columna de la *atmósfera* terrestre es muy variable, suele ser del orden de 300 UD.

Uso del suelo y cambio del uso del suelo El término uso del suelohace referencia al conjunto de disposiciones, actividades e insumos (conjunto de actividades humanas) adoptados para cierto tipo de cubierta terrestre. Este término se utiliza también en el sentido de los fines sociales y económicos que persigue la gestión de los suelos (por ejemplo, pastoreo, extracción y conservación de madera). Un cambio de uso del suelo es un cambio del uso o gestión del suelo por los seres humanos, que puede originar una modificación de la cubierta terrestre. Las modificaciones de la cubierta terrestre y del uso del suelo pueden afectar al *albedo* de la superficie, a la evapotranspiración, a las fuentes y sumideros de *gases de efecto invernadero* o a otras propiedades del *sistema climático* y pueden, por consiguiente, producir un *forzamiento radiativo* y/uotros efectos sobre el *clima*, a nivel local o mundial. Véase también el informe del IPCC sobre *Uso del suelo, cambio de uso de la tierra y silvicultura (IPCC, 2000)*.

Valor de retorno Valor más alto (o más bajo) alcanzado por unadeterminada variable una vez, en promedio, cada cierto período de tiempo (por ejemplo, diez años).

Variabilidad climática El concepto de variabilidad climática hace referencia a las variaciones del estado medio y a otras características estadísticas (desviación típica, sucesos extremos, etc.) del *clima* en todas las *escalas espaciales y temporales* más amplias que las de los fenómenos meteorológicos individuales. La variabilidad puede deberse a procesos internos naturales del *sistema climático*(variabilidad interna) o a variaciones del *forzamiento externonatural* o antropogénico (variabilidad externa). Véase también *Cambio climático.*

Variabilidad decenal del Pacífico Variabilidad decenal-interdecenalacoplada de la circulación atmosférica y del océano bajo ella situado, en la cuenca del Pacífico. Su prominencia es máxima en el Pacífico Norte, donde las fluctuaciones de intensidad del sistema de bajas presiones invernal de las Aleutianas covaría con la *temperatura de la superficie del mar* en el Pacífico Norte, y está vinculada a las variaciones decenales de la circulación atmosférica, de las temperaturas en la superficie del mar y de la circulación oceánica en toda la cuenca del Pacífico. Estas fluctuaciones modulan el ciclo Oscilación Sur el Niño. Algunos de sus principales indicadores son: el Índice del Pacífico Norte (IPN), el *Índice de Oscilación Decenal del Pacífico (ODP) y el Índice de Oscilación Interdecenal del Pacífico (OIP), todos ellos definidos en el recuadro 3.4*

Variabilidad interna Véase *Variabilidad climática*.

Ventilación Intercambio de propiedades del océano con la capa superficial de la *atmósfera* de tal manera que las concentraciones de esas propiedades se aproximan a los valores de equilibrio con la atmósfera (AMS, 2000).

Vientos o corrientes geostróficos Viento o corriente en equilibriocon el gradiente de presión horizontal y con la fuerza de Coriolis y que, por consiguiente, no resulta afectado por el rozamiento. Así, el viento o la corriente son directamente paralelos a las isobaras, y su velocidad es inversamente proporcional a la separación entre contornos isobáricos.

Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) Franja zonal ecuatorial de bajas presiones, próxima al ecuador, en la que los vientos alisios del nordeste se encuentran con los del sureste. Por efecto de esta convergencia, el aire húmedo asciende, y crea una franja de precipitación intensa. Esta franja se desplaza estacionalmente.