



ipcc

GRUPO INTERGUBERNAMENTAL DE EXPERTOS SOBRE EL cambio climático

CAMBIO CLIMÁTICO 2013

Bases físicas

Resumen para responsables de políticas,
Resumen técnico y
Preguntas frecuentes

GT I

CONTRIBUCIÓN DEL GRUPO DE TRABAJO I AL
QUINTO INFORME DE EVALUACIÓN DEL
GRUPO INTERGUBERNAMENTAL DE EXPERTOS
SOBRE EL CAMBIO CLIMÁTICO



Cambio climático 2013

Bases físicas

Resumen para responsables de políticas

Informe del Grupo de trabajo I del IPCC

Resumen técnico

Informe aceptado por el Grupo de trabajo I del IPCC pero no aprobado en detalle

y

Preguntas frecuentes

Parte de la contribución del Grupo de trabajo I
al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental
de Expertos sobre el Cambio Climático

Editado por

Thomas F. Stocker

Copresidente del Grupo de trabajo I
Universidad de Berna

Dahe Qin

Copresidente del Grupo de trabajo I
Administración Meteorológica de China

Gian-Kasper Plattner

Director científico

Melinda M.B. Tignor

Directora de operaciones

Simon K. Allen

Funcionario científico principal

Judith Boschung

Asistente administrativa

Alexander Nauels

Asistente científico

Yu Xia

Funcionaria científica

Vincent Bex

Funcionario de tecnología
de la información

Pauline M. Midgley

Jefa

Unidad de apoyo técnico del Grupo de trabajo I del IPCC

© 2013 Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático

ISBN 978-92-9169-338-2

Las denominaciones empleadas y la forma en que aparecen presentados los datos en los mapas no entrañan, de parte del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, juicio alguno sobre la condición jurídica de ninguno de los países, territorios, ciudades o zonas citados o de sus autoridades, ni respecto de la delimitación de sus fronteras o límites.

Foto de la portada: Glaciar Folgefonna en el altiplano de Sørkjorden, Noruega (60°03' N - 6°20' E) © Yann Arthus-Bertrand / Altitude.

Prólogo, prefacio y dedicatoria

Prólogo

En el informe *Cambio Climático 2013. Bases físicas* se presentan conclusiones claras y sólidas de una evaluación global de la ciencia del cambio climático, entre las cuales destaca que ahora la ciencia demuestra con una seguridad del 95 por ciento que la actividad humana es la causa dominante del calentamiento observado desde mediados del siglo XX. En el informe se confirma que el calentamiento en el sistema climático es inequívoco y que muchos de los cambios observados no han tenido precedentes en los últimos decenios a milenios: la atmósfera y el océano se han calentado, los volúmenes de nieve y hielo han disminuido, el nivel del mar se ha elevado y las concentraciones de gases de efecto invernadero han aumentado. Cada uno de los tres últimos decenios ha sido sucesivamente más cálido en la superficie de la Tierra que cualquier decenio anterior desde 1850.

Estos y otros resultados confirman y mejoran nuestros conocimientos científicos sobre el sistema climático y el papel de las emisiones de gases de efecto invernadero; en consecuencia, el informe reclama la atención urgente de los responsables de políticas y del público en general.

El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC), organismo intergubernamental establecido en 1988 conjuntamente por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA), ha proporcionado a los responsables de políticas las evaluaciones científicas y técnicas de más autoridad y objetividad. Desde 1990 esta serie de informes de evaluación, informes especiales, documentos técnicos, informes metodológicos y otros productos del IPCC se han convertido en obras de referencia autorizadas.

La contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del IPCC aporta nuevos conocimientos científicos importantes que pueden utilizarse para producir información y servicios climáticos destinados a ayudar a la sociedad a actuar y afrontar los desafíos del cambio climático. El momento es especialmente importante, ya que esta información proporciona, mediante una ciencia física clara e indiscutible, un nuevo estímulo a los negociadores encargados de concertar un nuevo acuerdo en 2015 al amparo de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático.

El cambio climático es un desafío a largo plazo, pero requiere una acción urgente debido al ritmo y escala de la acumulación de los gases de invernadero en la atmósfera y a los riesgos de que la temperatura aumente en más de 2 grados Celsius. Hoy debemos centrarnos en los elementos fundamentales y en las acciones; de lo contrario los riesgos que corremos irán en aumento año a año.

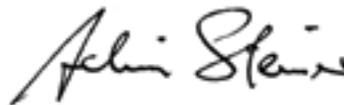
Esta evaluación del Grupo de trabajo I ha sido posible gracias al compromiso y la dedicación de cientos de expertos de todo el mundo que representan una amplia gama de disciplinas. La OMM y el PNUMA están orgullosos de que muchos de los expertos formen parte de sus comunidades y redes. Expresamos nuestro profundo agradecimiento a todos los autores, editores-revisores y revisores expertos por dedicar sus conocimientos, experiencia y tiempo a esta labor. Nos gustaría dar las gracias al personal de la Unidad de apoyo técnico del Grupo de trabajo I y a la Secretaría del IPCC por su dedicación.

También hacemos extensivo nuestro agradecimiento a los gobiernos que apoyaron la participación de sus científicos en la elaboración de este informe y que contribuyeron a que el Fondo Fiduciario del IPCC asegurara la participación fundamental de expertos de los países en desarrollo y los países con economías en transición. Nos gustaría expresar nuestro agradecimiento al Gobierno de Italia por haber acogido la reunión exploratoria para el Quinto Informe de Evaluación del IPCC, a los Gobiernos de China, Francia, Marruecos y Australia por acoger las sesiones de redacción de la contribución del Grupo de trabajo I, y al Gobierno de Suecia por acoger en Estocolmo la duodécima reunión del Grupo de trabajo I para la aprobación de su informe. El generoso apoyo financiero del Gobierno de Suiza y el apoyo logístico de la Universidad de Berna (Suiza) han permitido el buen funcionamiento de la Unidad de apoyo técnico del Grupo de trabajo I, y se lo reconocemos con gratitud.

Nos gustaría dar las gracias en particular al Doctor Rajendra Pachauri, Presidente del IPCC, por dirigir y orientar el IPCC, y expresamos nuestra profunda gratitud al Profesor Qin Dahe y al Profesor Thomas Stocker, copresidentes del Grupo de trabajo I, por su incansable liderazgo en la elaboración y producción de este informe.



M. Jarraud
Secretario General
Organización Meteorológica Mundial



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

Prefacio

La contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) proporciona una evaluación completa de las bases físicas del cambio climático. Está basada en la contribución del Grupo de trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC de 2007 e incorpora los posteriores resultados del Informe especial del IPCC sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático, así como las investigaciones publicadas en la extensa bibliografía científica y técnica. La evaluación considera las nuevas evidencias del pasado, el presente y el futuro cambio climático previsto basadas en numerosos análisis científicos independientes de las observaciones del sistema climático, archivos paleoclimáticos, estudios teóricos sobre los procesos climáticos y simulaciones que utilizan modelos climáticos.

Alcance del informe

Durante el proceso de determinación del alcance y aprobación del esbozo del Quinto Informe de Evaluación, el IPCC se centró en aquellos aspectos del conocimiento actual de la ciencia del cambio climático que se consideraron más pertinentes para los responsables de políticas.

En este informe, el Grupo de trabajo I ha ampliado la cobertura del cambio climático futuro respecto de los informes anteriores mediante la evaluación de las proyecciones a corto plazo y la predictibilidad, así como las proyecciones a largo plazo y la irreversibilidad en dos capítulos separados. A partir de las decisiones tomadas por el Grupo Intergubernamental de Expertos durante el proceso exploratorio y la aprobación del esbozo, en los tres Grupos de trabajo se utiliza un conjunto de nuevos escenarios, las trayectorias de concentración representativas, para elaborar las proyecciones del cambio climático durante el siglo XXI. Se ha ampliado la cobertura de la información regional en el informe del Grupo de trabajo I mediante la evaluación específica de fenómenos climáticos tales como los sistemas monzónicos y su importancia para el futuro cambio climático en las regiones.

El informe del Grupo de trabajo I es una evaluación, no un estudio o un libro de texto de la ciencia del clima, y se basa en la bibliografía científica y técnica publicada hasta el 15 de marzo de 2013. En todos los aspectos del informe subyace el firme compromiso de evaluar la ciencia exhaustivamente, sin prejuicios y de una manera que sea pertinente para las políticas, pero sin pretensiones normativas.

Estructura del informe

Este informe consta de un breve resumen para responsables de políticas, un resumen técnico de mayor extensión y 14 capítulos temáticos más anexos. Figura como innovación en esta evaluación del Grupo de trabajo I el Atlas de las proyecciones climáticas mundiales y regionales

(anexo I), que contiene series temporales y mapas de proyecciones de temperaturas y precipitaciones para 35 regiones del mundo y promueve la accesibilidad de las partes interesadas y los usuarios.

El Resumen para responsables de políticas y el Resumen técnico de este informe siguen una estructura paralela e incluyen referencias a los capítulos y secciones del informe de base donde puede consultarse el material que se ha resumido. De esta manera, los componentes resumidos del informe proporcionan una hoja de ruta para el contenido de todo el informe y una relación de los resultados más importantes y el camino seguido para llegar a ellos.

Con el fin de facilitar la accesibilidad de los resultados de la evaluación del Grupo de trabajo I a un amplio público y simplificar su uso por las partes interesadas, cada sección del Resumen para responsables de políticas tiene una afirmación principal destacada. En conjunto, las 19 afirmaciones principales proporcionan un resumen general, expresado en un lenguaje sencillo, que se puede citar y está respaldado por los científicos y aprobado por los gobiernos miembros del IPCC. Otra característica innovadora de este informe es la presentación en el Resumen técnico de elementos temáticos específicos que permiten la evaluación de extremo a extremo de las cuestiones transversales importantes de las bases físicas del cambio climático.

Introducción (capítulo 1): En este capítulo se proporciona información sobre el progreso en la ciencia del cambio climático desde el Primer Informe de Evaluación del IPCC realizado en 1990 y ofrece una visión general de los conceptos clave, los indicadores del cambio climático, el tratamiento de las incertidumbres y los avances en las capacidades de medición y modelización. Incluye además una descripción de los escenarios futuros y, en particular, los escenarios de las trayectorias de concentración representativas utilizados en todos los Grupos de trabajo en relación con el Quinto Informe de Evaluación del IPCC.

Observaciones e informaciones paleoclimáticas (capítulos 2, 3, 4 y 5): Estos capítulos evalúan la información de todos los componentes del sistema climático en relación con la variabilidad del clima y el cambio climático obtenida de los registros instrumentales y archivos climáticos. Abarcan todos los aspectos pertinentes de la atmósfera, en particular la estratosfera, la superficie terrestre, los océanos y la criosfera. Se toman en consideración escalas temporales de días a decenios (capítulos 2, 3 y 4) y de siglos a muchos milenios (capítulo 5).

Comprensión de los procesos (capítulos 6 y 7): Estos capítulos abarcan todos los aspectos pertinentes, desde las observaciones y la comprensión de los procesos hasta las proyecciones a escalas de mundial a regional para dos temas clave. El capítulo 6 abarca el ciclo del carbono y sus interacciones con otros ciclos biogeoquímicos, en particular el ciclo del nitrógeno, así como las retroalimentaciones en el sistema climático. Por primera vez, se incluye un capítulo dedicado a la evaluación de las bases físicas de las nubes y los aerosoles, sus

interacciones y química y el papel del vapor de agua, así como el papel de estos elementos en las retroalimentaciones en el sistema climático (capítulo 7).

Del forzamiento a la atribución del cambio climático (capítulos 8, 9 y 10): Toda la información sobre los diferentes motores (naturales y antropógenos) del cambio climático se recoge y se expresa en términos de forzamiento radiativo y se evalúa en el capítulo 8. En el capítulo 9 se evalúa la jerarquía de los modelos climáticos utilizados en la simulación de los cambios climáticos pasados y presentes así como su validez en relación con las observaciones y las reconstrucciones paleoclimáticas. La información relativa a la detección de cambios en las escalas mundiales a regionales y su atribución al aumento de los gases de efecto invernadero antropógenos se evalúa en el capítulo 10.

El cambio climático en el futuro: predictibilidad e irreversibilidad (capítulos 11 y 12): En estos capítulos se evalúan las proyecciones del cambio climático futuro derivadas de los modelos climáticos en escalas temporales de decenios a siglos a escalas mundial y regional, incluidos los cambios medios, la variabilidad y los extremos. Se abordan cuestiones fundamentales relacionadas con la predictibilidad del clima, así como el cambio climático a largo plazo, el cambio climático asegurado y la inercia en el sistema climático. También se evalúa el conocimiento sobre los cambios irreversibles y las sorpresas en el sistema climático.

Integración (capítulos 13 y 14): En estos capítulos se sintetiza toda la información pertinente en dos temas clave de esta evaluación: el cambio del nivel del mar (capítulo 13) y los fenómenos climáticos en todas las regiones (capítulo 14). En el capítulo 13 se presenta una evaluación completa de la información sobre el cambio del nivel del mar a partir de las reconstrucciones paleoclimáticas, las observaciones y la comprensión de los procesos y se proporcionan proyecciones a escalas de mundial a regional. En el capítulo 14 se evalúan los modos de variabilidad más importantes en el sistema climático como El Niño-Oscilación del Sur, los monzones y muchos otros, así como episodios extremos. Además, en este capítulo se tratan las interconexiones entre los fenómenos climáticos, sus expresiones regionales y su importancia para el cambio climático futuro en las regiones.

Los mapas evaluados en el capítulo 14, junto con los capítulos 11 y 12, constituyen la base del Atlas de las proyecciones climáticas mundiales y regionales incluido en el anexo I, que también está disponible en formato digital. Los forzamientos radiativos y las estimaciones de las concentraciones atmosféricas futuras incluidos en los capítulos 7, 8, 11 y 12 forman la base de los cuadros de escenarios del sistema climático que se presentan en el anexo II. Todo el material, incluidas las versiones de alta resolución de las figuras, los datos básicos y el material complementario para los capítulos también pueden consultarse en línea en www.climatechange2013.org.

La comunidad científica y los centros de modelización del clima de todo el mundo conjuntaron sus actividades en el marco de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) y proporcionaron la base para la mayor parte de la evaluación del cambio climático futuro del presente informe. Sus esfuerzos permiten al Grupo de trabajo I del IPCC ofrecer información científica completa dirigida a los responsables de políticas y los usuarios de este informe, así como para las evaluaciones específicas de los impactos llevadas a cabo por el Grupo de trabajo II del IPCC y de las estrategias de costos y mitigación llevadas a cabo por el Grupo de trabajo III del IPCC.

Tras la acertada introducción de preguntas frecuentes en la evaluación anterior del Grupo de trabajo I en 2007, estas se han incluido en todos los capítulos y en ellas los autores proporcionan respuestas científicas a una serie de preguntas generales de forma que sean comprensibles para un público amplio y puedan utilizarse como recurso a efectos de enseñanza. Por último, el informe va acompañado de extenso material complementario que se pone a disposición en las versiones en línea del informe con el fin de proporcionar un nivel adicional de detalle, por ejemplo la descripción de los conjuntos de datos, los modelos o las metodologías utilizadas en los análisis de los capítulos, así como material de apoyo de las figuras del Resumen para responsables de políticas.

El proceso

Este Informe de evaluación del Grupo de trabajo I representa los esfuerzos combinados de cientos de expertos destacados en el ámbito de la ciencia del clima y se ha elaborado de conformidad con las normas y los procedimientos establecidos por el IPCC. En julio de 2009 se celebró una reunión exploratoria para el Quinto Informe de Evaluación, y en la 31ª reunión del Grupo Intergubernamental de Expertos celebrada en noviembre de 2009 se aprobaron las líneas generales de las contribuciones de los tres Grupos de trabajo. Los Gobiernos y las organizaciones observadoras del IPCC nombraron expertos para el equipo de autores. El equipo de 209 autores principales coordinadores y autores principales más 50 editores-revisores seleccionados por la Mesa del Grupo de trabajo I fue aprobado en la 41ª reunión de la Mesa del IPCC en mayo de 2010. Por otro lado, más de 600 autores contribuyentes proporcionaron borradores de textos e información a los equipos de autores a petición de estos. Los proyectos preparados por los autores se sometieron a dos rondas de examen y revisión formales seguidas de una ronda final de observaciones de los gobiernos sobre el Resumen para responsables de políticas. Un total de 54 677 observaciones de revisión escritas fueron presentadas por 1 089 expertos revisores y 38 gobiernos. Los editores-revisores de cada capítulo supervisaron el proceso de revisión para garantizar que todas las observaciones de revisión sustantivas recibidas se trataran con la debida consideración. El Resumen para responsables de políticas se aprobó línea por línea y los capítulos de fondo se aprobaron a continuación en la 12ª reunión del Grupo de trabajo I del IPCC celebrada del 23 al 27 de septiembre de 2007.

Agradecimientos

Estamos sumamente agradecidos por la competencia, la intensa dedicación, el compromiso con la excelencia y la integridad que han mostrado en todo momento los autores coordinadores principales y los autores principales con el importante apoyo de los muchos autores contribuyentes que han intervenido. Los editores-revisores han desempeñado un papel fundamental en la tarea de ayudar a los equipos de autores y garantizar la integridad del proceso de revisión. Expresamos nuestro sincero agradecimiento a todos revisores expertos y revisores de los gobiernos. También queremos dar las gracias a los miembros de la Mesa del Grupo de trabajo I Jean Jouzel, Abdalah Mokssit, Fatemeh Rahimizadeh, Fredolin Tangang, David Wratt y Francis Zwiers por sus sabios consejos y apoyo durante toda la preparación del informe.

Reconocemos con agradecimiento los prolongados esfuerzos desplegados por la comunidad científica, organizados y facilitados a través del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas, en particular la CMIP5. En esta iniciativa de los centros de modelización del clima de todo el mundo se han generado más de 2 millones de gigabytes de datos numéricos, que se archivaron y distribuyeron bajo la dirección del Programa para el Diagnóstico e Intercomparación de Modelos Climáticos. Esto representa un esfuerzo coordinado sin precedentes por parte de la comunidad científica y de sus instituciones de financiación.

Expresamos nuestro sincero agradecimiento a los anfitriones y organizadores de las cuatro reuniones de autores principales del Grupo de trabajo I y de la 12ª reunión del Grupo de trabajo I. Reconocemos con agradecimiento el apoyo prestado por los países anfitriones, a saber, China, Francia, Marruecos, Australia y Suecia. Agradecemos sumamente el apoyo proporcionado a los científicos por muchos gobiernos, así como por conducto del Fondo Fiduciario del IPCC. El funcionamiento eficiente de la Unidad de apoyo técnico del Grupo de trabajo I fue posible gracias al generoso apoyo financiero proporcionado por el Gobierno de Suiza y el apoyo logístico de la Universidad de Berna (Suiza).

También quisiéramos hacer extensivo nuestro agradecimiento a Renate Christ, Secretaria del IPCC, y al personal de la Secretaría del IPCC: Gaetano Leona, Jonathan Lynn, Mary Jean Burer, Sophie Schlingemann, Judith Ewa, Jesbin Baidya, Werani Zabula, Joelle Fernandez Annie Courtin, Laura Biagioni y Amy Smith. Damos asimismo las gracias a Francis Hayes por haber actuado como funcionario de conferencias para la reunión de aprobación del Grupo de trabajo I.

Por último, queremos expresar nuestro especial agradecimiento a la Unidad de apoyo técnico del Grupo de trabajo I: Gian-Kasper Plattner, Melinda Tignor, Simon Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex y Pauline Midgley, por su profesionalidad, creatividad y dedicación. Sus incansables esfuerzos en la coordinación del Informe del Grupo de trabajo I garantizaron la alta calidad del producto final. En su labor contaron con la asistencia de Adrien Michel y Flavio Lehner, con apoyo adicional de Zhou Botao y Sun Ying. Además, reconocemos con gratitud las siguientes contribuciones: David Hansford (asistencia editorial con las preguntas frecuentes), el PNUMA/GRID-Ginebra y la Universidad de Ginebra (asistencia gráfica con las preguntas frecuentes), Theresa Kornak (revisión editorial), Marilyn Anderson (índice) y Michael Shibao (diseño y maquetación).



Rajendra K. Pachauri
Presidente del IPCC



Qin Dahe
Copresidente del GT I del IPCC



Thomas F. Stocker
Copresidente del GT I del IPCC

Dedicatoria



Bert Bolin

(15 de mayo de 1925 – 30 de diciembre de 2007)

La contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) *Cambio Climático 2013. Bases físicas* está dedicado a la memoria de Bert Bolin, primer presidente del IPCC.

Bert Bolin fue un científico reputado que publicó estudios sobre la dinámica atmosférica y el ciclo del carbono, incluidos los procesos en la atmósfera, los océanos y la biosfera, y aclaró la complejidad del sistema climático y su sensibilidad a la perturbación antropógena. Hizo una contribución fundamental a la organización de la cooperación internacional en la investigación climática y participó en el establecimiento de varios programas mundiales.

Bert Bolin desempeñó un papel clave en la creación del IPCC y sus evaluaciones, que se llevan a cabo en un proceso único y formalizado con el fin de proporcionar una base científica sólida para tomar decisiones informadas con respecto a uno de los mayores desafíos de nuestro tiempo. Su visión y liderazgo del Grupo Intergubernamental de Expertos en calidad de Presidente fundador de 1988 a 1997 sentaron las bases para las evaluaciones posteriores, incluida esta, y se recuerdan con profundo reconocimiento.

Índice

Parte preliminar

Prólogo	v
Prefacio	vii
Dedicatoria	xi

RRP

Resumen para responsables de políticas	3
--	---

RT

Resument técnico	33
------------------------	----

PF

Preguntas frecuentes	119
----------------------------	-----

Glosario

Glosario	185
----------------	-----

Resumen para responsables de políticas

Resumen para responsables de políticas

Autores del equipo de redacción:

Lisa V. Alexander (Australia), Simon K. Allen (Suiza/Nueva Zelandia), Nathaniel L. Bindoff (Australia), François-Marie Bréon (Francia), John A. Church (Australia), Ulrich Cubasch (Alemania), Seita Emori (Japón), Piers Forster (Reino Unido), Pierre Friedlingstein (Reino Unido/Bélgica), Nathan Gillett (Canadá), Jonathan M. Gregory (Reino Unido), Dennis L. Hartmann (Estados Unidos de América), Eystein Jansen (Noruega), Ben Kirtman (Estados Unidos de América), Reto Knutti (Suiza), Krishna Kumar Kanikicharla (India), Peter Lemke (Alemania), Jochem Marotzke (Alemania), Valérie Masson-Delmotte (Francia), Gerald A. Meehl (Estados Unidos de América), Igor I. Mokhov (Federación de Rusia), Shilong Piao (China), Gian-Kasper Plattner (Suiza), Qin Dahe (China), Venkatachalam Ramaswamy (Estados Unidos de América), David Randall (Estados Unidos de América), Monika Rhein (Alemania), Maisa Rojas (Chile), Christopher Sabine (Estados Unidos de América), Drew Shindell (Estados Unidos de América), Thomas F. Stocker (Suiza), Lynne D. Talley (Estados Unidos de América), David G. Vaughan (Reino Unido), Shang-Ping Xie (Estados Unidos de América)

Autores contribuyentes del equipo de redacción:

Myles R. Allen (Reino Unido), Olivier Boucher (Francia), Don Chambers (Estados Unidos de América), Jens Hesselbjerg Christensen (Dinamarca), Philippe Ciais (Francia), Peter U. Clark (Estados Unidos de América), Matthew Collins (Reino Unido), Josefino C. Comiso (Estados Unidos de América), Viviane Vasconcellos de Menezes (Australia/Brasil), Richard A. Feely (Estados Unidos de América), Thierry Fichefet (Bélgica), Arlene M. Fiore (Estados Unidos de América), Gregory Flato (Canadá), Jan Fuglestad (Noruega), Gabriele Hegerl (Reino Unido/Alemania), Paul J. Hezel (Bélgica/Estados Unidos de América), Gregory C. Johnson (Estados Unidos de América), Georg Kaser (Austria/Italia), Vladimir Kattsov (Federación de Rusia), John Kennedy (Reino Unido), Albert M.G. Klein Tank (Países Bajos), Corinne Le Quéré (Reino Unido), Gunnar Myhre (Noruega), Timothy Osborn (Reino Unido), Antony J. Payne (Reino Unido), Judith Perlwitz (Estados Unidos de América), Scott Power (Australia), Michael Prather (Estados Unidos de América), Stephen R. Rintoul (Australia), Joeri Rogelj (Suiza/Bélgica), Matilde Rusticucci (Argentina), Michael Schulz (Alemania), Jan Sedláček (Suiza), Peter A. Stott (Reino Unido), Rowan Sutton (Reino Unido), Peter W. Thorne (Estados Unidos de América/Noruega/Reino Unido), Donald Wuebbles (Estados Unidos de América)

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

IPCC, 2013: "Resumen para responsables de políticas. En: *Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*" [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

A. Introducción

La contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del IPCC permite estudiar los nuevos datos relativos al cambio climático, sobre la base de numerosos análisis científicos independientes de observaciones del sistema climático, archivos paleoclimáticos, estudios teóricos sobre los procesos climáticos y simulaciones que utilizan modelos climáticos. Tal contribución se basa en la que aportara el Grupo de trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC e incorpora los posteriores resultados de la investigación. Como componente del quinto ciclo de evaluación, el Informe especial del IPCC sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático sirve de base importante de información sobre los cambios meteorológicos y los fenómenos climáticos extremos.

El Resumen para responsables de políticas (RRP) se estructura en consonancia con el informe del Grupo de trabajo I. El planteamiento se apoya en una serie de conclusiones generales destacadas que, en conjunto, ofrecen un resumen conciso. Las secciones principales llevan una breve introducción con un párrafo en cursiva que resume las bases metodológicas de la evaluación.

El grado de certeza de los resultados principales de la presente evaluación se fundamenta en las evaluaciones realizadas por los equipos de redacción sobre los conocimientos científicos subyacentes y se expresa según un nivel de confianza cualitativo (que va de un nivel *muy bajo* a un nivel *muy alto*) y, cuando es posible, de acuerdo con un grado de probabilidad cuantificado (que va de *excepcionalmente improbable* a *prácticamente seguro*). La confianza en la validez de un resultado se basa en el tipo, la cantidad, la calidad y la coherencia de la evidencia (por ejemplo, los datos, la comprensión mecánica, la teoría, los modelos y el juicio experto) y el nivel de acuerdo¹. Las estimaciones probabilísticas de las mediciones cuantificadas de la incertidumbre de un resultado se basan en análisis estadísticos de las observaciones o en los resultados de modelos, o en ambos, y en el juicio experto². Si procede, los resultados también se expresan en forma de afirmaciones de hechos sin utilizar calificadores de incertidumbre (véanse el capítulo 1 y el recuadro 1 del Resumen técnico (RT) para más información sobre las expresiones específicas que el IPCC emplea para comunicar incertidumbres).

Los fundamentos de los párrafos sustantivos de este Resumen para responsables de políticas figuran en las secciones de los capítulos del informe de base y en el Resumen técnico. Esas referencias figuran entre corchetes.

B. Cambios observados en el sistema climático

Las observaciones del sistema climático se basan en mediciones directas y en la teledetección desde satélites y otras plataformas. Las observaciones de la temperatura y otras variables a escala mundial comenzaron a efectuarse en la era instrumental, a mediados del siglo XIX, y desde 1950 existen conjuntos de observaciones más completos y diversos. Las reconstrucciones paleoclimáticas aportan registros que se remontan a siglos o millones de años. Conjuntamente, proporcionan una visión global de la variabilidad y los cambios a largo plazo en la atmósfera, los océanos, la criosfera y la superficie terrestre.

El calentamiento en el sistema climático es inequívoco y, desde la década de 1950, muchos de los cambios observados no han tenido precedentes en los últimos decenios a milenios. La atmósfera y el océano se han calentado, los volúmenes de nieve y hielo han disminuido, el nivel del mar se ha elevado y las concentraciones de gases de efecto invernadero han aumentado (véanse las figuras RRP.1, RRP.2, RRP.3 y RRP.4). {2.2, 2.4, 3.2, 3.7, 4.2-4.7, 5.2, 5.3, 5.5-5.6, 6.2, 13.2}

¹ En el presente Resumen para responsables de políticas se han utilizado los siguientes términos para describir la evidencia disponible: limitada, media o sólida; y, para referirse al nivel de acuerdo, los términos bajo, medio o alto. El nivel de confianza se expresa mediante cinco calificativos: muy bajo, bajo, medio, alto y muy alto, y en cursiva, por ejemplo, *nivel de confianza medio*. Para una evidencia y un enunciado de acuerdo determinados, se pueden asignar niveles de confianza distintos, pero los mayores niveles de evidencia y de acuerdo se corresponden con mayores niveles de confianza (para más información, véanse el capítulo 1 y el recuadro RT.1).

² En el presente Resumen para responsables de políticas se han utilizado los siguientes términos para indicar el grado de probabilidad de un resultado o consecuencia: prácticamente seguro 99%-100%; muy probable 90%-100%; probable 66%-100%; tan probable como improbable 33%-66%; improbable 0%-33%; muy improbable 0%-10%; excepcionalmente improbable 0%-1%. Si procede, se pueden utilizar otros términos (sumamente probable 95%-100%, más probable que improbable >50%-100%, y sumamente improbable 0%-5%). La probabilidad resultante de la evaluación se expresa en cursiva, por ejemplo, *muy probable* (véanse el capítulo 1 y el recuadro RT.1 para más información).

B.1 La atmósfera

Cada uno de los tres últimos decenios ha sido sucesivamente más cálido en la superficie de la Tierra que cualquier decenio anterior desde 1850 (véase la figura RRP.1). En el hemisferio norte, es probable que el período 1983-2012 haya sido el período de 30 años más cálido de los últimos 1 400 años (nivel de confianza medio). {2.4, 5.3}

- Los datos de temperatura de la superficie terrestre y oceánica, combinados y promediados globalmente, calculados a partir de una tendencia lineal, muestran un calentamiento de 0,85 [0,65 a 1,06] °C³, durante el período 1880-2012, para el que se han producido de forma independiente varios conjuntos de datos. El incremento total entre el promedio del período 1850-1900 y el período 2003-2012 es de 0,78 [0,72 a 0,85] °C y está basado en el conjunto de datos disponible más extenso⁴ (véase la figura RRP.1). {2.4}
- Por lo que respecta al período de tiempo más largo, para el cual el cálculo de las tendencias regionales es suficientemente completo (de 1901 a 2012), casi la totalidad del planeta ha experimentado un aumento de la temperatura de superficie (véase la figura RRP.1). {2.4}
- Además de registrar un calentamiento multidecenal notable, la temperatura media global en superficie muestra una variabilidad decenal e interanual considerable (véase la figura RRP.1). Debido a la variabilidad natural, las tendencias basadas en períodos de registros cortos son muy sensibles a las fechas de inicio y final, y no reflejan en general las tendencias climáticas a largo plazo. Por ejemplo, la tasa de calentamiento durante los últimos 15 años (0,05 [-0,05 a 0,15] °C por decenio, entre 1998 y 2012), que comienza con un fuerte efecto del fenómeno El Niño, es menor que la tasa registrada desde 1951 (0,12 [0,08 a 0,14] °C por decenio, entre 1951 y 2012)⁵. {2.4}
- Las reconstrucciones de la temperatura en superficie a escala continental muestran, con un *nivel de confianza alto*, períodos multidecenales durante la anomalía climática medieval (entre los años 950 y 1250), que en algunas regiones fueron tan cálidos como a finales del siglo XX. El calentamiento en esos períodos cálidos regionales no ocurrió con tanta coherencia entre las regiones como el experimentado a finales del siglo XX (*nivel de confianza alto*). {5.5}
- Es *prácticamente seguro* que la troposfera se haya calentado a nivel global desde mediados del siglo XX. Gracias a observaciones más completas, se tiene un mayor nivel de confianza en las estimaciones de los cambios de temperatura en la troposfera del hemisferio norte extratropical que en las de otros lugares. Existe un *nivel de confianza medio* respecto de la tasa y la estructura vertical del calentamiento en la troposfera extratropical del hemisferio norte y un *nivel de confianza bajo* en otros lugares. {2.4}
- El nivel de confianza en los cambios de las precipitaciones promediadas sobre las zonas terrestres a escala mundial desde 1901 es *bajo*, antes de 1951, y *medio*, a partir de ese año. En promedio, sobre las zonas continentales de latitudes medias del hemisferio norte, las precipitaciones han aumentado desde 1901 (*nivel de confianza medio* antes de 1951, y *alto* después). En otras latitudes, existe un *nivel de confianza bajo* en las tendencias positivas o negativas a largo plazo promediadas por zonas (véase la figura RRP.2). {Elemento temático específico 1 del Resumen Técnico (ETE.1 del RT), figura 2; 2.5}
- Desde 1950, aproximadamente, se han observado cambios en numerosos fenómenos meteorológicos y climáticos extremos (véase el cuadro RRP.1 para más información). Es *muy probable* que el número de días y noches fríos haya disminuido y que el número de días y noches cálidos haya aumentado a escala mundial⁶, y es *probable* que en gran parte de Europa, Asia y Australia haya aumentado la frecuencia de las olas de calor. Es *probable* que existan más regiones en las que haya aumentado el número de sucesos de precipitaciones intensas que en las que haya disminuido, y es *probable* que la frecuencia o intensidad de las precipitaciones intensas haya aumentado en América del Norte y Europa. En otros continentes existe, como máximo, un *nivel de confianza medio* en los cambios ocurridos relativos a los sucesos de precipitaciones intensas. {2.6}

³ En la contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación, la incertidumbre se mide utilizando intervalos de incertidumbre del 90%, salvo que se especifique otra cosa. Los intervalos de incertidumbre del 90%, expresados entre corchetes, tienen previsiblemente un 90% de probabilidad de abarcar el valor estimado. Los intervalos de incertidumbre no son necesariamente simétricos en torno a la mejor estimación correspondiente. Asimismo, se da la mejor estimación de ese valor cuando se dispone de ella.

⁴ Los dos métodos presentados en este apartado también se utilizaron en el Cuarto Informe de Evaluación. Con el primero se calcula la diferencia, utilizando la mejor tendencia lineal ajustada de todos los puntos entre 1880 y 2012. Con el segundo se calcula la diferencia entre promedios durante los dos períodos, 1850-1900 y 2003-2012. Por consiguiente, los valores resultantes y sus intervalos de incertidumbre del 90% no son directamente comparables. {2.4}

⁵ Las tendencias para períodos de 15 años que empiezan en 1995, 1996 y 1997 registran unos 0,13 [0,02 a 0,24] °C por decenio, 0,14 [0,03 a 0,24] °C por decenio, y 0,07 [-0,02 a 0,18] °C por decenio, respectivamente.

⁶ Véase el Glosario para consultar la definición de los siguientes términos: días fríos/noches frías, días cálidos/noches cálidas y olas de calor.

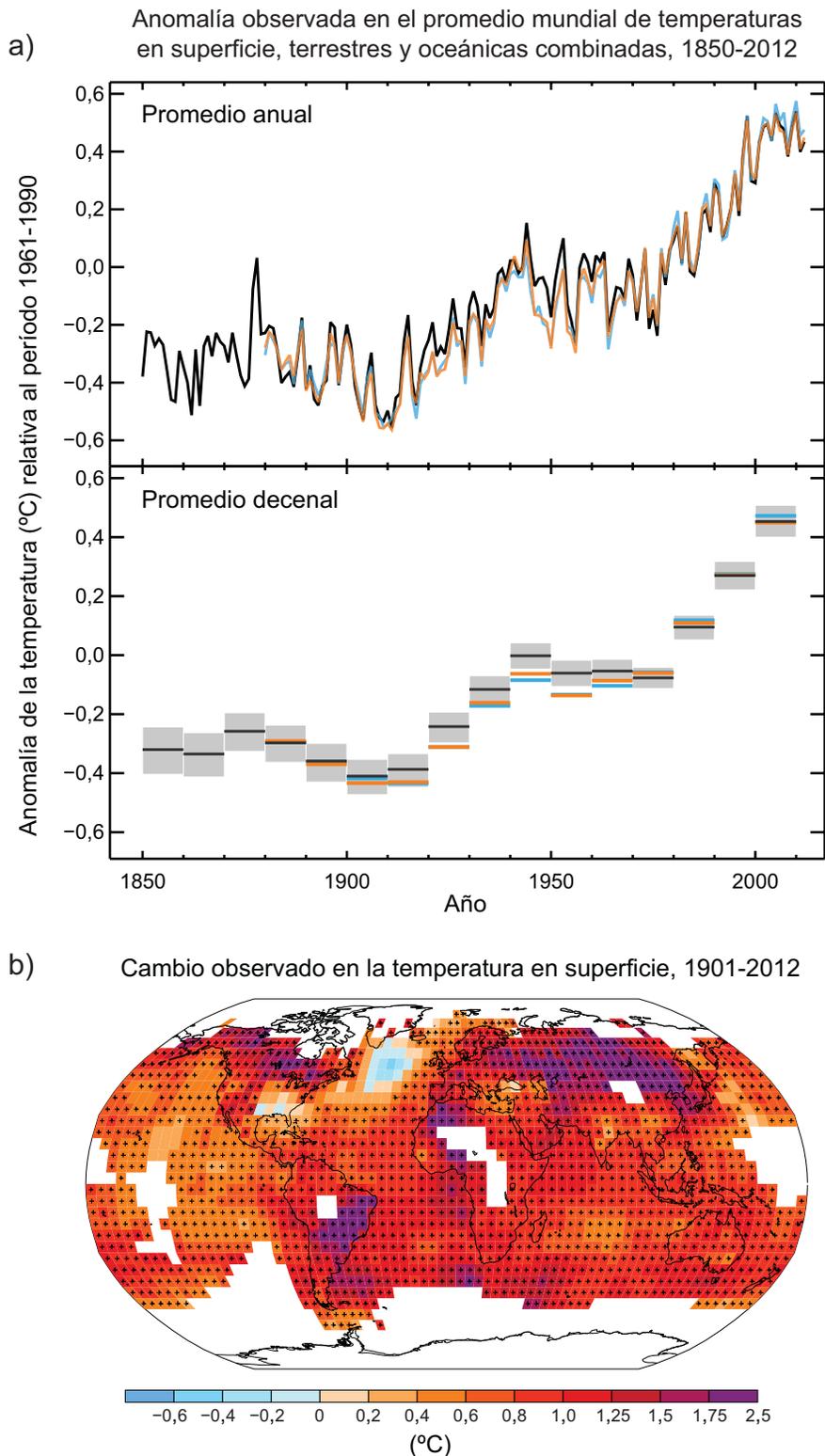


Figura RRP.1 | a) Anomalías observadas en el promedio mundial de temperaturas en superficie, terrestres y oceánicas combinadas, desde 1850 hasta 2012, a partir de tres conjuntos de datos. Imagen superior: valores medios anuales. Imagen inferior: valores medios decenales, incluida la estimación de la incertidumbre para un conjunto de datos (línea negra). Las anomalías son relativas a la media del periodo 1961-1990. b) Mapa de los cambios observados en la temperatura en superficie entre 1901 y 2012, derivado de las tendencias en la temperatura determinadas por regresión lineal de un conjunto de datos (línea naranja en la imagen a)). Se han calculado las tendencias en los casos en que la disponibilidad de datos ha permitido efectuar una estimación fiable (es decir, solo para cuadrículas con más del 70% de registros completos y más del 20% de disponibilidad de datos en el primer y último 10% del período de tiempo). Las demás áreas se muestran con color blanco. Las cuadrículas que muestran que la tendencia es significativa al nivel del 10% se indican con un signo +. Para obtener una lista de los conjuntos de datos y más información técnica, véase el material complementario del Resumen técnico. [figuras 2.19 a 2.21; figura RT.2]

Cuadro RRP.1 | Fenómenos meteorológicos y climáticos extremos: Evaluación a escala mundial de los cambios recientes observados, contribución humana a los cambios y futuros cambios proyectados para principios (2016-2035) y finales (2081+2100) del siglo XXI. En negrita se indican los casos en los que el Quinto Informe de Evaluación (en negro) ofrece una evaluación revisada* a escala mundial del Informe especial sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático (SREX, en azul) o del Cuarto Informe de Evaluación (en rojo). En los anteriores informes de evaluación no se incluyeron las proyecciones para principios del siglo XXI. Las proyecciones que figuran en el Quinto Informe de Evaluación se refieren al período de referencia 1986-2005, para las cuales se utilizan los nuevos escenarios de trayectorias de concentración representativas (RCP) (véase el recuadro RRP.1), a menos que se especifique otra cosa. Véase el Glosario para las definiciones de fenómenos meteorológicos extremos y fenómenos climáticos extremos.

Fenómeno y dirección de la tendencia	Evaluación de los cambios ocurridos (normalmente desde 1950, a menos que se indique otra cosa)	Evaluación de la contribución humana a los cambios observados		Probabilidad de cambios futuros	
		Principios del siglo XXI	Finales del siglo XXI	Principios del siglo XXI	Finales del siglo XXI
Días y noches fríos más cálidos y/o menos numerosos en la mayoría de las zonas continentales	Muy probable (2.6) Muy probable Muy probable	Muy probable (10.6) Probable Probable	{11.3}	Probable Prácticamente seguro Prácticamente seguro	{12.4}
Días y noches calurosos más cálidos y/o más frecuentes en la mayoría de las zonas continentales	Muy probable (2.6) Muy probable Muy probable	Muy probable (10.6) Probable Probable (solo noches)	{11.3}	Probable Prácticamente seguro Prácticamente seguro	{12.4}
Episodios cálidos/olas de calor. Mayor frecuencia y/o duración en la mayoría de las zonas continentales	Nivel de confianza medio a escala mundial Probable en gran parte de Europa, Asia y Australia (2.6) Nivel de confianza medio en muchas regiones (aunque no todas) Probable	Probable ^a (10.6) Evaluación no oficial Más probable que improbable	{11.3}	Muy probable Muy probable Muy probable	{12.4}
Episodios de precipitación intensa. Mayor frecuencia, intensidad y/o cantidad de precipitación intensa	Es probable que haya más zonas continentales con aumentos que con disminuciones ^c (2.6) Es probable que haya más zonas continentales con aumentos que con disminuciones Es probable en la mayoría de las zonas continentales	Nivel de confianza medio (7.6, 10.6) Nivel de confianza medio Más probable que improbable	{11.3}	Probable en muchas zonas continentales Probable en muchas zonas	{12.4}
Mayor intensidad y/o duración de la sequía	Nivel de confianza bajo a escala mundial Cambios probables en algunas regiones ^d (2.6) Nivel de confianza medio en algunas regiones Probable en muchas regiones, desde 1970 ^e	Nivel de confianza bajo (10.6) Nivel de confianza medio ^f Más probable que improbable	{11.3}	Probable (nivel de confianza medio) a escala regional y mundial ^h Nivel de confianza medio en algunas regiones Probable ^e	{12.4}
Mayor intensidad de actividad de los ciclones tropicales	Nivel de confianza bajo respecto de cambios (centenarios) a largo plazo Prácticamente seguro en el Atlántico Norte, desde 1970 (2.6) Nivel de confianza bajo Probable en algunas regiones, desde 1970	Nivel de confianza bajo (10.6) Nivel de confianza bajo Más probable que improbable	{11.3}	Nivel de confianza bajo Más probable que improbable en algunas cuencas	{14.6}
Mayor incidencia y/o magnitud de niveles del mar extremadamente altos	Probable (desde 1970) (3.7) Probable (finales del siglo XX) Probable	Probable ^g (3.7) Probable ^k Más probable que improbable ^k	{13.7}	Muy probable Muy probable ^m Probable	{13.7}

* Resulta difícil realizar comparaciones directas entre los resultados de las evaluaciones de los distintos informes. En lo que respecta a algunas variables climáticas, se han evaluado diferentes aspectos, y la nota de orientación revisada sobre las incertidumbres se ha utilizado para la elaboración del Informe SREX y el Quinto Informe de Evaluación. La disponibilidad de nueva información, mejores conocimientos científicos, análisis continuos de datos y modelos, y diferencias específicas en las metodologías aplicadas en los estudios evaluados contribuyen a la revisión de los resultados de las evaluaciones.

Notas:

- La atribución se basa en los estudios de caso disponibles. Es probable que la influencia humana haya duplicado con creces la probabilidad de ocurrencia de algunas olas de calor observadas en algunas localidades.
- Las proyecciones de los modelos señalan aumentos a corto plazo en la duración, intensidad y extensión espacial de las olas de calor y los episodios cálidos.
- En la mayoría de los continentes, la confianza en las tendencias no supera el nivel medio, excepto en América del Norte y Europa, donde es probable que se hayan producido aumentos, bien sea en la frecuencia o en la intensidad de la precipitación intensa, con algunas variaciones estacionales y/o regionales.
- Es muy probable que también se hayan producido aumentos en la zona central de América del Norte.
- Es probable que la frecuencia e intensidad de las sequías haya aumentado en el Mediterráneo y en África occidental, y es probable que haya disminuido en la zona central de América del Norte y el noroeste de Australia.
- En el Cuarto Informe de Evaluación se evaluó la zona afectada por la sequía.
- En el Informe SREX se asignó un nivel de confianza medio a la contribución de la influencia antropogénica en algunos cambios en los patrones de sequía observados durante la segunda mitad del siglo XX, basándose en el impacto atribuido en los cambios de temperaturas. En el Informe se asignó un nivel de confianza bajo a la atribución de los cambios en la sequía en regiones particulares.
- En el marco del escenario RCP8.5, las proyecciones apuntan a que es probable que, para fines de este siglo, disminuya la humedad del suelo y aumente la sequía agrícola (nivel de confianza medio) en las regiones actualmente secas, a escala regional y mundial. La desecación del suelo en las regiones del sur de Estados Unidos y África meridional es congruente con los cambios proyectados en la circulación de Hadley y el aumento de temperaturas en superficie, por lo que existe un nivel de confianza alto en las proyecciones en el marco del escenario RCP8.5 de probable desecación en superficie de estas regiones para el final de este siglo.
- Existe un nivel de confianza medio en cuanto a que, desde 1970, una reducción en el forzamiento por aerosoles en el Atlántico Norte ha contribuido, al menos en parte, al aumento observado en la actividad de los ciclones tropicales en esta región.
- Con base en los análisis de expertos y en la evaluación de las proyecciones que utilizan un escenario A1B (o similar) de los informes especiales sobre escenarios de emisiones.
- La atribución se basa en la estrecha relación que existe entre los cambios observados en el nivel del mar en los extremos y en la media.
- Existe un nivel de confianza alto en cuanto a que esta elevación del nivel del mar alto extremo será principalmente el resultado de un aumento en el nivel medio del mar. Existe un nivel de confianza bajo en las proyecciones para regiones concretas respecto de la actividad tormentosa y las mareas de tempestad conexas.
- En la evaluación del Informe SREX se indicó que era muy probable que la elevación media del nivel del mar podría contribuir a futuras tendencias al alza en los niveles de las aguas altas extremas de las zonas costeras.

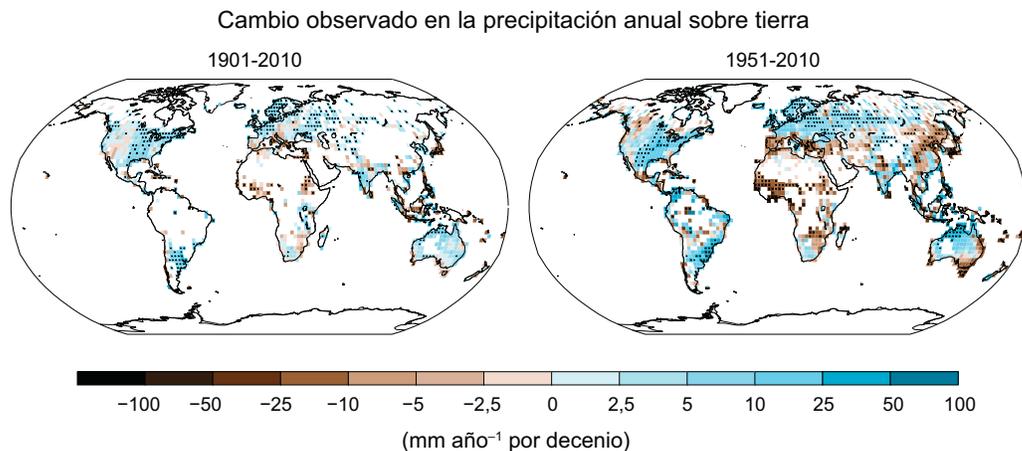


Figura RRP.2 | Mapas de los cambios observados en la precipitación, entre 1901 y 2010, y entre 1951 y 2010 (tendencias en la acumulación anual, calculadas de acuerdo con los mismos criterios empleados en la figura RRP.1), de un conjunto de datos. Para más información técnica, véase el material complementario del Resumen técnico. {ETE.1 del RT, figura 2; figura 2.29}

B.2 Los océanos

El calentamiento del océano domina sobre el incremento de la energía almacenada en el sistema climático y representa más del 90% de la energía acumulada entre 1971 y 2010 (nivel de confianza alto). Es prácticamente seguro que la capa superior del océano (0-700 m) se haya calentado entre 1971 y 2010 (véase la figura RRP.3), y es probable que se haya calentado entre la década de 1870 y 1971. {3.2, recuadro 3.1}

- A escala mundial, el calentamiento del océano es mayor cerca de la superficie. Los 75 m superiores se han calentado en 0,11 [0,09 a 0,13] °C por decenio, durante el período comprendido entre 1971 y 2010. Desde la elaboración del Cuarto Informe de Evaluación, se han identificado errores instrumentales en los registros de temperaturas de las capas superiores de los océanos y se han reducido, aumentando con ello el nivel de confianza en la evaluación del cambio. {3.2}
- Es *probable* que los océanos se hayan calentado entre 700 y 2 000 m, desde 1957 hasta 2009. Existen suficientes observaciones en el período 1992-2005 para realizar una evaluación global del cambio de temperatura por debajo de 2 000 m. Es *probable* que durante ese período no se hayan producido tendencias significativas en la temperatura observada entre 2 000 y 3 000 m. Es *probable* que el océano se haya calentado entre 3 000 m y el fondo marino durante ese período, correspondiendo el mayor calentamiento observado al Océano Austral. {3.2}
- Más del 60% del incremento neto de energía en el sistema climático se ha almacenado en la capa superior del océano (0-700 m) durante el período relativamente bien muestreado de 40 años entre 1971 y 2010, y aproximadamente el 30% se ha almacenado en el océano por debajo de 700 m. Es *probable* que el aumento de contenido de calor en la capa superior del océano durante ese período, estimado a partir de una tendencia lineal, sea de 17 [entre 15 y 19] x 10²² J⁷ (véase la figura RRP.3). {3.2, recuadro 3.1}
- Es *tan probable como improbable* que el contenido de calor del océano de 0 a 700 m haya aumentado más lentamente entre 2003 y 2010 que entre 1993 y 2002 (véase la figura RRP.3). Es *probable* que la incorporación de calor en el océano entre 700 y 2 000 m, donde la variabilidad interanual es menor, haya ocurrido sin interrupción entre 1993 y 2009. {3.2, recuadro 9.2}
- Es *muy probable* que las regiones con alta salinidad, donde predomina la evaporación, se hayan vuelto más salinas, y que las regiones con baja salinidad, donde predominan las precipitaciones, se hayan desalinizado desde la década de 1950. Estas tendencias regionales en la salinidad del océano proporcionan una evidencia indirecta de que la evaporación y la precipitación sobre los océanos han cambiado (*nivel de confianza medio*). {2.5, 3.3, 3.5}
- No se ha observado ninguna evidencia de la existencia de una tendencia en la circulación meridional de retorno del Atlántico, sobre la base de los registros decenales de esta corriente en su totalidad y del historial de registros más extenso de sus componentes individuales. {3.6}

B.3 La criosfera

En los dos últimos decenios, los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida han ido perdiendo masa, los glaciares han continuado menguando en casi todo el mundo y el hielo del Ártico y el manto de nieve en primavera en el hemisferio norte han seguido reduciéndose en extensión (*nivel de confianza alto*) (véase la figura RRP.3). {4.2–4.7}

- Es *muy probable* que el ritmo de la pérdida de hielo⁸ de los glaciares en todo el mundo, excepto los glaciares situados en la periferia de los mantos de hielo⁹, haya sido en promedio de 226 [91 a 361] Gt año⁻¹ durante el período 1971-2009, y de 275 [140 a 410] Gt año⁻¹ durante el período 1993-2009¹⁰. {4.3}
- Es *muy probable* que, en promedio, el ritmo de la pérdida de hielo del manto de hielo de Groenlandia haya aumentado considerablemente, de 34 [-6 a 74] Gt año⁻¹, durante el período 1992-2001, a 215 [157 a 274] Gt año⁻¹, durante el período 2002-2011. {4.4}
- Es *probable* que, en promedio, el ritmo de la pérdida de hielo del manto de hielo de la Antártida haya aumentado de 30 [-37 a 97] Gt año⁻¹, durante el período 1992-2001, a 147 [72 a 221] Gt año⁻¹, durante el período 2002-2011. Existe un *nivel de confianza muy alto* en cuanto a que esta pérdida corresponde principalmente a la zona norte de la península antártica y al sector del mar de Amundsen de la Antártida occidental. {4.4}
- Es *muy probable* que la superficie media anual del hielo marino del Ártico haya disminuido durante el período 1979-2012 en un rango del 3,5% al 4,1% por decenio (lo cual corresponde a un rango de entre 0,45 y 0,51 millones de km² por decenio), y es *muy probable* que el mínimo estival del hielo marino (hielo marino permanente) haya disminuido en un rango del 9,4% al 13,6% por decenio (lo cual corresponde a un rango de entre 0,73 y 1,07 millones de km² por decenio). En promedio, la disminución registrada en la extensión media decenal del hielo marino del Ártico ha sido más rápida en verano (*nivel de confianza alto*), y la extensión espacial ha disminuido en cada temporada y en cada decenio sucesivo desde 1979 (*nivel de confianza alto*) (véase la figura RRP.3). A partir de las reconstrucciones, existe un *nivel de confianza medio* en que, durante los tres últimos decenios, la regresión estival del hielo marino del Ártico no ha tenido precedentes y en que las temperaturas superficiales del mar han sido excepcionalmente elevadas, al menos en los últimos 1 450 años. {4.2, 5.5}
- Es *muy probable* que la extensión media anual del hielo marino de la Antártida haya aumentado a un ritmo que corresponde a un rango de entre el 1,2% y el 1,8% por decenio (lo cual corresponde a un rango de entre 0,13 y 0,20 millones de km² por decenio), entre 1979 y 2012. Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que existen marcadas diferencias regionales en ese ritmo anual, con un aumento de la extensión en algunas regiones y una disminución en otras. {4.2}
- Existe un *nivel de confianza muy alto* en cuanto a que, desde mediados del siglo XX, la extensión del manto de nieve del hemisferio norte ha disminuido (véase la figura RRP.3). En el período 1967-2012, dicha extensión disminuyó en un 1,6 [0,8 a 2,4]% por decenio, en los meses de marzo y abril, y un 11,7 [8,8 a 14,6]% por decenio en junio, y no registró ningún aumento estadísticamente significativo en ningún mes. {4.5}
- Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que las temperaturas del permafrost han aumentado en la mayoría de las regiones desde principios de la década de 1980. El calentamiento observado fue de hasta 3 °C en partes del norte de Alaska (de principios de la década de 1980 a mediados de la década de 2000) y hasta 2 °C en partes del norte de la Rusia europea (de 1971 a 2010). En esta región se ha observado una reducción considerable del grosor y la extensión en superficie del permafrost durante el período de 1975 a 2005 (*nivel de confianza medio*). {4.7}
- Diversas líneas de evidencia indican que, desde mediados del siglo XX, ha habido un calentamiento considerable del Ártico. {recuadro 5.1, 10.3}

⁸ Todas las referencias a la "pérdida de hielo" o "pérdida de masa" indican pérdida neta de hielo, es decir, acumulación menos hielo derretido e icebergs desprendidos.

⁹ Por motivos metodológicos, en esta evaluación de la pérdida de hielo de los mantos de hielo de la Antártida y de Groenlandia se tiene en cuenta el cambio en los glaciares de la periferia. Por tanto, esos glaciares periféricos se excluyen de los valores dados para los glaciares.

¹⁰ 100 Gt año⁻¹ de pérdida de hielo equivale a aproximadamente 0,28 mm año⁻¹ de la elevación media mundial del nivel del mar.

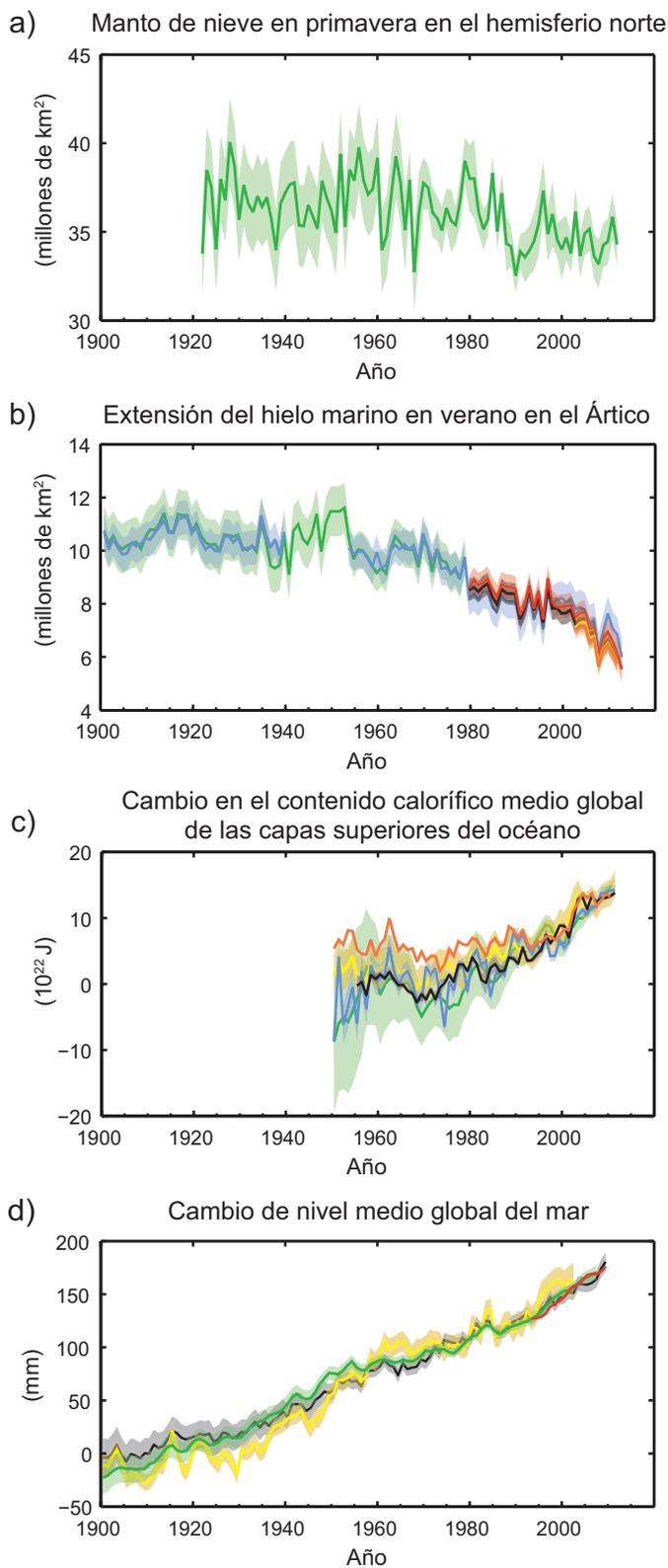


Figura RRP.3 | Distintos indicadores observados de un clima mundial cambiante: a) promedio de la extensión del manto de nieve del hemisferio norte en marzo-abril (primavera); b) promedio de la extensión del hielo marino del Ártico en julio-agosto-septiembre (verano); c) cambio en el contenido calorífico medio global de las capas superiores del océano (0-700 m), ajustado al período 2006-2010, y en relación con el promedio de todos los conjuntos de datos correspondientes a 1970; d) nivel medio global del mar con respecto al promedio del conjunto de datos de más larga duración entre 1900 y 1905, y con todos los conjuntos de datos alineados para tener el mismo valor en 1993, primer año de datos de altimetría por satélite. Todas las series temporales (líneas de color que indican los diferentes conjuntos de datos) muestran valores anuales, y, en los casos en que se han evaluado, las incertidumbres se indican mediante sombreado de color. Véase el material complementario del Resumen técnico para obtener una lista de los conjuntos de datos. {figuras 3.2, 3.13, 4.19 y 4.3; PF 2.1, figura 2; figura RT.1}

B.4 El nivel del mar

Desde mediados del siglo XIX, el ritmo de la elevación del nivel del mar ha sido superior a la media de los dos milenios anteriores (*nivel de confianza alto*). Durante el período 1901-2010, el nivel medio global del mar se elevó 0,19 [0,17 a 0,21] m (véase la figura RRP.3). {3.7, 5.6, 13.2}

- Los datos indirectos e instrumentales del nivel del mar indican que, entre finales del siglo XIX y principios del siglo XX, se produjo una transición de las tasas medias de elevación relativamente bajas registradas en los últimos dos milenios a unas tasas más altas (*nivel de confianza alto*). Es *probable* que la tasa de elevación media mundial del nivel del mar haya seguido aumentando desde principios del siglo XX. {3.7, 5.6, 13.2}
- Es *muy probable* que la tasa media de elevación promediada mundial del nivel del mar haya sido de 1,7 [1,5 a 1,9] mm año⁻¹, entre 1901 y 2010, de 2,0 [1,7 a 2,3] mm año⁻¹, entre 1971 y 2010, y de 3,2 [2,8 a 3,6] mm año⁻¹, entre 1993 y 2010. Los datos recogidos con mareógrafos y altímetros satelitales coinciden en que en este último período la tasa fue más alta. Es *probable* que también se registraran tasas altas entre 1920 y 1950. {3.7}
- Desde principios de la década de 1970, la combinación de la pérdida de masa de los glaciares y la expansión térmica del océano provocada por el calentamiento dan razón de aproximadamente el 75% de la elevación observada del nivel medio global del mar (*nivel de confianza alto*). Durante el período 1993-2010, la elevación media mundial del nivel del mar coincide, con un *nivel de confianza alto*, con la suma de las contribuciones observadas de la expansión térmica del océano debida al calentamiento (1,1 [0,8 a 1,4] mm año⁻¹), y de los cambios en los glaciares (0,76 [0,39 a 1,13] mm año⁻¹), el manto de hielo de Groenlandia (0,33 [0,25 a 0,41] mm año⁻¹), el manto de hielo de la Antártida (0,27 [0,16 a 0,38] mm año⁻¹) y el almacenamiento terrestre de agua (0,38 [0,26 a 0,49] mm año⁻¹). Estas contribuciones suman 2,8 [2,3 a 3,4] mm año⁻¹. {13.3}
- Existe un *nivel de confianza muy alto* en cuanto a que, en el último período interglacial (que se remonta a entre 129 000 y 116 000 años), durante varios miles de años el nivel medio global máximo del mar estuvo por lo menos 5 m por encima del actual; y un *nivel de confianza alto* en que no estuvo más de 10 m por encima de ese nivel. Durante el último período interglacial, es *muy probable* que el manto de hielo de Groenlandia haya contribuido a la elevación media mundial del nivel del mar, entre 1,4 y 4,3 m, lo que implica, con un *nivel de confianza medio*, que el manto de hielo de la Antártida también pudo haber contribuido a esa elevación. Ese cambio de nivel del mar se produjo en el contexto de un forzamiento orbital diferente y con una temperatura en superficie en las latitudes altas, promediada a lo largo de varios miles de años, por lo menos 2° C más cálida que en la actualidad (*nivel de confianza alto*). {5.3, 5.6}

B.5 El ciclo del carbono y otros ciclos biogeoquímicos

En los últimos 800 000 años, las concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono, metano y óxido nitroso han aumentado a niveles sin precedentes. Las concentraciones de dióxido de carbono han aumentado en un 40% desde la era preindustrial debido, en primer lugar, a las emisiones derivadas de los combustibles fósiles y, en segundo lugar, a las emisiones netas derivadas del cambio de uso del suelo. Los océanos han absorbido alrededor del 30% del dióxido de carbono antropógeno emitido, provocando su acidificación (véase la figura RRP.4). {2.2, 3.8, 5.2, 6.2, 6.3}

- Las concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) y óxido nitroso (N₂O) han aumentado desde 1750 debido a la actividad humana. En 2011, las concentraciones de estos gases de efecto invernadero eran de 391 ppm¹¹, 1 803 ppmm y 324 ppmm, respectivamente, valores que excedían los niveles preindustriales en aproximadamente el 40%, el 150% y el 20%, respectivamente. {2.2, 5.2, 6.1, 6.2}
- Las concentraciones de CO₂, CH₄ y N₂O superan hoy considerablemente las concentraciones más altas registradas en los núcleos de hielo correspondientes a los últimos 800 000 años. Existe un *nivel de confianza muy alto* en cuanto a que las tasas promedio de aumento de las concentraciones atmosféricas durante el siglo pasado no han tenido precedentes en los últimos 22 000 años. {5.2, 6.1, 6.2}

¹¹ Las unidades de medida "ppm" (partes por millón) o "ppmm" (partes por mil millones) representan la relación que existe entre el número de moléculas de gas y el número total de moléculas de aire seco. Por ejemplo, "300 ppm" significa que hay 300 moléculas de un gas por cada millón de moléculas de aire seco.

- Las emisiones anuales de CO₂ procedentes de la combustión de combustibles fósiles y la producción de cemento fueron de 8,3 [7,6 a 9,0] GtC¹² año⁻¹, promediadas entre 2002 y 2011 (*nivel de confianza alto*), y de 9,5 [8,7 a 10,3] GtC año⁻¹ en 2011, un 54% por encima del nivel correspondiente a 1990. Las emisiones netas anuales de CO₂ antropógenas producidas por el cambio de uso del suelo fueron, en promedio, de 0,9 [0,1 a 1,7] GtC año⁻¹ durante el período de 2002 a 2011 (*nivel de confianza medio*). {6.3}
- De 1750 a 2011, las emisiones de CO₂ procedentes de la combustión de combustibles fósiles y la producción de cemento liberaron 375 [345 a 405] GtC a la atmósfera, y se estima que la deforestación y otros cambios de uso del suelo han liberado 180 [100 a 260] GtC. Esto genera unas emisiones antropógenas acumuladas de 555 [470 a 640] GtC. {6.3}
- De esas emisiones de CO₂ antropógenas acumuladas, se han acumulado 240 [230 a 250] GtC en la atmósfera, 155 [125 a 185] GtC han sido incorporadas al océano y 160 [70 a 250] GtC se han acumulado en ecosistemas terrestres naturales (esto es, el sumidero terrestre residual acumulado). {figura RT.4, 3.8, 6.3}
- La acidificación del océano se cuantifica mediante la disminución del pH¹³. El pH del agua del océano superficial ha disminuido en 0,1 desde el comienzo de la era industrial (*nivel de confianza alto*), lo que corresponde a un aumento del 26% en la concentración de iones de hidrógeno (véase la figura RRP.4). {3.8, recuadro 3.2}

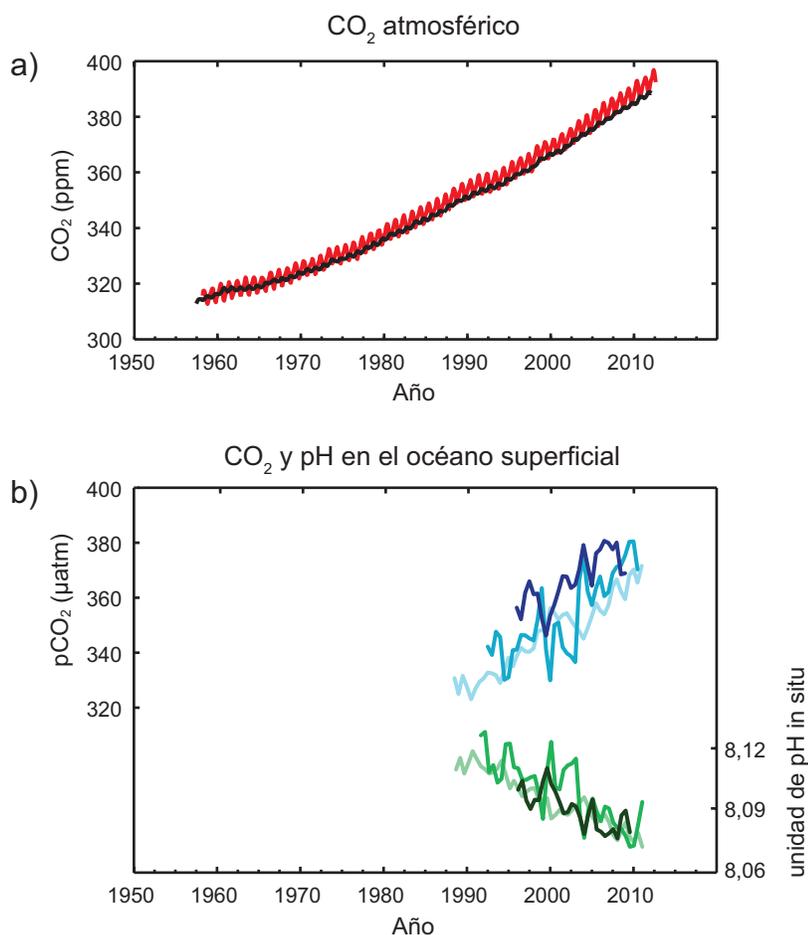


Figura RRP.4 | Distintos indicadores observados de un ciclo del carbono mundial cambiante: a) concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono (CO₂) en Mauna Loa (19°32 N, 155°34 W, en rojo) y en el Polo Sur (89°59 S, 24°48 W, en negro), desde 1958; b) presión parcial de CO₂ disuelto en el océano superficial (líneas azules) y pH in situ (líneas verdes), medición de la acidez del agua del océano. Las mediciones proceden de tres estaciones situadas en los océanos Atlántico (29°10 N, 15°30 W, azul oscuro/verde oscuro; 31°40 N, 64°10 W, azul/verde) y Pacífico (22°45 N, 158°00 W, celeste/verde claro). Se puede obtener más información de los conjuntos de datos expuestos en esta figura en el informe de base y en el material complementario del Resumen técnico. {figuras 2.1 y 3.18; figura RT.5}

¹² 1 gigatonelada de carbono = 1 GtC = 10¹⁵ gramos de carbono; equivalente a 3,667 GtCO₂.

¹³ El pH es una medida de la acidez que utiliza una escala logarítmica: una disminución del pH de 1 unidad corresponde a un aumento 10 veces mayor en la concentración de iones de hidrógeno, o lo que es lo mismo, en la acidez.

C. Impulsores del cambio climático

Las sustancias y los procesos naturales y antropógenos que alteran el balance energético de la Tierra son impulsores del cambio climático. El forzamiento radiativo¹⁴ permite cuantificar las modificaciones en los flujos de energía provocados por los cambios producidos en estos impulsores en 2011, en relación con 1750, a menos que se indique otra cosa. Cuando el forzamiento radiativo es positivo, se produce un calentamiento en superficie, y cuando es negativo, un enfriamiento. El forzamiento radiativo se calcula a partir de observaciones obtenidas in situ y por teledetección de las propiedades de los gases de efecto invernadero y los aerosoles y de estimaciones que utilizan modelos numéricos para representar los procesos observados. Algunos de los compuestos emitidos afectan a la concentración atmosférica de otras sustancias. El forzamiento radiativo puede señalarse mediante cambios en la concentración de cada sustancia¹⁵, o también puede señalarse por la emisión de un componente, lo que ofrece una relación más directa con la actividad humana. Este incluye las contribuciones de todas las sustancias afectadas por esa emisión. El forzamiento radiativo antropógeno total de los dos métodos es idéntico cuando se consideran todos los impulsores. Aunque en este Resumen para responsables de políticas se utilizan ambos métodos, se tiene en cuenta principalmente el forzamiento radiativo basado en las emisiones.

El forzamiento radiativo total es positivo y ha dado lugar a la absorción de energía por el sistema climático. La principal contribución al forzamiento radiativo total proviene del aumento en la concentración de CO₂ en la atmósfera que se viene produciendo desde 1750 (véase la figura RRP.5). {3.2, recuadro 3.1, 8.3, 8.5}

- El forzamiento radiativo antropógeno total de 2011, en relación con 1750, es de 2,29 [1,13 a 3,33] W m⁻² (véase la figura RRP.5), y ha aumentado más rápidamente desde 1970 que en decenios anteriores. La mejor estimación del forzamiento radiativo antropógeno total de 2011 es un 43% superior al previsto en el Cuarto Informe de Evaluación para el año 2005. Esto es debido a una combinación del crecimiento continuado en la mayoría de las concentraciones de gases de efecto invernadero y a estimaciones más precisas del forzamiento radiativo por aerosoles, que indican un efecto de enfriamiento neto más débil (forzamiento radiativo negativo). {8.5}
- El forzamiento radiativo provocado por las emisiones de gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados (CO₂, CH₄, N₂O y halocarbonos) de 2011, en relación con 1750, es de 3,00 [2,22 a 3,78] W m⁻² (véase la figura RRP.5). El forzamiento radiativo derivado de cambios en las concentraciones de estos gases es de 2,83 [2,26 a 3,40] W m⁻². {8.5}
- Solo las emisiones de CO₂ han causado un forzamiento radiativo de 1,68 [1,33 a 2,03] W m⁻² (véase la figura RRP.5). Si se incluyen las emisiones de otros gases que contienen carbono, que también contribuyen al aumento de las concentraciones de CO₂, el forzamiento radiativo del CO₂ es de 1,82 [1,46 a 2,18] W m⁻². {8.3, 8.5}
- Solo las emisiones de CH₄ han causado un forzamiento radiativo de 0,97 [0,74 a 1,20] W m⁻² (véase la figura RRP.5), valor muy superior a la estimación basada en la concentración de 0,48 [0,38 a 0,58] W m⁻² (invariable desde el Cuarto Informe de Evaluación). Esta diferencia en las estimaciones se debe a los cambios en las concentraciones de ozono y al vapor de agua en la estratosfera, provocados por las emisiones de CH₄ y otros gases que afectan indirectamente a la concentración de CH₄. {8.3, 8.5}
- Las emisiones de halocarbonos que agotan el ozono estratosférico han provocado un forzamiento radiativo positivo neto de 0,18 [0,01 a 0,35] W m⁻² (véase la figura RRP.5). El propio forzamiento radiativo positivo de estas emisiones es superior al forzamiento radiativo negativo derivado del agotamiento del ozono que han inducido. El forzamiento radiativo positivo, provocado por la suma de todos los halocarbonos, es similar al valor registrado en el Cuarto Informe de Evaluación, con una reducción del forzamiento radiativo provocado por los clorofluorocarbonos (CFC), pero con aumentos derivados de muchos de sus sustitutos. {8.3, 8.5}
- Las emisiones de gases de corta vida contribuyen al total del forzamiento radiativo antropógeno. Es *prácticamente seguro* que las emisiones de monóxido de carbono (CO) hayan inducido un forzamiento radiativo positivo, mientras que es *probable* que las emisiones de óxidos de nitrógeno (NO_x) hayan inducido un forzamiento radiativo negativo neto (véase la figura RRP.5). {8.3, 8.5}

¹⁴ La potencia de los impulsores se cuantifica como forzamiento radiativo en unidades de vatios por metro cuadrado (W m⁻²), como figura en anteriores evaluaciones del IPCC. El forzamiento radiativo es el cambio en el flujo de energía causado por un impulsor y se calcula en la tropopausa o en la parte superior de la atmósfera. En el concepto tradicional de forzamiento radiativo empleado en los anteriores informes del IPCC, todas las condiciones en superficie y en la troposfera permanecen invariables. En los cálculos del presente informe del forzamiento radiativo para los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados y los aerosoles, se permite que las variables físicas, salvo el hielo oceánico y marino, respondan a las perturbaciones con ajustes rápidos. El forzamiento resultante se denomina, en el informe de base, forzamiento radiativo efectivo. Con este cambio se refleja el progreso científico respecto de anteriores evaluaciones y se ofrece así una mejor indicación de la respuesta final de la temperatura para estos impulsores. En cuanto a los impulsores distintos de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados y los aerosoles, los ajustes rápidos están menos caracterizados y se supone que son reducidos, por lo que se utiliza el forzamiento radiativo tradicional. {8.1}

¹⁵ Este método se utilizó para señalar el forzamiento radiativo en el Resumen para responsables de políticas del Cuarto Informe de Evaluación.

- El forzamiento radiativo por el efecto total de los aerosoles en la atmósfera, que incluye los ajustes de nube debidos a aerosoles, es de $-0,9$ $[-1,9$ a $-0,1]$ $W m^{-2}$ (*nivel de confianza medio*), y es el resultado del forzamiento negativo provocado por la mayoría de los aerosoles y de la contribución positiva del carbono negro por su absorción de la radiación solar. Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que los aerosoles y sus interacciones con las nubes han compensado, en una proporción considerable, el forzamiento medio global provocado por los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, que continúan generando la mayor incertidumbre en la estimación total del forzamiento radiativo. {7.5, 8.3, 8.5}
- El forzamiento provocado por aerosoles volcánicos estratosféricos puede tener un gran impacto en el clima durante los años posteriores a las erupciones volcánicas. Varias erupciones de pequeña intensidad han causado, en el período 2008-2011, un forzamiento radiativo de $-0,11$ $[-0,15$ a $-0,08]$ $W m^{-2}$, valor que prácticamente duplica los valores registrados entre 1999 y 2002. {8.4}
- Se estima que el forzamiento radiativo provocado por los cambios en la irradiación solar es de $0,05$ $[0,00$ a $0,10]$ $W m^{-2}$ (véase la figura RRP.5). Las observaciones satelitales de los cambios en la irradiación solar total de 1978 a 2011 indican que el último mínimo solar fue inferior a los dos anteriores, lo que se traduce en un forzamiento radiativo de $-0,04$ $[-0,08$ a $0,00]$ $W m^{-2}$ entre el mínimo más reciente de 2008 y el mínimo de 1986. {8.4}
- Durante todo el siglo pasado, el forzamiento radiativo natural total provocado por los cambios en la irradiación solar y los aerosoles volcánicos estratosféricos contribuyó poco al forzamiento radiativo neto, excepto en breves períodos posteriores a grandes erupciones volcánicas. {8.5}

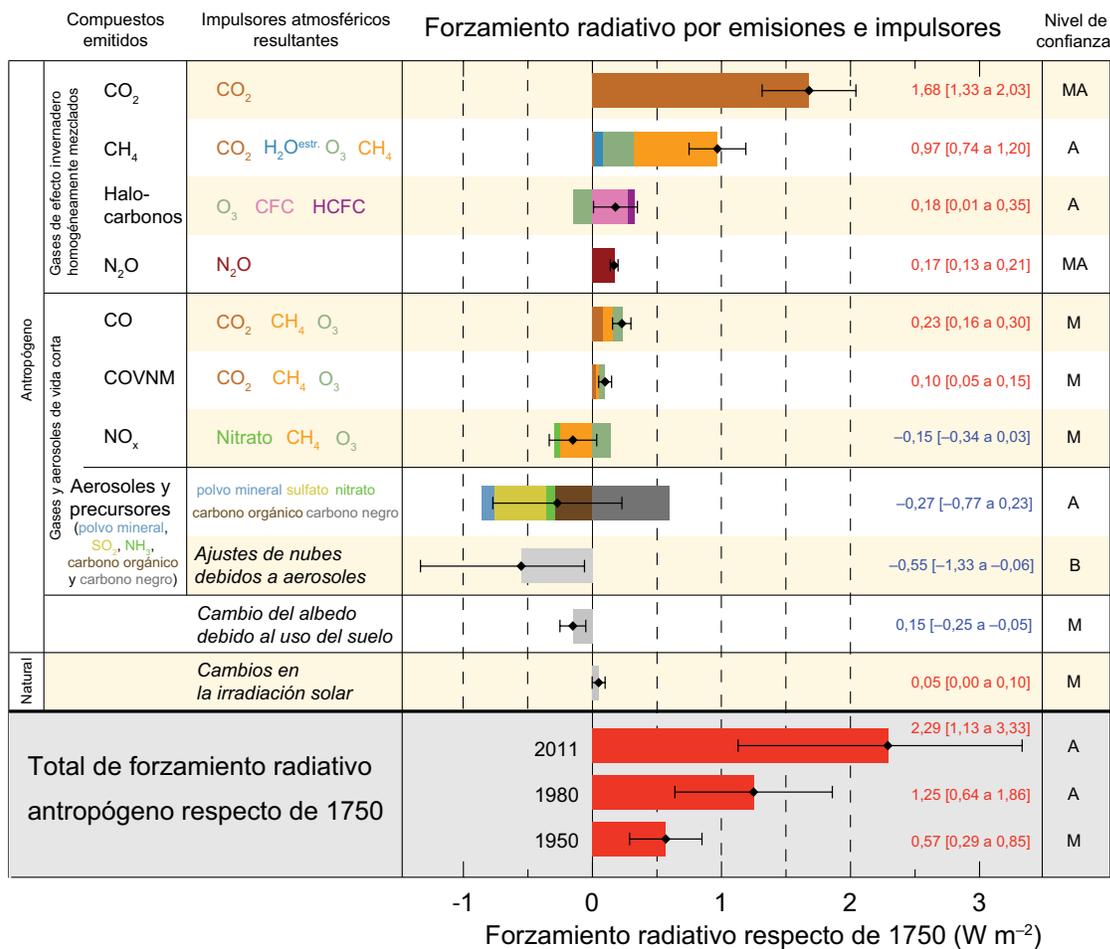


Figura RRP.5 | Estimaciones de forzamiento radiativo en 2011 respecto de 1750, e incertidumbres agregadas de los principales impulsores del cambio climático. Los valores son el forzamiento radiativo medio global¹⁴, dividido de acuerdo con los compuestos emitidos o procesos que resultan en una combinación de impulsores. Las mejores estimaciones del forzamiento radiativo neto se indican mediante rombos negros con los correspondientes intervalos de incertidumbre; los valores numéricos se indican a la derecha de la figura, junto con el nivel de confianza en el forzamiento neto (MA: *muy alto*, A: *alto*, M: *medio*, B: *bajo*, MB: *muy bajo*). El forzamiento por albedo, debido al carbono negro sobre la nieve y el hielo, se incluye en la barra de aerosoles de carbono negro. No se muestran los forzamientos pequeños por estelas de condensación ($0,05 W m^{-2}$, incluidos los cirrus originados por estelas de condensación) y los hidrofluorocarbonos (HFC), los perfluorocarbonos (PFC) y el hexafluoruro de azufre (SF₆) (total de $0,03 W m^{-2}$). Los forzamientos radiativos correspondientes a las distintas concentraciones de gases se pueden obtener sumando las barras del mismo color. El forzamiento volcánico no se incluye, ya que su carácter episódico hace difícil la comparación con otros mecanismos de forzamiento. Se proporciona el forzamiento radiativo antropógeno total para tres años diferentes, en relación con 1750. Para más detalles técnicos, incluidos los rangos de incertidumbre asociados a los componentes y procesos individuales, véase el material complementario del Resumen técnico. {8.5; figuras 8.14 a 8.18; figuras RT.6 y RT.7}

D. Comprensión del sistema climático y sus cambios recientes

La comprensión de los cambios recientes en el sistema climático es el resultado de la combinación de observaciones, estudios de los procesos de retroalimentación y simulaciones de modelos. La evaluación de la capacidad de los modelos climáticos para simular los cambios recientes exige el análisis del estado de todos los componentes del sistema climático de los modelos, al comienzo de la simulación y del forzamiento antropógeno y natural utilizado para propulsar los modelos. Gracias a la mayor extensión y minuciosidad de las observaciones y a la mejora de los modelos climáticos en la actualidad, es posible atribuir a la contribución humana los cambios detectados en más componentes del sistema climático que en el Cuarto Informe de Evaluación.

La influencia humana en el sistema climático es clara. Es evidente a tenor de las crecientes concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera, el forzamiento radiativo positivo y el calentamiento observado, y gracias a la comprensión del sistema climático. {2-14}

D.1 Evaluación de los modelos climáticos

Los modelos climáticos han mejorado desde el Cuarto Informe de Evaluación. Los modelos reproducen patrones y tendencias de la temperatura en superficie a escala continental observados a lo largo de muchos decenios, en particular el calentamiento más rápido producido desde mediados del siglo XX y el enfriamiento que se produce inmediatamente tras las grandes erupciones volcánicas (nivel de confianza muy alto). {9.4, 9.6, 9.8}

- Las simulaciones de modelos climáticos a largo plazo muestran una tendencia en la temperatura media global en superficie, entre 1951 y 2012, que coincide con la tendencia observada (*nivel de confianza muy alto*). Sin embargo, existen diferencias entre las tendencias de las simulaciones y las observadas a lo largo de períodos cortos de 10 a 15 años (por ejemplo, de 1998 a 2012). {9.4, recuadro 9.2}
- La reducción observada en la tendencia del calentamiento en superficie durante el período 1998-2012, en comparación con el período 1951-2012, se debe en casi igual proporción a la tendencia decreciente del forzamiento radiativo y al enfriamiento al que contribuye la variabilidad interna natural, que comprende una posible redistribución de calor dentro del océano (*nivel de confianza medio*). La tendencia decreciente en el forzamiento radiativo se debe principalmente a erupciones volcánicas y a la fase descendente en que se encuentra el ciclo solar de 11 años. Sin embargo, existe un *nivel de confianza bajo* en la cuantificación de la función desempeñada por los cambios en el forzamiento radiativo para causar la tendencia decreciente de calentamiento. Existe un *nivel de confianza medio* en cuanto a que la variabilidad decenal interna natural provoca de manera significativa la diferencia entre las observaciones y las simulaciones, en las que no está previsto reproducir la cronología de la variabilidad interna natural. Asimismo, puede haber una contribución derivada de deficiencias de forzamiento y, en algunos modelos, una sobrestimación de la respuesta al aumento de los gases de efecto invernadero y otros forzamientos antropógenos (predominantemente por los efectos de los aerosoles). {9.4, recuadro 9.2, 10.3, recuadro 10.2, 11.3}
- A escala regional, la confianza en la capacidad de los modelos para simular la temperatura en superficie es menor que a escalas mayores. Sin embargo, existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que la temperatura en superficie a escala regional se simula mejor que cuando se elaboró el Cuarto Informe de Evaluación. {9.4, 9.6}
- Ha habido progresos notables en la evaluación de los fenómenos meteorológicos y climáticos extremos desde el Cuarto Informe de Evaluación. Las tendencias del promedio global en la frecuencia de días y noches extremadamente cálidos y fríos de las simulaciones, durante la segunda mitad del siglo XX, son generalmente coherentes con las observaciones. {9.5}
- Ha habido mejoras en la simulación de los patrones a escala continental de las precipitaciones desde el Cuarto Informe de Evaluación. A escala regional, las simulaciones de las precipitaciones no ofrecen tan buenos resultados, y la evaluación se ve dificultada por las incertidumbres relativas a las observaciones. {9.4, 9.6}
- Actualmente, los modelos reproducen mejor algunos fenómenos climáticos importantes. Existe un *nivel de confianza alto* en que las estadísticas de los monzones y de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), basadas en simulaciones de modelos múltiples, han mejorado desde el Cuarto Informe de Evaluación. {9.5}

- Los modelos climáticos incluyen en la actualidad más procesos de nubes y aerosoles, así como sus interacciones, que cuando se elaboró el Cuarto Informe de Evaluación, pero sigue existiendo un *nivel de confianza bajo* en la representación y cuantificación de estos procesos mediante modelos. {7.3, 7.6, 9.4, 9.7}
- Existen evidencias sólidas de la tendencia decreciente de la extensión estival del hielo marino del Ártico desde 1979 y ahora hay más modelos que la reproducen que cuando se elaboró el Cuarto Informe de Evaluación. Una cuarta parte de los modelos muestra una tendencia igual o mayor que la mostrada por las observaciones, y la mayoría simulan una leve tendencia decreciente en la extensión del hielo marino del Antártico, aunque con una gran dispersión entre los modelos, en contraste con la reducida tendencia creciente observada. {9.4}
- Muchos modelos reproducen los cambios observados en el contenido de calor de la capa superior del océano (0-700 m) de 1961 a 2005 (*nivel de confianza alto*), consiguiendo que la serie temporal promediada de modelos múltiples se sitúe dentro del rango de las estimaciones de observación disponibles para la mayor parte del período. {9.4}
- Los modelos climáticos que incluyen el ciclo del carbono (modelos del sistema Tierra) simulan el patrón global de los flujos de CO₂ océano-atmósfera, con emisión de gases en los trópicos y absorción en las latitudes medias y altas. En la mayoría de estos modelos, el tamaño de los sumideros de carbono terrestres y oceánicos de las simulaciones está dentro del rango de las estimaciones de observación de finales del siglo XX. {9.4}

D.2 Cuantificación de las respuestas del sistema climático

Los estudios basados en observaciones y modelos de cambio de temperaturas, retroalimentaciones climáticas y modificaciones del balance energético de la Tierra combinados generan confianza sobre la magnitud del calentamiento mundial como respuesta al forzamiento pasado y futuro. {recuadro 12.2, recuadro 13.1}

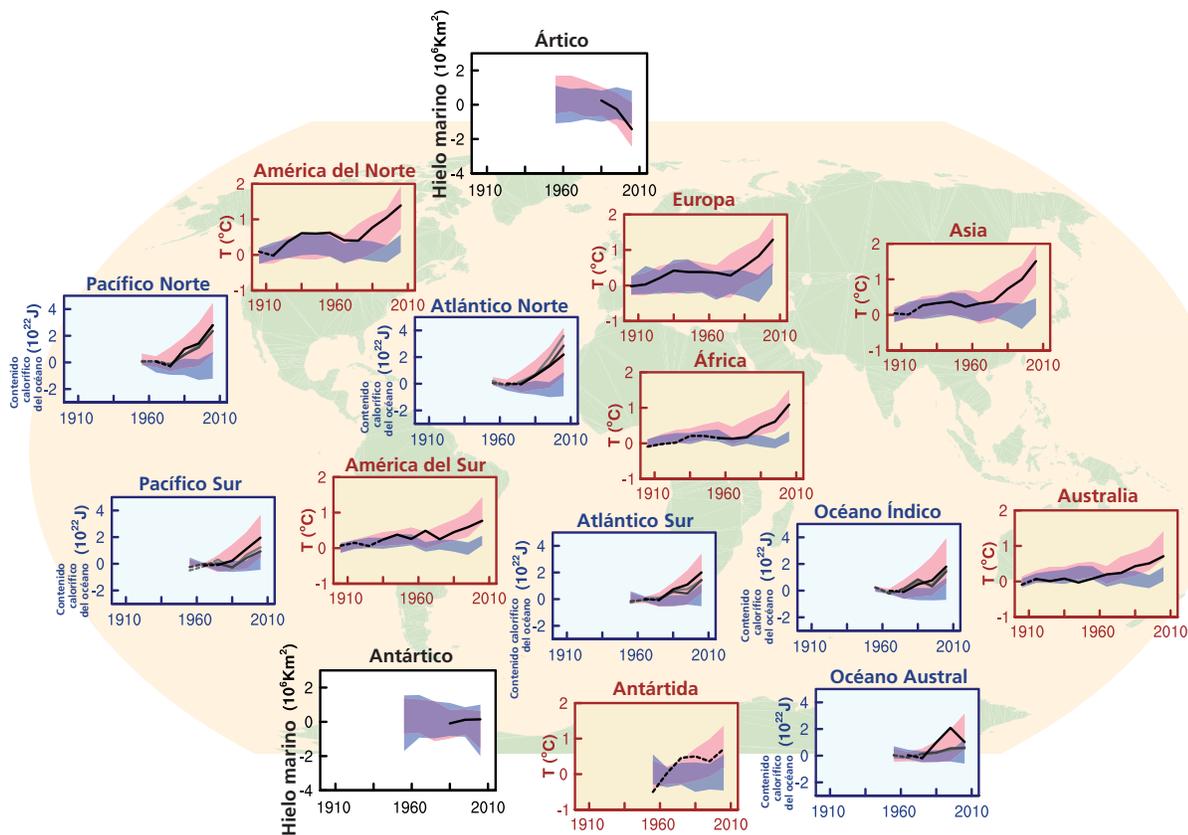
- Es *sumamente probable* que la retroalimentación neta provocada por el efecto combinado de los cambios en el vapor de agua y las diferencias entre el calentamiento de la atmósfera y en superficie sea positiva, y que, por lo tanto, amplifique los cambios en el clima. Asimismo, es *probable* que la retroalimentación radiativa neta debida a todos los tipos de nubes combinados sea positiva. La incertidumbre sobre el signo y la magnitud de la retroalimentación de nube se debe principalmente a las dudas que persisten sobre el impacto del calentamiento en las nubes bajas. {7.2}
- La sensibilidad climática en equilibrio cuantifica la respuesta del sistema climático al forzamiento radiativo constante en escalas temporales que abarcan varios siglos. Se define como el cambio en la temperatura media global en superficie en equilibrio causado cuando se duplica la concentración atmosférica de CO₂. Es *probable* que exista sensibilidad climática en equilibrio en el rango de 1,5 °C a 4,5 °C (*nivel de confianza alto*), *sumamente improbable* por debajo de 1 °C (*nivel de confianza alto*), y *muy improbable* por encima de 6 °C (*nivel de confianza medio*)¹⁶. El límite inferior de temperatura del rango probable resultante de la evaluación es, por lo tanto, inferior a los 2 °C señalado en el Cuarto Informe de Evaluación, pero el límite superior es el mismo. Esta evaluación refleja que se ha mejorado la comprensión, que se ha ampliado el registro de temperaturas en la atmósfera y el océano y que existen nuevas estimaciones del forzamiento radiativo. {ETE.6 del RT, figura 1; recuadro 12.2}
- La velocidad y la magnitud del cambio climático mundial están determinadas por el forzamiento radiativo, las retroalimentaciones climáticas y el almacenamiento de energía por el sistema climático. Las estimaciones de estas cantidades para los últimos decenios son coherentes con la evaluación del rango *probable* de la sensibilidad climática en equilibrio para las incertidumbres en el marco de la evaluación, lo que brinda una evidencia sólida de nuestra comprensión del cambio climático antropógeno. {recuadro 12.2, recuadro 13.1}
- La respuesta climática transitoria cuantifica la respuesta del sistema climático a un creciente forzamiento radiativo en una escala temporal de decenios a siglos. Se define como el cambio en la temperatura media global en superficie en el momento en que la concentración atmosférica de CO₂ se ha duplicado en un escenario de aumento de la concentración de un 1% anual. Es *probable* que la respuesta climática transitoria esté en el rango de 1,0 °C a 2,5 °C (*nivel de confianza alto*), y es *sumamente improbable* que supere los 3 °C. {recuadro 12.2}

- Una magnitud relacionada es la respuesta climática transitoria a las emisiones de CO₂ acumuladas (véase la sección E.8), que se define como el cambio en la temperatura media global en superficie por cada 1 000 GtC emitidas a la atmósfera. Es *probable* que la respuesta transitoria del clima a las emisiones de CO₂ acumuladas esté en el rango de 0,8 °C a 2,5 °C por cada 1 000 GtC, aplicable para las emisiones acumuladas hasta aproximadamente 2 000 GtC hasta el momento en que se alcanzan temperaturas máximas (véase la figura RRP.10). {12.5, recuadro 12.2}
- A los fines de comparar las contribuciones al cambio climático de las emisiones de diferentes sustancias pueden utilizarse varias métricas. La métrica y el horizonte temporal más apropiados dependerán de los aspectos del cambio climático que se consideren más importantes para una aplicación en particular. No existe ninguna métrica que permita comparar con precisión todos los efectos provocados por las diferentes emisiones, y todos tienen limitaciones e incertidumbres. El potencial de calentamiento global se calcula a partir del forzamiento radiativo acumulado en un horizonte temporal determinado, y el potencial de cambio en la temperatura global está basado en el cambio en la temperatura media global en superficie en un momento concreto en el tiempo. En el informe de base pueden consultarse los valores actualizados. {8.7}

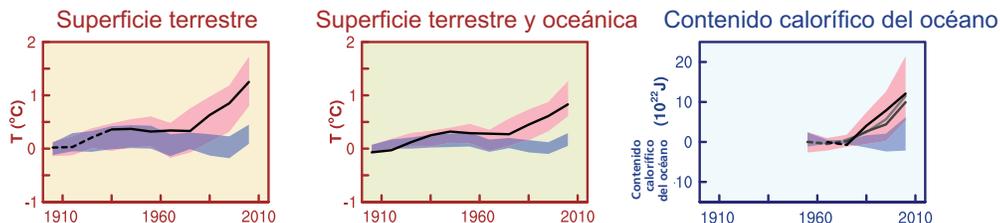
D.3 Detección y atribución del cambio climático

Se ha detectado la influencia humana en el calentamiento de la atmósfera y el océano, en alteraciones en el ciclo global del agua, en reducciones de la cantidad de nieve y hielo, en la elevación media mundial del nivel del mar y en cambios en algunos fenómenos climáticos extremos (véase la figura RRP.6 y el cuadro RRP.1). Esta evidencia de la influencia humana es mayor desde que se elaborara el Cuarto Informe de Evaluación. Es *sumamente probable* que la influencia humana haya sido la causa dominante del calentamiento observado desde mediados del siglo XX. {10.3–10.6, 10.9}

- Es *sumamente probable* que más de la mitad del aumento observado en la temperatura media global en superficie en el período de 1951 a 2010 haya sido causado por la combinación del incremento de las concentraciones de gases de efecto invernadero antropógenos y de otros forzamientos antropógenos. De acuerdo con las mejores estimaciones, la contribución de la actividad humana al calentamiento es similar al calentamiento observado durante el mencionado período. {10.3}
- Es *probable* que los gases de efecto invernadero hayan contribuido al calentamiento medio global en superficie en un rango de 0,5 °C a 1,3 °C durante el período de 1951 a 2010, siendo probable que las contribuciones de otros forzamientos antropógenos, incluido el efecto refrigerante de los aerosoles, se sitúen en un rango de entre –0,6 °C y 0,1 °C. Es *probable* que la contribución de los forzamientos naturales se sitúe en un rango de –0,1 °C a 0,1 °C, y asimismo es *probable* que la variabilidad interna natural se sitúe en un rango de –0,1 °C a 0,1 °C. En conjunto, la evaluación de esas contribuciones es coherente con el calentamiento observado de aproximadamente entre 0,6 °C y 0,7 °C a lo largo del mencionado período. {10.3}
- Es *probable* que en todas las regiones continentales, excepto la Antártida, los forzamientos antropógenos hayan contribuido considerablemente a los aumentos de la temperatura en superficie desde mediados del siglo XX (véase la figura RRP.6). En el caso de la Antártida, debido a la gran incertidumbre relativa a las observaciones, existe un *nivel de confianza bajo* en cuanto a que los forzamientos antropógenos hayan contribuido al calentamiento observado promediado en las estaciones disponibles. Es *probable* que se haya realizado una contribución antropógena al calentamiento muy sustancial del Ártico observado desde mediados del siglo XX. {2.4, 10.3}
- Es *muy probable* que la influencia antropógena, sobre todo de los gases de efecto invernadero y el agotamiento del ozono estratosférico, haya dado lugar a un patrón observado detectable del calentamiento troposférico y al correspondiente enfriamiento en la estratosfera inferior desde 1961. {2.4, 9.4, 10.3}
- Es *muy probable* que los forzamientos antropógenos hayan contribuido significativamente a aumentos en el contenido global de calor en la capa superior del océano (0-700 m), observado desde la década de 1970 (véase la figura RRP.6). Existen evidencias de la influencia humana en algunas cuencas oceánicas particulares. {3.2, 10.4}
- Es *probable* que las influencias antropógenas hayan afectado al ciclo global del agua desde 1960, influencias que han contribuido a los aumentos observados en el contenido de humedad en la atmósfera (*nivel de confianza medio*), a los cambios a escala global en los patrones de precipitación en la superficie terrestre (*nivel de confianza medio*), a la intensificación de precipitaciones fuertes sobre regiones continentales donde se dispone de suficientes datos (*nivel de confianza medio*), y a cambios en la salinidad del océano en su capa superficial y por debajo de ella (*muy probable*). {2.5, 2.6, 3.3, 7.6, 10.3, 10.4}



Promedios globales



Observaciones
 Modelos que utilizan solo forzamientos naturales
 Modelos que utilizan forzamientos naturales y antropógenos

Figura RRP.6 | Comparación del cambio climático observado y simulado, basada en tres indicadores a gran escala en la atmósfera, la criosfera y el océano: cambio en las temperaturas del aire en la superficie terrestre continental (gráficos amarillos), extensión del hielo marino en septiembre en el Ártico y el Antártico (gráficos blancos) y contenido calorífico en las capas superiores del océano de las principales cuencas oceánicas (gráficos azules). También se muestran los cambios en el promedio global. Las anomalías se describen en relación con el período 1880-1919, por lo que respecta a las temperaturas en superficie, con el período 1960-1980, por lo que se refiere al contenido calorífico del océano, y con el período 1979-1999, por lo que respecta al hielo marino. Todas las series temporales se componen de promedios decenales, representados en la mitad del decenio. En los gráficos de temperaturas, las observaciones se señalan con líneas discontinuas cuando la cobertura espacial de las regiones examinadas es inferior al 50%. En los gráficos relativos al contenido calorífico del océano y de hielo marino, la línea continua muestra las zonas donde la cobertura de datos es buena y de mayor calidad y la línea discontinua muestra las zonas donde la cobertura de datos solo es suficiente, en las que, por lo tanto, la incertidumbre es mayor. Los resultados de los modelos mostrados representan gamas de conjuntos para varios modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5), con bandas sombreadas que muestran unos intervalos de confianza de entre el 5% y el 95%. Para más detalles técnicos, incluidas las definiciones de las regiones, véase el material complementario del Resumen técnico. {figura 10.21; figura RT.12}

- Desde el Informe especial sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático se han seguido reforzando las evidencias de la influencia humana en las temperaturas extremas. Ahora es *muy probable* que la influencia humana haya contribuido a los cambios a escala global observados en la frecuencia e intensidad de las temperaturas extremas diarias desde mediados del siglo XX, y es *probable* que la influencia humana haya duplicado con creces la probabilidad de ocurrencia de olas de calor en algunas localidades (véase el cuadro RRP.1). {10.6}
- Es *muy probable* que la influencia antropógena haya contribuido a la pérdida de hielo en el mar Ártico desde 1979. Existe un *nivel de confianza bajo* en relación con el conocimiento científico acerca del ligero aumento observado en la extensión del hielo marino de la Antártida, debido a explicaciones científicas incompletas y contradictorias en relación con las causas de cambio; así como un *nivel de confianza bajo* en las estimaciones de la variabilidad interna natural en esa región (véase la figura RRP.6). {10.5}
- Es *probable* que la influencia antropógena haya contribuido al retroceso de los glaciares desde la década de 1960 y a una mayor pérdida de masa superficial del manto de hielo de Groenlandia desde 1993. Debido al bajo nivel de conocimiento científico, existe un *nivel de confianza bajo* en las causas atribuidas para la pérdida de masa observada del manto de hielo en la Antártida en los últimos dos decenios. {4.3, 10.5}
- Es *probable* que, desde 1970, haya habido una contribución antropógena a las reducciones observadas en el manto de nieve en primavera en el hemisferio norte. {10.5}
- Es *muy probable* que la contribución antropógena a la elevación media mundial del nivel del mar haya sido significativa desde la década de 1970, lo cual halla sustento en el *nivel de confianza alto* que se tiene en la influencia antropógena ejercida en las dos mayores contribuciones a la elevación del nivel del mar, a saber, la expansión térmica y la pérdida de masa de los glaciares. {10.4, 10.5, 13.3}
- Existe un nivel de confianza alto en cuanto a que los cambios en la irradiación solar total no han contribuido al aumento en la temperatura media global en superficie en el período 1986-2008, a tenor de lo que indican las mediciones satelitales directas de la irradiación solar total. Existe un *nivel de confianza medio* en cuanto a que el ciclo de variabilidad solar de 11 años influye en las fluctuaciones decenales del clima en algunas regiones. No se ha determinado ninguna relación sólida entre las alteraciones en los rayos cósmicos y la nubosidad. {7.4, 10.3, recuadro 10.2}

E. El cambio climático mundial y regional en el futuro

Las proyecciones de los cambios en el sistema climático se elaboran empleando una jerarquía de modelos climáticos, que van de modelos climáticos sencillos a otros integrales, pasando por modelos de complejidad intermedia, así como modelos del sistema Tierra. Esos modelos simulan cambios basados en un conjunto de escenarios de forzamientos antropógenos. Para las nuevas simulaciones de modelos climáticos, realizadas en el marco de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas, se ha utilizado un nuevo conjunto de escenarios: las trayectorias de concentración representativas (RCP). En todas las RCP, las concentraciones atmosféricas de CO₂ son más elevadas en 2100 respecto de hoy en día, como resultado de un mayor aumento de las emisiones de CO₂ acumuladas en la atmósfera durante el siglo XXI (véase el recuadro RRP.1). A menos que se indique otra cosa, las proyecciones en el presente Resumen para responsables de políticas son para finales del siglo XXI (2081-2100), en comparación con el período 1986-2005. Para situar esas proyecciones en un contexto histórico, es necesario considerar los cambios observados entre los distintos periodos. Sobre la base del conjunto de datos de la temperatura global en superficie más prolongado del que se dispone, el cambio observado entre el promedio del período 1850-1900 y el del período de referencia del Quinto Informe de Evaluación es de 0,61 [0,55 a 0,67] °C. Sin embargo, se ha producido un calentamiento superior al del promedio del período de referencia del Quinto Informe de Evaluación, con lo que esa cifra no da una estimación del calentamiento histórico hasta el momento actual (véase el capítulo 2).

Las emisiones continuas de gases de efecto invernadero causarán un mayor calentamiento y nuevos cambios en todos los componentes del sistema climático. Para contener el cambio climático, será necesario reducir de forma sustancial y sostenida las emisiones de gases de efecto invernadero. {6, 11-14}

- Las proyecciones para los próximos decenios muestran unos patrones espaciales de cambio climático similares a los proyectados para el final del siglo XXI, aunque de menor magnitud. La variabilidad interna natural continuará ejerciendo una importante influencia en el clima, especialmente a corto plazo y a escala regional. A mediados del siglo XXI, las magnitudes de los cambios proyectados variarán considerablemente según el escenario de emisiones elegido (véase el recuadro RRP.1). {11.3, recuadro 11.1, anexo I}

- El cambio climático proyectado sobre la base de las trayectorias de concentración representativas (RCP) es similar al proyectado en el Cuarto Informe de Evaluación, tanto por lo que respecta a los patrones como a la magnitud, una vez consideradas las diferencias de los escenarios. El margen de variación de las proyecciones para las RCP altas es más reducido que para los escenarios comparables utilizados en el Cuarto Informe de Evaluación, porque, a diferencia de los escenarios de emisión del Informe especial sobre escenarios de emisiones (IE-EE) utilizados en el Cuarto Informe de Evaluación, las RCP utilizadas en el Quinto Informe de Evaluación se definen como trayectorias de concentración y, por tanto, las incertidumbres asociadas al ciclo del carbono que afectan a las concentraciones de CO₂ en la atmósfera no se consideran en las simulaciones determinadas por la concentración de la CMIP5. Las proyecciones de la elevación del nivel del mar son más completas que en el Cuarto Informe de Evaluación, principalmente debido a la mejora de los modelos en relación con las contribuciones del hielo continental {11.3, 12.3, 12.4, 13.4, 13.5}

E.1 La atmósfera: temperaturas

Es probable que, para fines del siglo XXI, la temperatura global en superficie sea superior en 1,5 °C a la del período entre 1850 y 1900 para todos los escenarios considerados de trayectorias de concentración representativas (RCP), excepto para el escenario RCP2,6. Es probable que esa temperatura sea superior en 2 °C para los escenarios RCP6,0 y RCP8,5, y más probable que improbable que sea superior en 2 °C para el escenario RCP4,5. El calentamiento continuará después de 2100 en todos los escenarios RCP, excepto para el RCP2,6. El calentamiento continuará mostrando una variabilidad entre interanual y decenal, y no será uniforme entre las regiones (véanse las figuras RRP.7 y RRP.8). {11.3, 12.3, 12.4, 14.8}

- Es probable que el cambio en la temperatura media global en superficie para el período 2016-2035, en relación con el período 1986-2005, esté en el rango de 0,3° C a 0,7° C (*nivel de confianza medio*). Esa evaluación se basa en varias líneas de evidencia y en el supuesto de que no se producirán erupciones volcánicas importantes ni alteraciones persistentes en la irradiación solar total. En relación con la variabilidad interna natural, se prevé que los aumentos a corto plazo en las temperaturas medias estacionales y anuales serán mayores en los trópicos y subtropicos que en las latitudes medias (*nivel de confianza alto*). {11.3}
- Las proyecciones apuntan a que es probable que el aumento de la temperatura media global en superficie para 2081-2100, en relación con 1986-2005, se sitúe en los rangos derivados de las simulaciones determinadas por la concentración de la CMIP5, esto es, de 0,3 °C a 1,7 °C (RCP2,6), de 1,1 °C a 2,6 °C (RCP4,5), de 1,4 °C a 3,1 °C (RCP6,0), y de 2,6 °C a 4,8 °C (RCP8,5). La región del Ártico se calentará más rápidamente que la media global y el calentamiento medio en las zonas continentales afectará a una mayor extensión que sobre los océanos (*nivel de confianza muy alto*) (véanse las figuras RRP.7 y RRP.8, y el cuadro RRP.2). {12.4, 14.8}
- En relación con el promedio de 1850 a 1900, las proyecciones apuntan a que es probable que, para el final del siglo XXI, la temperatura global en superficie sea superior en 1,5 °C para los escenarios RCP4,5, RCP6,0 y RCP8,5 (*nivel de confianza alto*). Es probable que dicha temperatura sea superior en 2 °C para los escenarios RCP6,0 y RCP8,5 (*nivel de confianza alto*), y más probable que improbable que sea superior en 2 °C para el escenario RCP4,5 (*nivel de confianza alto*), pero es improbable que sea superior en 2 °C para el escenario RCP2,6 (*nivel de confianza medio*). Es improbable que dicha temperatura sea superior en 4 °C para los escenarios RCP2,6, RCP4,5 y RCP6,0 (*nivel de confianza alto*), y es tan probable como improbable que sea superior en 4 °C para el escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*). {12.4}
- Es prácticamente seguro que se produzcan temperaturas extremas calientes más frecuentes y frías menos frecuentes en la mayoría de las zonas continentales, en escalas temporales diarias y estacionales, conforme vaya aumentando la temperatura media global. Es muy probable que haya olas de calor con mayor frecuencia y más duraderas. Continuarán produciéndose temperaturas frías extremas en invierno de forma ocasional (véase el cuadro RRP.1). {12.4}

E.2 La atmósfera: el ciclo del agua

Los cambios que se producirán en el ciclo global del agua, en respuesta al calentamiento durante el siglo XXI, no serán uniformes. Se acentuará el contraste en las precipitaciones entre las regiones húmedas y secas y entre las estaciones húmedas y secas, si bien podrá haber excepciones regionales (véase la figura RRP.8). {12.4, 14.3}

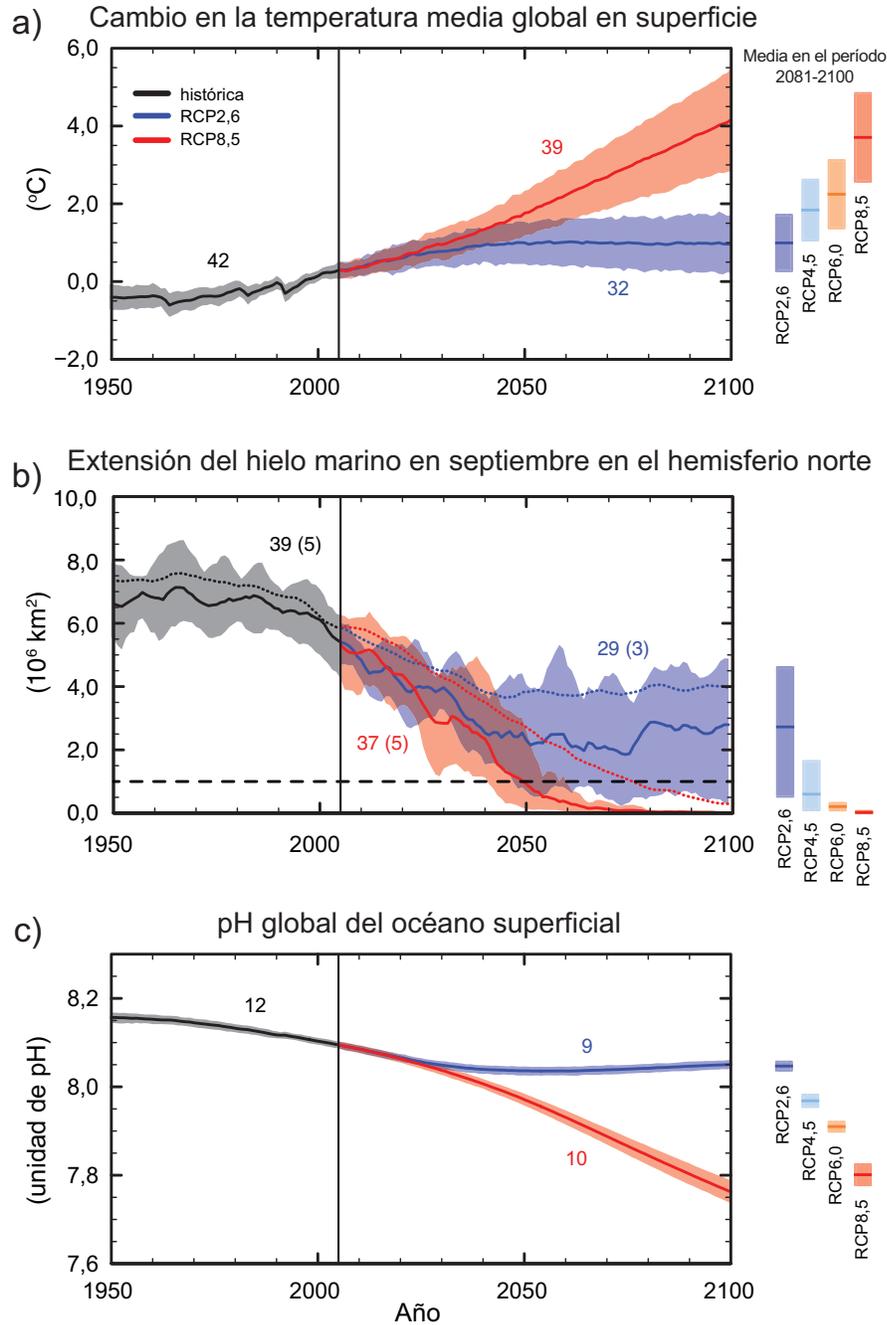


Figura RRP.7 | Series temporales simuladas, basadas en modelos múltiples de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5), entre 1950 y 2100, de: a) el cambio anual en la temperatura media global en superficie respecto de 1986-2005; b) la extensión del hielo marino en septiembre en el hemisferio norte (media móvil quinquenal), y c) el pH medio global del océano superficial. Las series temporales de las proyecciones y la medición de la incertidumbre (sombreado) se muestran en relación con los escenarios RCP2,6 (azul) y RCP8,5 (rojo). El color negro (sombreado gris) representa la evolución histórica en los modelos, utilizando forzamientos históricos reconstruidos. Las incertidumbres medias y asociadas, promediadas entre 2081 y 2100, figuran en todos los escenarios de RCP indicadas con barras verticales de colores. Se indica asimismo el número de modelos de la CMIP5, utilizados para calcular la media de los modelos múltiples. En el caso de la extensión del hielo marino (gráfico b)), se indican (número de modelos entre paréntesis) la media y la incertidumbre de las proyecciones (rango de mínimo a máximo) del subconjunto de modelos que reproducen con mayor fidelidad el estado climatológico medio y la tendencia registrada entre 1979 y 2012 del hielo marino del Ártico. Para completar la información, se indica también la media de los modelos múltiples de la CMIP5 con líneas de puntos. La línea discontinua representa condiciones en las que el océano está casi libre de hielo (esto es, cuando la extensión del hielo marino es inferior a 10^6 km^2 durante al menos cinco años consecutivos). Para más detalles técnicos, véase el material complementario del Resumen técnico. [figuras 6.28, 12.5 y 12.28-12.31; figuras RT.15, RT.17 y RT.20]

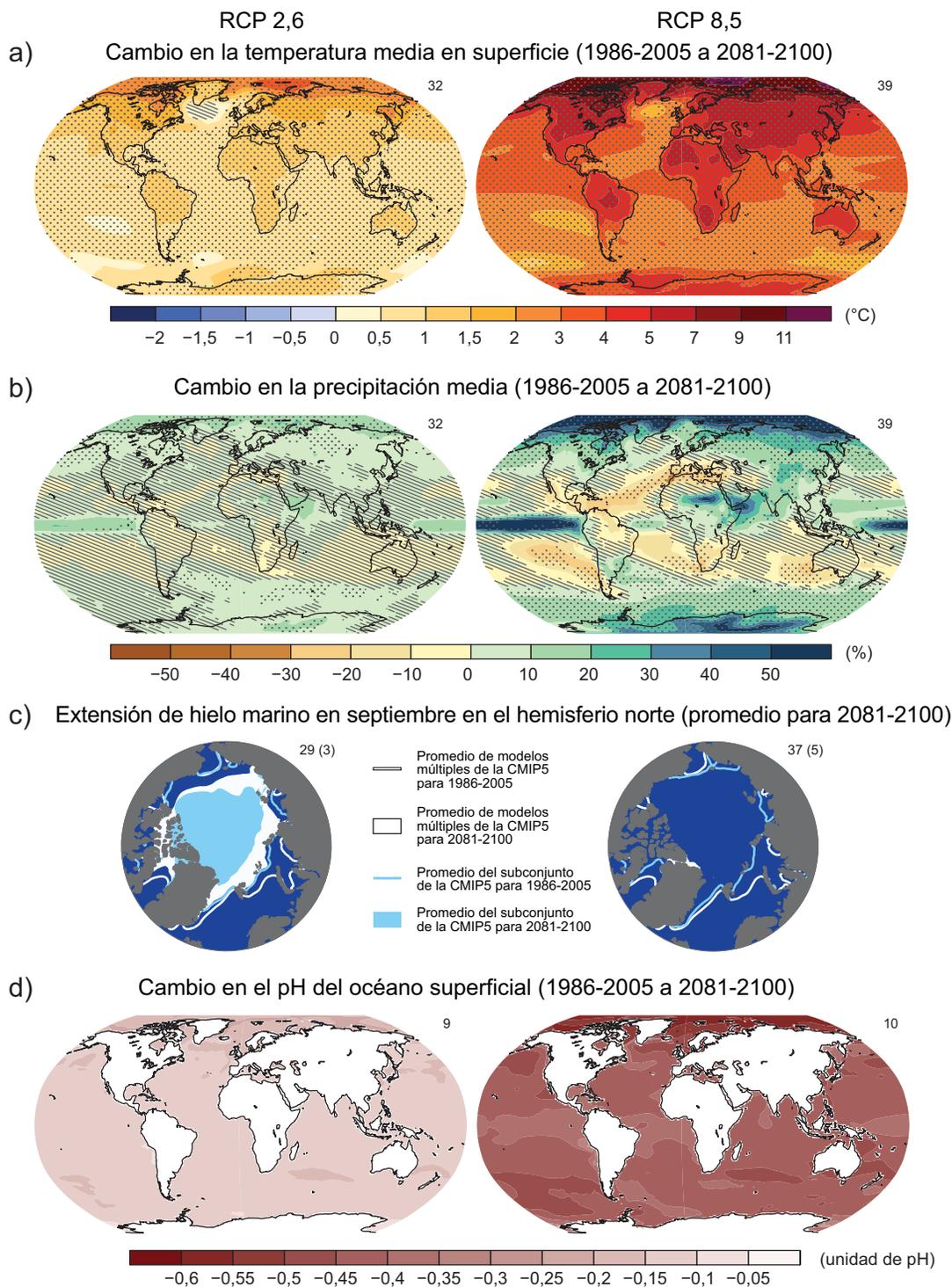


Figura RRP.8 | Mapas de resultados medios de modelos múltiples de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) de los escenarios RCP2,6 y RCP8,5, correspondientes al período 2081-2100, relativos a: a) el cambio anual en la temperatura media en superficie; b) el cambio de la media porcentual de la precipitación media anual; c) la extensión de hielo marino en septiembre en el hemisferio norte, y d) el cambio en el pH del océano superficial. Los cambios en los mapas a), b) y d) se muestran en relación con el período 1986-2005. El número de modelos de la CMIP5, utilizados para calcular la media de los modelos múltiples, se muestra en la esquina superior derecha de cada mapa. En los mapas a) y b), las tramas sombreadas indican las regiones donde la media de los modelos múltiples es pequeña en comparación con la variabilidad interna natural (esto es, inferior a una desviación típica de la variabilidad interna natural en medias de 20 años). Las tramas punteadas indican las regiones donde la media de los modelos múltiples es grande en comparación con la variabilidad interna natural (esto es, superior a dos desviaciones típicas de la variabilidad interna natural en medias de 20 años) y donde, por lo menos, el 90% de los modelos concuerdan con el signo del cambio (véase el recuadro 12.1). En la imagen c), las líneas son las medias de los modelos para 1986-2005; las áreas rellenas corresponden al final del siglo. Se indica en blanco la media de los modelos múltiples de la CMIP5, y en celeste la proyección de la extensión media del hielo marino de un subconjunto de modelos (número de modelos indicado entre paréntesis), que reproduce con mayor aproximación el estado medio climatológico y la tendencia registrada entre 1979 y 2012 de la extensión de hielo marino del Ártico. Para más detalles técnicos, véase el material complementario del Resumen técnico. [figuras 6.28, 12.11, 12.22 y 12.29; figuras RT.15, RT.16, RT.17 y RT.20]

- Los cambios proyectados en el ciclo del agua para los próximos decenios muestran patrones a gran escala similares a los proyectados para el final de siglo, aunque de menor magnitud. Los cambios a corto plazo y a escala regional estarán sumamente influidos por la variabilidad interna natural y podrán resultar afectados por las emisiones antropógenas. {11.3}
- Es *probable* que para el final de este siglo, en las latitudes altas y en el océano Pacífico ecuatorial se experimente un aumento en la precipitación media anual en el marco del escenario RCP8,5. Es *probable* que, en el marco del escenario RCP8,5, para el final de este siglo la precipitación media disminuya en muchas regiones secas de latitud media y subtropicales, mientras que es *probable* que en muchas regiones húmedas de latitud media la precipitación media aumente (véase la figura RRP.8). {7.6, 12.4, 14.3}
- Es *muy probable* que para el final de este siglo sean más intensos y frecuentes los fenómenos de precipitación extrema en la mayoría de las masas térricas de latitud media y en las regiones tropicales húmedas, conforme vaya aumentando la temperatura media global en superficie (véase el cuadro RRP.1). {7.6, 12.4}
- A nivel mundial, es *probable* que la extensión abarcada por los sistemas monzónicos aumente a lo largo del siglo XXI. Es *probable* que los vientos monzónicos se debiliten y que la precipitación monzónica se intensifique debido al incremento de humedad en la atmósfera. Es *probable* que las fechas de comienzo de los monzones se adelanten o no cambien mucho. Asimismo es *probable* que las fechas de retirada de los monzones se retrasen, lo que conllevaría una prolongación de la estación monzónica en muchas regiones. {14.2}
- Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) seguirá siendo el modo dominante de variabilidad interanual en el Pacífico tropical, con efectos que se sentirán a nivel mundial en el siglo XXI. En razón del aumento de humedad existente, es *probable* que a escalas regionales se intensifique la variabilidad en la precipitación conexas al fenómeno ENOS. Las variaciones naturales de la amplitud y el patrón espacial de ese fenómeno son grandes y, por lo tanto, persiste un *nivel de confianza bajo* en cualquier cambio proyectado concreto para el siglo XXI, en relación con el fenómeno ENOS y con los fenómenos regionales conexos. {5.4, 14.4}

Cuadro RRP.2 | Proyección del cambio en la temperatura media global del aire en la superficie y de la elevación media mundial del nivel del mar para mediados y finales del siglo XXI, en relación con el período de referencia 1986-2005. {12.4; cuadro 12.2, cuadro 13.5}

	Escenario	2046–2065		2081–2100	
		Media	Rango <i>probable</i> ^c	Media	Rango <i>probable</i> ^d
Cambio en la temperatura media global del aire en superficie (en °C)^a	RCP2,6	1,0	0,4 a 1,6	1,0	0,3 a 1,7
	RCP4,5	1,4	0,9 a 2,0	1,8	1,1 a 2,6
	RCP6,0	1,3	0,8 a 1,8	2,2	1,4 a 3,1
	RCP8,5	2,0	1,4 a 2,6	3,7	2,6 a 4,8
	Escenario	Media	Rango <i>probable</i> ^c	Media	Rango <i>probable</i> ^d
Elevación media mundial del nivel del mar (en metros)^b	RCP2,6	0,24	0,17 a 0,32	0,40	0,26 a 0,55
	RCP4,5	0,26	0,19 a 0,33	0,47	0,32 a 0,63
	RCP6,0	0,25	0,18 a 0,32	0,48	0,33 a 0,63
	RCP8,5	0,30	0,22 a 0,38	0,63	0,45 a 0,82

Notas:

^a Con base en el conjunto de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5); las anomalías se calculan con respecto al período 1986-2005. Mediante el empleo de HadCRUT4 y su estimación de la incertidumbre (intervalo de confianza de entre el 5% y el 95%), el calentamiento observado para el período de referencia 1986-2005 corresponde a 0,61 [0,55 a 0,67] °C, desde 1850-1900, y a 0,11 [0,09 a 0,13] °C, desde 1980-1999, período de referencia para las proyecciones utilizadas en el Cuarto Informe de Evaluación. Los rangos *probables* no se han evaluado aquí con respecto a anteriores períodos de referencia, ya que generalmente en la bibliografía no se dispone de métodos para combinar las incertidumbres relativas a los modelos y a las observaciones. La adición de los cambios de las proyecciones y de las observaciones no explica los posibles efectos de las desviaciones de los modelos en comparación con las observaciones, ni tampoco la variabilidad interna natural durante el período de referencia de las observaciones. {2.4; 11.2; cuadros 12.2 y 12.3}

^b Basado en 21 modelos de la CMIP5; las anomalías se calculan con respecto al período 1986-2005. En los casos en que no se dispone de los resultados de la CMIP5 para un determinado modelo de circulación general atmósfera-océano (MCGAO) y un escenario, los resultados se han estimado según se explica en el cuadro 13.5 del capítulo 13. Las contribuciones derivadas de un cambio dinámico rápido del manto de hielo y del almacenamiento antropógeno de agua terrestre se tratan como si se comportaran conforme a una distribución de probabilidades uniforme y, en gran medida, con independencia del escenario. Ese trato no implica que las contribuciones correspondientes no dependan de los distintos escenarios; indica más bien que con el estado actual de conocimientos no es posible realizar una evaluación cuantitativa de dicha dependencia. Sobre la base del conocimiento actual, solo en caso de que ocurriera un colapso de sectores marinos del manto de hielo de la Antártida, podría aumentar considerablemente el nivel medio global del mar por encima del rango *probable* durante el siglo XXI. Hay un *nivel de confianza medio* en cuanto a que esa aportación adicional no representaría una elevación del nivel del mar superior a algunos decímetros durante el siglo XXI.

^c Calculado a partir de proyecciones como rangos de los modelos de 5%-95%. Posteriormente, se realiza la evaluación y se obtiene el rango *probable* tras tener en cuenta otras incertidumbres o distintos niveles de confianza de los modelos. Para las proyecciones del cambio de la temperatura media global en superficie en 2046-2065, el *nivel de confianza es medio*, porque la importancia relativa de la variabilidad interna natural y la incertidumbre en el forzamiento debido a gases que no tienen efecto invernadero y la respuesta son mayores que para el período 2081-2100. Los rangos *probables* para 2046-2065 no tienen en cuenta la posible influencia de factores que conducen al rango resultante de la evaluación para el cambio de la temperatura media global en superficie a corto plazo (2016-2035), que es menor que el rango de los modelos de 5%-95%, porque la influencia de esos factores en las proyecciones a un plazo mayor no se han cuantificado en razón de conocimientos científicos insuficientes. {11.3}

^d Calculado a partir de las proyecciones como rangos de los modelos de 5%-95%. Posteriormente, se realiza la evaluación y se obtiene el rango *probable* tras tener en cuenta otras incertidumbres o distintos niveles de confianza de los modelos. Para las proyecciones de la elevación media mundial del nivel del mar, el *nivel de confianza es medio* para ambos horizontes temporales.

E.3 La atmósfera: la calidad del aire

- El rango de proyecciones de la calidad del aire (ozono y partículas PM_{2.5}¹⁷ en el aire cerca de la superficie) viene determinado principalmente por las emisiones (incluido el CH₄) y no por el cambio climático físico (*nivel de confianza medio*). Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que a nivel mundial el calentamiento hará disminuir el ozono general en superficie. Unos niveles elevados de CH₄ (como en el escenario RCP8,5) pueden compensar ese declive, haciendo que el ozono general en superficie aumente en promedio para el año 2100 en aproximadamente 8 ppmm (un 25% de los niveles actuales) frente a los escenarios que se dan pequeñas variaciones de CH₄ (como en los escenarios RCP4,5 y RCP6,0) (*nivel de confianza alto*). {11.3}
- Los datos de las observaciones y los modelos indican que, a igualdad de las demás condiciones, las mayores temperaturas locales en superficie de las regiones contaminadas desencadenarán retroalimentaciones regionales químicas y emisiones locales que redundarán en un aumento de los niveles pico del ozono y de las partículas PM_{2.5} (*nivel de confianza medio*). En lo concerniente a las partículas PM_{2.5}, el cambio climático puede alterar las fuentes de los aerosoles naturales y su remoción por precipitación, pero no se asigna ningún nivel de confianza al impacto general del cambio climático en las distribuciones de partículas PM_{2.5}. {11.3}

E.4 Los océanos

Los océanos mundiales seguirán calentándose durante el siglo XXI. El calor penetrará desde la superficie hasta las capas profundas de los océanos y afectará a la circulación oceánica. {11.3, 12.4}

- Las proyecciones indican que el calentamiento oceánico más acusado se producirá en la superficie en las regiones tropicales y en las subtropicales del hemisferio norte. El calentamiento más pronunciado a mayor profundidad se producirá en el océano Austral (*nivel de confianza alto*). Las mejores estimaciones indican que, al final del siglo XXI, el calentamiento del océano en los primeros 100 m de profundidad será de aproximadamente entre 0,6 °C (RCP2,6) y 2,0 °C (RCP8,5), y a unos 1 000 m de profundidad, entre 0,3 °C (RCP2,6) y 0,6 °C (RCP8,5). {12.4, 14.3}
- Es *muy probable* que la circulación meridional de retorno del Atlántico se debilite durante el siglo XXI. Las mejores estimaciones y rangos¹⁸ para la reducción son del 11% (1% a 24%) en el escenario RCP2,6 y del 34% (12% a 54%) en el RCP8,5. Es *probable* que cerca del año 2050 se produzca un cierto debilitamiento de la circulación, pero puede que haya algunos decenios en los que la circulación se intensifique debido a la larga variabilidad interna natural. {11.3, 12.4}
- Es *muy improbable* que la circulación meridional de retorno del Atlántico sufra una transición abrupta o caída en el siglo XXI para los escenarios considerados. Existe un *nivel de confianza bajo* en la evaluación de la evolución de esa circulación más allá del siglo XXI, debido al reducido número de análisis realizados y a los resultados equívocos obtenidos. No obstante, no se puede excluir que disminuya la circulación después del siglo XXI en caso de un calentamiento muy sostenido. {12.5}

E.5 La criosfera

Es muy probable que la cubierta de hielo del Ártico siga menguando y haciéndose más delgada, y que el manto de nieve en primavera en el hemisferio norte disminuya a lo largo del siglo XXI a medida que vaya aumentando la temperatura media global en superficie. El volumen global de los glaciares continuará reduciéndose. {12.4, 13.4}

- Las proyecciones del promedio de varios modelos apuntan a que para fines del siglo XXI habrá disminuido la extensión del hielo marino del Ártico durante todo el año. El rango de disminuciones varía desde el 43%, en el caso del escenario RCP2,6, hasta el 94%, en el caso del RCP8,5 en septiembre, y desde el 8%, en el caso del RCP2,6 hasta el 34%, en el caso del RCP8,5 en febrero (*nivel de confianza medio*) (véanse las figuras RRP.7 y RRP.8). {12.4}

¹⁷ PM_{2.5} se refiere a partículas con un diámetro menor de 2,5 micrómetros, una medida de la concentración de aerosoles atmosféricos.

¹⁸ Los rangos en este párrafo indican el margen de variación de los modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5).

- Sobre la base de una evaluación del subconjunto de los modelos que reproducen con mayor rigor el estado climatológico medio y de la tendencia de la extensión del hielo marino del Ártico, registrada entre 1979 y 2012, es *probable* que antes de mediados de siglo, el océano Ártico esté casi libre de hielo¹⁹ en el mes de septiembre, por lo que respecta al escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*) (véanse las figuras RRP.7 y RRP.8). Para los demás escenarios, no se puede hacer con confianza una proyección de cuándo en el siglo XXI podría estar el Ártico casi libre de hielo en el mes de septiembre. {11.3, 12.4, 12.5}
- En el Antártico, las proyecciones señalan, con un *nivel de confianza bajo*, que para fines del siglo XXI se producirá una disminución de la extensión y del volumen del hielo marino, a medida que aumente la temperatura media global en superficie. {12.4}
- Las proyecciones apuntan a que, para el final del siglo XXI, el volumen global de los glaciares, excluidos los glaciares de la periferia de la Antártida, habrá disminuido entre el 15% y el 55%, en el caso del escenario RCP2,6; y entre el 35% y el 85%, en el caso del escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*). {13.4, 13.5}
- Las proyecciones del promedio de los modelos apuntan a que, para el final del siglo XXI, la extensión del manto de nieve en primavera en el hemisferio norte habrá disminuido en un 7%, en el caso del escenario RCP2,6, y en un 25%, en el caso del escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*). {12.4}
- Es *prácticamente seguro* que en latitudes muy septentrionales disminuya la extensión del permafrost cerca de la superficie, conforme aumente la temperatura media global en superficie. Las proyecciones del promedio de los modelos indican que, para el final del siglo XXI, la superficie del permafrost cerca de la superficie (por encima de 3,5 m) habrá disminuido entre el 37% (RCP2,6) y el 81% (RCP8,5) (*nivel de confianza medio*). {12.4}

E.6 El nivel del mar

El nivel medio global del mar seguirá aumentando durante el siglo XXI (véase la figura RRP.9). En todos los escenarios de trayectorias de concentración representativas (RCP), es muy probable que el ritmo de elevación del nivel del mar sea mayor que el observado durante el período 1971-2010, debido al mayor calentamiento de los océanos y a la mayor pérdida de masa de los glaciares y los mantos de hielo. {13.3-13.5}

- Desde el Cuarto Informe de Evaluación, ha aumentado el nivel de confianza en las proyecciones de la elevación media mundial del nivel del mar, debido al mayor conocimiento físico de los componentes del nivel del mar, la mayor correspondencia de los modelos basados en procesos con las observaciones y la incorporación de los cambios dinámicos de los mantos de hielo. {13.3-13.5}
- Es *probable* que la elevación media mundial del nivel del mar para el período 2081-2100, en relación con el período 1986-2005, se sitúe en un rango de 0,26 a 0,55 m para el escenario RCP2,6; de 0,32 a 0,63 m, en el caso del escenario RCP4,5; de 0,33 a 0,63 m, en el caso del escenario RCP6,0; y de 0,45 a 0,82 m, en el caso del escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*). Respecto del escenario RCP8,5, la elevación para el año 2100 será de 0,52 a 0,98 m, con una tasa de elevación durante el período 2081-2100 de entre 8 y 16 mm anuales (*nivel de confianza medio*). Estos rangos se han calculado a partir de las proyecciones climáticas de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5), en combinación con modelos basados en procesos y la evaluación de la bibliografía sobre las aportaciones de los glaciares y los mantos de hielo (véanse la figura RRP.9 y el cuadro RRP.2). {13.5}
- En las proyecciones de los escenarios RCP para el siglo XXI, la expansión térmica representa entre el 30% y el 55% de la elevación media mundial del nivel del mar; y la aportación de los glaciares, entre el 15% y el 35%. El incremento del derretimiento en superficie del manto de hielo de Groenlandia será mayor que la precipitación en forma de nieve, lo que se traducirá en una aportación positiva para el futuro nivel del mar procedente de los cambios sobrevenidos en el balance de masa en superficie de esta región (*nivel de confianza alto*). Mientras que el derretimiento en superficie seguirá produciéndose en pequeña magnitud, se prevé que la precipitación en forma de nieve sobre el manto de hielo de la Antártida (*nivel de confianza medio*) aumente, con lo que será negativa la aportación al futuro nivel del mar procedente de los cambios sobrevenidos en el balance de masa en superficie de esta región. Es *probable* que los cambios en el aflujo de los dos mantos de hielo combinados representen una contribución al aumento de nivel de entre 0,03 y 0,20 m durante el período 2081-2100 (*nivel de confianza medio*). {13.3-13.5}
- Sobre la base del conocimiento actual, solo en caso de que se iniciara un colapso de sectores marinos del manto de hielo de la Antártida podría aumentar considerablemente el nivel medio global del mar por encima del rango *probable* durante el siglo XXI. No obstante, hay un *nivel de confianza medio* en cuanto a que, durante el siglo XXI, esa aportación adicional no representaría una elevación del nivel del mar superior a algunos decímetros. {13.4, 13.5}

¹⁹ Se entiende que existen condiciones en las que el océano Ártico está casi libre de hielo cuando la extensión del hielo marino es inferior a 10⁶ km² durante un mínimo de cinco años consecutivos.

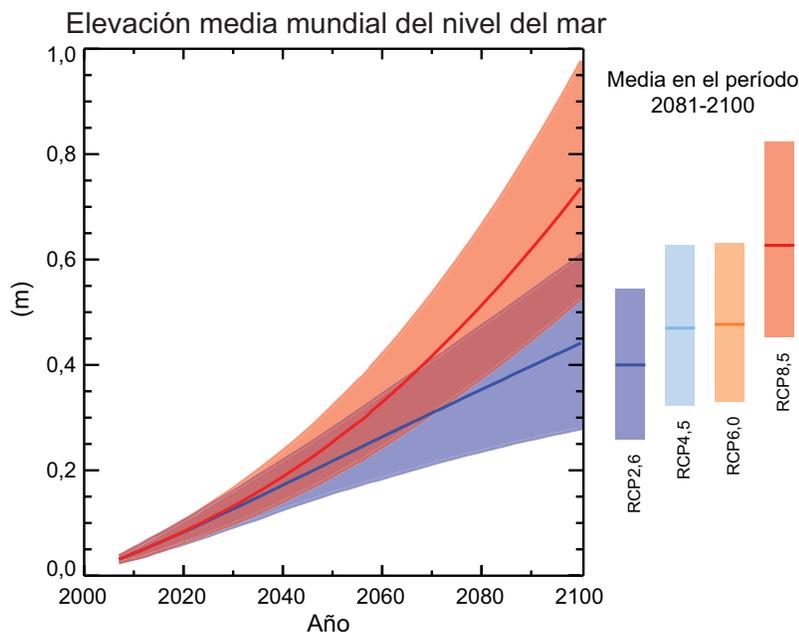


Figura RRP.9 | Proyecciones de la elevación media mundial del nivel del mar durante el siglo XXI, en relación con el período 1986-2005, a partir de una combinación del conjunto de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) y de los modelos basados en procesos para los escenarios RCP2,6 y RCP8,5. El rango *probable* resultante de la evaluación se indica con una banda sombreada. Los rangos *probables* resultantes de la evaluación para la media, durante el período 2081-2100 para todos los escenarios de RCP, se muestran con barras verticales de colores, y el valor de la mediana correspondiente se indica con una línea horizontal. Para más detalles técnicos, véase el material complementario del Resumen técnico. {cuadro 13.5, figuras 13.10 y 13.11; figuras RT.21 y RT.22}

- Se ha estudiado la base de proyecciones de mayores elevaciones medias mundiales del nivel del mar en el siglo XXI y se ha concluido que actualmente no se dispone de suficientes datos para evaluar la probabilidad de niveles específicos por encima del rango *probable* resultante de la evaluación. Las proyecciones de muchos modelos semiempíricos señalan elevaciones medias mundiales del nivel del mar superiores a las de los modelos basados en procesos (llegan a doblarlas); sin embargo, en la comunidad científica no existe consenso sobre su fiabilidad y, por lo tanto, en esas proyecciones el *nivel de confianza es bajo*. {13.5}
- La elevación del nivel del mar no será uniforme. Es *muy probable* que para fines del siglo XXI el nivel del mar aumente en aproximadamente más del 95% de las zonas ocupadas por los océanos. Las proyecciones señalan que alrededor del 70% de las costas de todo el mundo experimentarán un cambio de nivel del mar de hasta un 20% del cambio del nivel del mar medio mundial. {13.1, 13.6}

E.7 El ciclo del carbono y otros ciclos biogeoquímicos

El cambio climático afectará a los procesos del ciclo del carbono de un modo que agudizará el aumento de CO₂ en la atmósfera (*nivel de confianza alto*). Las nuevas incorporaciones de carbono en los océanos provocarán una mayor acidificación de estos. {6.4}

- Según los cuatro escenarios de trayectorias de concentración representativas (RCP), la incorporación de CO₂ antropógeno en los océanos continuará hasta 2100, conforme a la pauta de mayor incorporación a mayor trayectoria de concentración (*nivel de confianza muy alto*). El grado de certeza, respecto de la evolución que seguirá en el futuro la incorporación de carbono en la tierra, es menor. La mayoría de las proyecciones de los modelos señalan una incorporación continua de carbono en la tierra en todos los escenarios RCP, pero hay modelos que simulan una pérdida de carbono en la tierra debida al efecto combinado del cambio climático y el cambio de uso del suelo. {6.4}
- Sobre la base de los modelos del sistema Tierra, hay un *nivel de confianza alto* en cuanto a que la retroalimentación entre el clima y el ciclo del carbono será positiva en el siglo XXI; es decir, el cambio climático compensará parcialmente los aumentos en los sumideros de carbono terrestres y oceánicos que se produzcan, aumentando el CO₂ en la atmósfera, con lo que quedará retenido en ella una mayor proporción del CO₂ antropógeno emitido. Las observaciones y los modelos paleoclimáticos sustentan la retroalimentación positiva entre el clima y el ciclo del carbono en escalas temporales de siglos a milenios. {6.2, 6.4}

Cuadro RRP.3 | Emisiones de CO₂ acumuladas para el período 2012-2100, compatibles con las concentraciones atmosféricas en las RCP simuladas por los modelos del sistema Tierra de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5). {6.4, cuadro 6.12, figura RT.19}

Escenario	Emisiones de CO ₂ acumuladas para 2012-2100 ^a			
	GtC		GtCO ₂	
	Media	Rango	Media	Rango
RCP2,6	270	140 a 410	990	510 a 1 505
RCP4,5	780	595 a 1 005	2 860	2 180 a 3 690
RCP6,0	1 060	840 a 1 250	3 885	3 080 a 4 585
RCP8,5	1 685	1 415 a 1 910	6 180	5 185 a 7 005

Notas:

^a 1 gigatonelada de carbono = 1 GtC = 10¹⁵ gramos de carbono, equivalente a 3,667 GtCO₂.

- Las proyecciones de los modelos del sistema Tierra apuntan a una mayor acidificación global de los océanos para todos los escenarios de RCP. La correspondiente disminución del pH en el océano superficial para el final del siglo XXI estará en el rango¹⁸ de 0,06 a 0,07, en el caso del escenario RCP2,6; de 0,14 a 0,15, en el caso del RCP4,5; de 0,20 a 0,21, en el caso del RCP6,0, y de 0,30 a 0,32, en el caso del RCP8,5 (véanse las figuras RRP.7 y RRP.8). {6.4}
- Las emisiones de CO₂ acumuladas²⁰ para el período 2012-2100, compatibles con las concentraciones de CO₂ atmosférico, según 15 modelos del sistema Tierra, se sitúan en el rango¹⁸ de 140 a 410 GtC, en el caso del escenario RCP2,6; de 595 a 1 005 GtC, en el caso del RCP4,5; de 840 a 1 250 GtC, en el caso del RCP6,0, y de 1 415 a 1 910 GtC, en el caso del RCP8,5 (véase el cuadro RRP.3). {6.4}
- Para 2050, las emisiones anuales de CO₂, derivadas de los modelos del sistema Tierra que contemplan el escenario RCP2,6, son menores que las emisiones de 1990 (entre el 14% y el 96%). En aproximadamente la mitad de los modelos, se deduce que para fines del siglo XXI, las emisiones tendrán valores ligeramente positivos, mientras que en la otra mitad de modelos se deduce que se producirá una remoción neta de CO₂ de la atmósfera. {6.4, figura RT.19}
- De acuerdo con las evaluaciones, durante el siglo XXI la liberación de CO₂ y CH₄ a la atmósfera, procedente de las reservas de carbono del permafrost que se va deshelando, se situará en el rango de 50 a 250 GtC, en el caso del escenario RCP8,5 (*nivel de confianza bajo*). {6.4}

E.8 Estabilización del clima, inexorabilidad e irreversibilidad del cambio climático

Las emisiones de CO₂ acumuladas determinarán en gran medida el calentamiento medio global en superficie a finales del siglo XXI y posteriormente (véase la figura RRP.10). La mayoría de los aspectos del cambio climático perdurarán durante muchos siglos, incluso aunque pararan las emisiones de CO₂, lo que supone una notable inexorabilidad del cambio climático durante varios siglos, debido a las emisiones de CO₂ pasadas, presentes y futuras. {12.5}

- El total de emisiones de CO₂ acumuladas y la respuesta de la temperatura media global en superficie se relacionan de forma aproximadamente lineal (véase la figura RRP.10). Cualquier nivel dado de calentamiento está asociado a un rango de emisiones de CO₂ acumuladas²¹ y, por lo tanto, a modo de ejemplo, mayores emisiones en decenios pasados implican menores emisiones posteriormente. {12.5}
- Para limitar el calentamiento causado únicamente por las emisiones antropógenas de CO₂ con una probabilidad >33%, >50% y >66% hasta menos de 2° C, a partir del período 1861-1880²², será necesario que desde ese período las emisiones de CO₂ acumuladas de origen antropógeno permanezcan entre 0 y alrededor de 1 570 GtC (equivalente a 5 760 GtCO₂), entre 0 y alrededor de 1 210 GtC (4 440 GtCO₂) y entre 0 y alrededor de 1 000 GtC (3 670 GtCO₂), respectivamente²³. Dichas cantidades superiores se reducen a alrededor de 900 GtC (3 300 GtCO₂), 820 GtC (3 010 GtCO₂) y 790 GtC (2 900 GtCO₂), respectivamente, cuando se consideran otros forzamientos distintos del CO₂ como en el escenario RCP2,6. En 2011, ya se había emitido una cantidad de 515 [445 a 585] GtC (1 890 [1 630 a 2 150] GtCO₂). {12.5}

²⁰ Procedentes de los sectores de los combustibles fósiles, cementero, industrial y de los desechos.

²¹ Para calcular este intervalo de emisiones de CO₂ es preciso considerar impulsores distintos del CO₂.

²² Primer período de 20 años disponible de los modelos.

²³ Esto se basa en la evaluación de la respuesta climática transitoria a las emisiones de carbono acumuladas (Respuesta climática transitoria, véase la sección D.2).

- Para establecer un objetivo de calentamiento menor, o una probabilidad mayor de permanecer por debajo de un objetivo de calentamiento específico, será necesario que las emisiones de CO₂ acumuladas sean menores. La contabilización de los efectos de calentamiento de los aumentos de gases de efecto invernadero distintos del CO₂, las disminuciones de los aerosoles o la liberación de gases de efecto invernadero del permafrost también provocarán una disminución de las emisiones de CO₂ acumuladas para un objetivo de calentamiento específico (véase la figura RRP.10). {12.5}
- Gran parte del cambio climático antropógeno, resultante de las emisiones de CO₂, es irreversible en una escala temporal de entre varios siglos y milenios, excepto en el caso en que se produzca una abundante remoción neta de CO₂ de la atmósfera durante un período de tiempo prolongado. Durante muchos siglos, la temperatura en superficie se mantendrá aproximadamente constante a niveles elevados después de que cesen completamente las emisiones de CO₂ antropógenas netas. Habida cuenta de las dilatadas escalas temporales a las que ocurre la transferencia de calor desde la superficie a las profundidades de los océanos, el calentamiento oceánico continuará durante siglos. Según el escenario considerado, aproximadamente entre el 15% y el 40% del CO₂ emitido permanecerá en la atmósfera por un lapso mayor de 1 000 años. {recuadro 6.1, 12.4, 12.5}
- Es *prácticamente seguro* que después del año 2100 la elevación media mundial del nivel del mar seguirá existiendo, y durante muchos siglos seguirá aumentando el nivel del mar en razón de la expansión térmica. Los escasos resultados de los modelos disponibles más allá de 2100 indican que, para 2300, la elevación media mundial del nivel del mar por encima del nivel preindustrial será inferior a 1 m, por lo que respecta al forzamiento radiativo correspondiente a las concentraciones de CO₂ que alcanzan un máximo y que se reducen hasta permanecer por debajo de 500 ppm, como en el escenario RCP2,6. Para un forzamiento radiativo correspondiente a una concentración de CO₂ por encima de 700 ppm pero por debajo de 1 500 ppm, como en el escenario RCP8,5, la elevación proyectada es de 1 m a más de 3 m (*nivel de confianza medio*). {13.5}

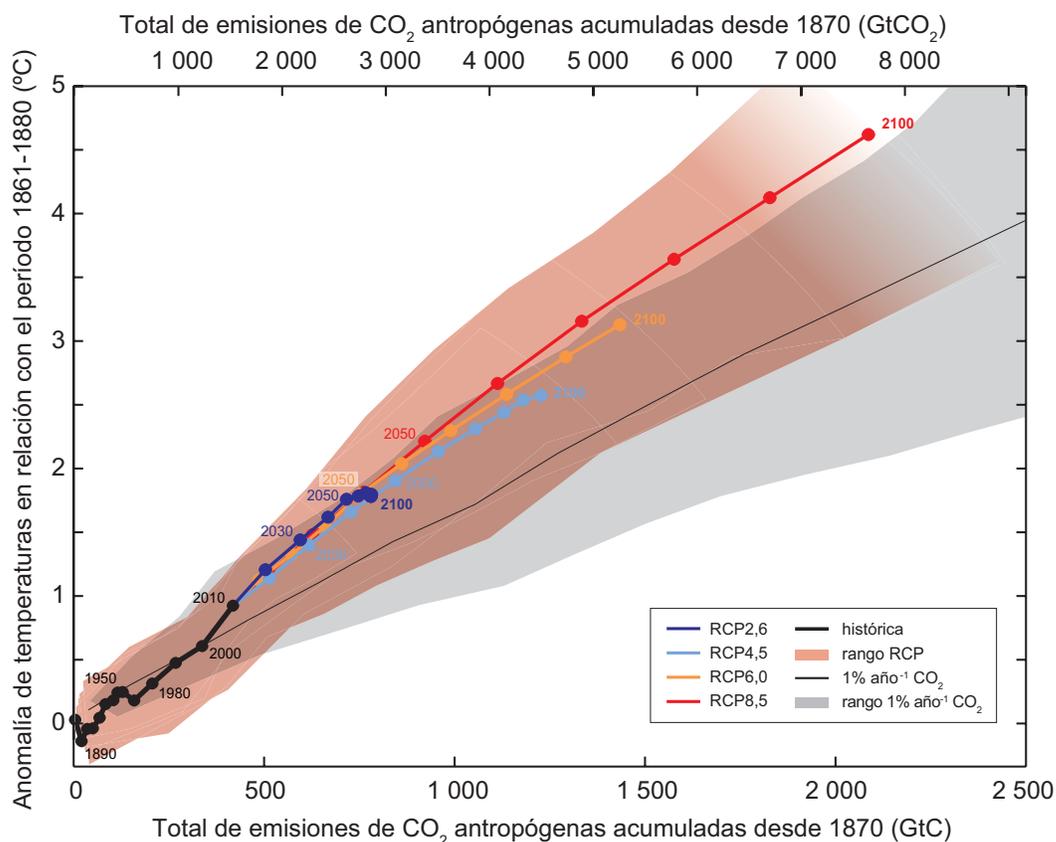


Figura RRP.10 | Aumento de la temperatura media global en superficie, como función del total de las emisiones globales acumuladas de CO₂ a partir de diversas líneas de evidencia. Los resultados de modelos múltiples obtenidos de modelos del ciclo climático y del carbono, de acuerdo con un orden jerárquico para cada trayectoria de concentración representativa (RCP) hasta 2100, se muestran con líneas de colores y puntos (medias decenales). En algunos casos, se indica el año correspondiente a la media decenal para mayor claridad (por ejemplo, el año 2050 indica la década 2040-2049). Los resultados de los modelos para el período histórico (1860 a 2010) se indican en negro. El penacho de color muestra la extensión de los modelos múltiples en los cuatro escenarios de RCP y va diluyéndose con los números decrecientes de los modelos en el escenario RCP8,5. La media de los modelos múltiples y el rango simulado por los modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5), obligados a reflejar un aumento de CO₂ del 1% anual (simulaciones de CO₂ del 1% año⁻¹), se muestran mediante la línea negra delgada y el área gris. Para una cantidad específica de emisiones de CO₂ acumuladas, las simulaciones de CO₂ del 1% anual muestran un calentamiento menor que las que se rigen por escenarios de RCP, que incluyen otros forzamientos no generados por el CO₂. Los valores de la temperatura se dan en relación con el período de base 1861-1880, y las emisiones, en relación con 1870. Los promedios decenales se conectan mediante líneas continuas. Para mayores detalles técnicos, véase el material complementario del Resumen técnico. {figura 12.45; ETE.8 del RT, figura 1}

- La pérdida de masa sostenida de los mantos de hielo causaría una mayor elevación del nivel del mar, y parte de esa pérdida de masa podría ser irreversible. Hay un *nivel de confianza alto* en cuanto a que el calentamiento sostenido por encima de un cierto umbral propiciaría la pérdida casi completa del manto de hielo de Groenlandia durante al menos un milenio, lo que causaría una elevación media mundial del nivel del mar de hasta 7 m. Las estimaciones actuales indican que ese umbral es superior a un 1 °C de calentamiento medio global con respecto al nivel preindustrial (*nivel de confianza bajo*), aunque inferior a 4 °C (*nivel de confianza medio*). La pérdida de hielo abrupta e irreversible, provocada por una posible inestabilidad de sectores marinos del manto de hielo de la Antártida en respuesta al forzamiento climático, es posible, pero los datos y conocimientos actuales son insuficientes para realizar una evaluación cuantitativa. {5.8, 13.4, 13.5}
- Con el propósito de contrarrestar el cambio climático, se han propuesto métodos, denominados métodos de geoingeniería, para alterar deliberadamente el sistema climático. Con los limitados datos disponibles, no es posible realizar una evaluación cuantitativa exhaustiva de la gestión de la radiación solar y la remoción de dióxido de carbono y sus respectivos efectos sobre el sistema climático. Los métodos de remoción de CO₂ tienen limitaciones biogeoquímicas y tecnológicas para expresar todo su potencial a escala global. No se dispone de suficientes conocimientos para cuantificar la cantidad de emisiones de CO₂ que se podrían compensar parcialmente con los métodos de remoción en una escala temporal secular. Los modelos indican que, de aplicarse los métodos de gestión de la radiación solar, estos podrían compensar considerablemente el aumento de la temperatura global pero también modificar el ciclo global del agua, sin que disminuya la acidificación de los océanos. Además, si por alguna razón se dejaran de aplicar los métodos de gestión de la radiación solar, existe un *nivel de confianza alto* en que la temperatura global en superficie aumentaría rápidamente hasta alcanzar valores coherentes con el forzamiento de los gases de efecto invernadero. Los dos métodos señalados tienen efectos colaterales y consecuencias a largo plazo a escala mundial. {6.5, 7.7}

Recuadro RRP.1. Trayectorias de concentración representativas (RCP)

A fin de elaborar las proyecciones del cambio climático en el Grupo de trabajo I del IPCC, se precisa información sobre las futuras emisiones o concentraciones de gases de efecto invernadero, aerosoles y otros impulsores del cambio climático. Esa información generalmente se expresa como un escenario de actividades humanas, las cuales no se evalúan en el presente informe. Los escenarios utilizados en el Grupo de trabajo I se han centrado en las emisiones antropógenas y no incluyen cambios en impulsores naturales, como el forzamiento solar o volcánico o las emisiones naturales, por ejemplo, de CH₄ y N₂O.

Para el Quinto Informe de Evaluación del IPCC, la comunidad científica ha definido un conjunto de cuatro escenarios nuevos, denominados trayectorias de concentración representativas (RCP, por sus siglas en inglés, véase el glosario), que se caracterizan por el cálculo aproximado que hacen del forzamiento radiativo total en el año 2100 en relación con 1750, esto es, 2,6 W m⁻², en el caso del escenario RCP2,6; 4,5 W m⁻², en el caso del escenario RCP4,5; 6,0 W m⁻², en el caso del escenario RCP6,0, y 8,5 W m⁻², en el caso del escenario RCP8,5. En relación con los resultados de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5), los valores indicados deben entenderse únicamente a título indicativo, ya que el forzamiento climático resultante de todos los impulsores varía entre los distintos modelos, debido a las características propias del modelo y al modo específico en que se consideran los elementos de forzamiento climático de corta vida. Los cuatro escenarios de RCP comprenden un escenario de mitigación conducente a un nivel de forzamiento muy bajo (RCP2,6); dos escenarios de estabilización (RCP4,5 y RCP6,0), y un escenario con un nivel muy alto de emisiones de gases de efecto invernadero (RCP8,5). Por consiguiente, los escenarios de RCP pueden representar una variedad de políticas climáticas del siglo XXI, frente a los Escenarios del Informe especial sobre escenarios de emisiones (IE-EE), que no contemplaban políticas climáticas, utilizados en el Tercer y Cuarto Informe de Evaluación. En los escenarios RCP6,0 y RCP8,5, en 2100 el forzamiento radiativo no llegará a su máximo; en el RCP2,6, llega al máximo y disminuye; y en el RCP4,5 está estabilizado. Los cuatro escenarios ofrecen conjuntos de datos de resolución espacial del cambio de uso del suelo y de emisiones sectoriales de contaminantes atmosféricos, y especifican cuáles serán las concentraciones de gases de efecto invernadero y las emisiones antropógenas anuales hasta 2100. Los escenarios de RCP se basan en una combinación de modelos de evaluación integrados, modelos climáticos sencillos, modelos de la química atmosférica y modelos del ciclo global del carbono. Si bien los escenarios de RCP abarcan una amplia gama de valores de forzamiento total, en ellos no se considera todo el abanico de emisiones definidos en la bibliografía, especialmente los aerosoles.

La mayoría de las simulaciones de la CMIP5 y de los modelos del sistema Tierra se han llevado a cabo con concentraciones definidas de CO₂ que, en el año 2100, alcanzarán 421 ppm (RCP2,6), 538 ppm (RCP4,5), 670 ppm (RCP6,0) y 936 ppm (RCP8,5). Teniendo también en cuenta las concentraciones definidas de CH₄ y N₂O, las concentraciones de CO₂ equivalente combinadas corresponden a 475 ppm (RCP2,6), 630 ppm (RCP4,5), 800 ppm (RCP6,0) y 1 313 ppm (RCP8,5). Por lo que respecta al escenario RCP8,5, se han llevado a cabo simulaciones adicionales, integrando la CMIP5 y modelos del sistema Tierra con las emisiones definidas de CO₂ proporcionadas por los modelos de evaluación integrados. Para todos los escenarios de RCP, se han realizado cálculos adicionales con datos y modelos actualizados de la química de la atmósfera (en particular de la química de la atmósfera y el componente climático de la CMIP5), utilizando las emisiones definidas para los escenarios de RCP de los gases químicamente reactivos (CH₄, N₂O, HFC, NO_x, CO, COVNM). Esas simulaciones permiten llevar a cabo investigaciones de incertidumbres en relación con las retroalimentaciones del ciclo del carbono y con la química de la atmósfera.

Resumen técnico

Resumen técnico

Autores principales coordinadores:

Thomas F. Stocker (Suiza), Qin Dahe (China), Gian-Kasper Plattner (Suiza)

Autores principales:

Lisa V. Alexander (Australia), Simon K. Allen (Suiza/Nueva Zelanda), Nathaniel L. Bindoff (Australia), François-Marie Bréon (Francia), John A. Church (Australia), Ulrich Cubasch (Alemania), Seita Emori (Japón), Piers Forster (Reino Unido), Pierre Friedlingstein (Reino Unido/Bélgica), Nathan Gillett (Canadá), Jonathan M. Gregory (Reino Unido), Dennis L. Hartmann (Estados Unidos de América), Eystein Jansen (Noruega), Ben Kirtman (Estados Unidos de América), Reto Knutti (Suiza), Krishna Kumar Kanikicharla (India), Peter Lemke (Alemania), Jochem Marotzke (Alemania), Valérie Masson-Delmotte (Francia), Gerald A. Meehl (Estados Unidos de América), Igor I. Mokhov (Federación de Rusia), Shilong Piao (China), Venkatachalam Ramaswamy (Estados Unidos de América), David Randall (Estados Unidos de América), Monika Rhein (Alemania), Maisa Rojas (Chile), Christopher Sabine (Estados Unidos de América), Drew Shindell (Estados Unidos de América), Lynne D. Talley (Estados Unidos de América), David G. Vaughan (Reino Unido), Shang-Ping Xie (Estados Unidos de América)

Autores contribuyentes:

Myles R. Allen (Reino Unido), Olivier Boucher (Francia), Don Chambers (Estados Unidos de América), Jens Hesselbjerg Christensen (Dinamarca), Philippe Ciais (Francia), Peter U. Clark (Estados Unidos de América), Matthew Collins (Reino Unido), Josefino C. Comiso (Estados Unidos de América), Viviane Vasconcellos de Menezes (Australia/Brasil), Richard A. Feely (Estados Unidos de América), Thierry Fichefet (Bélgica), Gregory Flato (Canadá), Jesús Fidel González Rouco (España), Ed Hawkins (Reino Unido), Paul J. Hezel (Bélgica/Estados Unidos de América), Gregory C. Johnson (Estados Unidos de América), Simon A. Josey (Reino Unido), Georg Kaser (Austria/Italia), Albert M.G. Klein Tank (Países Bajos), Janina Körper (Alemania), Gunnar Myhre (Noruega), Timothy Osborn (Reino Unido), Scott B. Power (Australia), Stephen R. Rintoul (Australia), Joeri Rogelj (Suiza/Bélgica), Matilde Rusticucci (Argentina), Michael Schulz (Alemania), Jan Sedláček (Suiza), Peter A. Stott (Reino Unido), Rowan Sutton (Reino Unido), Peter W. Thorne (Estados Unidos de América/Noruega/Reino Unido), Donald Wuebbles (Estados Unidos de América)

Editores-revisores:

Sylvie Joussaume (Francia), Joyce Penner (Estados Unidos de América), Fredolin Tangang (Malasia)

Este Resumen técnico debe ser citado del siguiente modo:

Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, L.V. Alexander, S.K. Allen, N.L. Bindoff, F.-M. Bréon, J.A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J.M. Gregory, D.L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G.A. Meehl, I.I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L.D. Talley, D.G. Vaughan y S.-P. Xie, 2013: Resumen técnico. En: *Cambio climático 2013. Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

Índice

RT.1	Introducción	35
	Recuadro RT.1: Tratamiento de la incertidumbre	36

RT.2	Observación de cambios en el sistema climático	37
-------------	---	----

RT.2.1	Introducción.....	37
RT.2.2	Cambios en la temperatura.....	37
RT.2.3	Cambios en el presupuesto energético y el contenido calorífico.....	39
RT.2.4	Cambios en la circulación y los modos de variabilidad.....	39
RT.2.5	Cambios en el ciclo del agua y la criosfera.....	40
RT.2.6	Cambios del nivel del mar.....	46
RT.2.7	Cambios en los valores extremos.....	46
RT.2.8	Cambios en el ciclo del carbono y otros ciclos biogeoquímicos.....	50

RT.3	Impulsores del cambio climático	53
-------------	--	----

RT.3.1	Introducción.....	53
RT.3.2	Forzamiento radiativo de los gases de efecto invernadero.....	53

	Recuadro RT.2: Forzamiento radiativo y forzamiento radiativo efectivo	53
--	--	----

RT.3.3	Forzamiento radiativo derivado de los aerosoles antropógenos.....	55
RT.3.4	Forzamiento radiativo debido a los cambios en la superficie terrestre y las estelas de condensación.....	55
RT.3.5	Forzamiento radiativo derivado de los impulsores naturales del cambio climático.....	56
RT.3.6	Síntesis de los forzamientos; evolución espacial y temporal.....	56
RT.3.7	Retroalimentaciones climáticas.....	58
RT.3.8	Métrica de las emisiones.....	58

RT.4	Comprensión del sistema climático y sus cambios recientes	60
-------------	--	----

RT.4.1	Introducción.....	60
RT.4.2	La temperatura en superficie.....	60

	Recuadro RT.3: Los modelos climáticos y el hiato en el calentamiento medio global en superficie en los últimos 15 años	61
--	---	----

RT.4.3	La temperatura atmosférica.....	66
RT.4.4	Los océanos.....	69
RT.4.5	La criosfera.....	69
RT.4.6	El ciclo del agua.....	72
RT.4.7	Valores climáticos extremos.....	72
RT.4.8	Del ámbito global al regional.....	73

	Recuadro RT.4: Evaluación de los modelos	75
--	---	----

	Recuadro RT.5: Paleoclima	77
--	--	----

RT.5	Proyecciones del cambio climático a niveles global y regional	79
-------------	--	----

RT.5.1	Introducción.....	79
RT.5.2	Forzamiento futuro y escenarios.....	79

	Recuadro RT.6: Nuevos escenarios de trayectorias de concentración representativas y modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados	79
--	---	----

RT.5.3	Cuantificación de la respuesta del sistema climático.....	81
RT.5.4	Cambio climático a corto plazo.....	85
RT.5.5	Cambios del clima a largo plazo.....	89
RT.5.6	Proyecciones del ciclo del carbono y de otros ciclos biogeoquímicos a largo plazo.....	93

	Recuadro RT.7: Métodos de geoingeniería climática	98
--	--	----

RT.5.7	Proyecciones del cambio del nivel del mar a largo plazo.....	98
RT.5.8	Cambio en los fenómenos climáticos y cambio climático regional.....	105

RT.6	Principales incertidumbres	114
-------------	---	-----

RT.6.1	Principales incertidumbres en la observación de cambios en el sistema climático.....	114
RT.6.2	Principales incertidumbres sobre los motores del cambio climático.....	114
RT.6.3	Principales incertidumbres sobre el conocimiento del sistema climático y de sus cambios recientes.....	114
RT.6.4	Principales incertidumbres en las proyecciones del cambio climático global y regional.....	115

Elementos temáticos específicos

ETE.1	Cambios en el ciclo del agua	42
ETE.2	Cambio del nivel del mar: conocimientos técnicos e incertidumbres	47
ETE.3	Comparación de las proyecciones de las evaluaciones del IPCC anteriores con las observaciones	64
ETE.4	El presupuesto energético cambiante del sistema climático global	67
ETE.5	Irreversibilidad y cambio abrupto	70
ETE.6	Sensibilidad climática y retroalimentaciones	82
ETE.7	Perturbación e incertidumbres del ciclo del carbono	96
ETE.8	Objetivos climáticos y estabilización	102
ETE.9	Extremos climáticos	109

Material complementario

El material complementario está disponible en las versiones en línea de este informe.

RT.1 Introducción

Cambio climático 2013. Bases físicas es la contribución del Grupo de trabajo I (GT I) al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC). Esta evaluación exhaustiva de los aspectos físicos del cambio climático se centra en aquellos elementos pertinentes para comprender el pasado, documentar el presente y proyectar el cambio climático futuro. Esta evaluación se basa en el Cuarto Informe de Evaluación¹ del IPCC y en el reciente Informe especial sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático (SREX)², y se presenta en 14 capítulos y 3 anexos. En los capítulos se abordan observaciones directas e indirectas de los cambios registrados en todos los componentes del sistema climático; se evalúan los conocimientos actuales de los diferentes procesos de los componentes del sistema climático, y las interacciones entre los mismos, que determinan la sensibilidad y respuesta del sistema a los cambios en el forzamiento; y se cuantifica la relación entre los cambios en los componentes de la atmósfera y, por lo tanto, en el forzamiento radiativo³, y la consiguiente detección y atribución del cambio climático. Las proyecciones de los cambios en todos los componentes del sistema climático se basan en simulaciones de modelos asociados a un nuevo conjunto de escenarios. En un capítulo específico, el Informe proporciona también una evaluación exhaustiva del cambio pasado y futuro del nivel del mar. Se presenta información sobre el cambio climático a nivel regional en forma de Atlas de las proyecciones climáticas mundiales y regionales (anexo I). Esta información se complementa en el anexo II: Climate System Scenario Tables (Cuadros de los escenarios del sistema climático), y en el anexo III: Glosario.

El primer objetivo de este Resumen técnico (RT) es relacionar la evaluación exhaustiva de varias líneas de evidencia independientes que se presentan en los 14 capítulos del informe principal con el Resumen para responsables de políticas (RRP) elaborado de forma muy condensada por el Grupo de trabajo I. El Resumen técnico sirve, por lo tanto, de punto de partida para los lectores que deseen obtener información completa sobre los temas más específicos que se abordan en la evaluación. Esta labor se facilita mediante referencias a los capítulos y las secciones en que se encuentra la evaluación completa. Los temas pertinentes para la adopción de políticas, que se abordan en varios capítulos y abarcan muchos procesos relacionados entre sí del sistema climático, se presentan en este Resumen técnico como Elementos temáticos específicos (ETE), que facilitan el rápido acceso a la información.

Un elemento integrante de este Informe es el uso de un lenguaje para la incertidumbre que proporciona una descripción fácil de la evaluación (recuadro RT.1). El grado de certeza de los resultados principales de la presente evaluación se fundamenta en las evaluaciones realizadas por los equipos de redacción sobre los conocimientos científicos subyacentes y se expresa según un nivel de confianza que se basa en el tipo, la cantidad, la calidad y la coherencia de la evidencia, y en el nivel de acuerdo de los estudios científicos analizados⁴. La confianza se expresa de forma cualitativa. Las mediciones cuantificadas de la incertidumbre de un resultado se expresan de forma probabilística y se basan en una combinación de análisis estadísticos de las observaciones o los resultados de los modelos, o ambos, o bien del juicio experto. Si procede, los

resultados también se expresan en forma de afirmaciones de hechos sin utilizar calificadores de incertidumbre (para más información, véase el capítulo 1 y el recuadro RT.1).

El Resumen técnico se estructura en cuatro secciones principales en las que se presentan los resultados de la evaluación siguiendo la línea argumental de la contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación: en la sección RT.2 se aborda la evaluación de las observaciones de los cambios en el sistema climático; en la sección RT.3 se facilita información resumida sobre los diferentes impulsores, ya sean naturales o antropógenos, expresados en términos de forzamiento radiativo; en la sección RT.4 se presenta la evaluación del conocimiento cuantitativo del cambio climático observado; y en la sección RT.5 se resumen los resultados de la evaluación para las proyecciones del cambio climático futuro durante el siglo XXI y más adelante a nivel regional y mundial. En la sección RT.6 se combinan y se enumeran las principales incertidumbres que se desprenden de la evaluación del Grupo de trabajo I de la sección RT.2 a la sección RT.5. Los nueve elementos temáticos específicos abarcados en los diferentes componentes del Quinto Informe de Evaluación se encuentran en las cuatro secciones principales del Resumen técnico, son claramente diferentes del texto principal y se podrían leer de forma independiente.

Los fundamentos de los párrafos sustantivos de este Resumen técnico figuran en las secciones de los capítulos del informe de base. Esas referencias figuran entre llaves.

RT

¹ IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribución del Grupo de trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor y H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América, 996 págs.

² IPCC, 2012: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. Informe especial de los Grupos de trabajo I y II del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América, 339 págs.

³ El forzamiento radiativo es una medida de la variación neta del equilibrio energético del sistema terrestre que responde a una determinada perturbación externa. Se expresa en vatios por metro cuadrado ($W m^{-2}$); véase el recuadro RT.2.

⁴ Mastrandrea, M.D., C.B. Field, T.F. Stocker, O. Edenhofer, K.L. Ebi, D.J. Frame, H. Held, E. Kriegler, K.J. Mach, P.R. Matschoss, G.-K. Plattner, G.W. Yohe, y F.W. Zwiers, 2010: *Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties*. Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC).

Recuadro RT.1 | Tratamiento de la incertidumbre

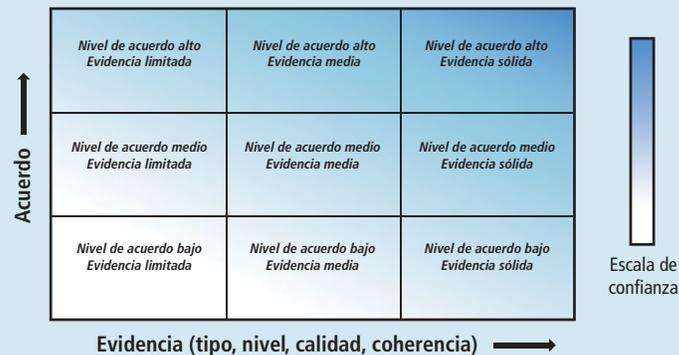
Con base en la nota de orientación para los autores principales del Quinto Informe de Evaluación del IPCC sobre el tratamiento coherente de las incertidumbres, el Resumen técnico y el Resumen para responsables de políticas del Grupo de trabajo I se basan en dos indicadores para comunicar el grado de certeza de los principales resultados, que se fundamentan en las evaluaciones realizadas por los equipos de redacción sobre los conocimientos científicos subyacentes, a saber:

- La confianza en la validez de un resultado basada en el tipo, la cantidad, la calidad y la coherencia de la evidencia (por ejemplo, la comprensión mecánica, la teoría, los datos, los modelos y el juicio experto) y el nivel de acuerdo. La confianza se expresa de forma cualitativa.
- Las mediciones cuantificadas de la incertidumbre de un resultado expresada de forma probabilística (según el análisis estadístico de las observaciones o los resultados de modelos, o bien del juicio experto).

La nota de orientación del Quinto Informe de Evaluación refina la guía proporcionada para apoyar el Tercer y Cuarto Informe de Evaluación del IPCC. Resulta difícil realizar comparaciones directas entre las evaluaciones de incertidumbres en los resultados de este informe y las del Cuarto Informe de Evaluación del IPCC y el Informe especial sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático (SREX), debido a la aplicación de la nota de orientación sobre incertidumbres revisada, así como a la disponibilidad de nueva información, mejores conocimientos científicos, análisis continuos de datos y modelos, y diferencias específicas en las metodologías aplicadas en los estudios evaluados. Por lo que respecta a algunas variables climáticas, se han evaluado distintos aspectos y, por lo tanto, sería inadecuado realizar una comparación directa.

Cada uno de los resultados clave se basa en la evaluación que realiza un equipo de redacción sobre la evidencia y su correspondiente acuerdo. El indicador de confianza ofrece una síntesis cualitativa de la valoración que realiza el equipo de redacción sobre la validez de un resultado, según determinan la evaluación de la evidencia y el nivel de acuerdo. Si las incertidumbres se pueden cuantificar de forma probabilística, el equipo de redacción puede describir un resultado empleando el lenguaje de la probabilidad calibrada o realizando una presentación más precisa de la probabilidad. A menos que se indique lo contrario, un nivel de confianza alto o muy alto se atribuye a resultados a los que un equipo de redacción ha asignado un término de probabilidad.

Para describir la evidencia existente se emplean los términos explicativos siguientes: limitada, media o sólida, mientras que para definir el nivel de acuerdo, se utiliza: bajo, medio o alto. El nivel de confianza se expresa mediante el empleo de cinco calificativos: muy bajo, bajo, medio, alto y muy alto, y en cursiva, por ejemplo, *nivel de confianza medio*. En la figura 1 del recuadro RT.1 aparecen enunciados recopilatorios de la evidencia y el nivel de acuerdo y su correspondiente relación con la confianza. En dicha relación hay un margen de flexibilidad; a una evidencia y un enunciado de acuerdo determinados, se les pueden asignar niveles de confianza distintos, pero un nivel de evidencia y de acuerdo mayores se corresponden con una mayor confianza.



Recuadro RT.1, figura 1 | Representación del enunciado de la evidencia y del nivel de acuerdo y su relación con la confianza. La confianza aumenta hacia la esquina superior derecha como sugiere el aumento de la intensidad del sombreado. En general, la evidencia es más fiable cuando hay múltiples líneas coherentes e independientes de evidencia de alta calidad. {figura 1.11}

Se han utilizado los siguientes términos para indicar el grado de probabilidad, que se expresa en cursiva:

Término*	Probabilidad del resultado
<i>Prácticamente seguro</i>	Probabilidad del 99-100%
<i>Muy probable</i>	Probabilidad del 90-100%
<i>Probable</i>	Probabilidad del 66-100%
<i>Tan probable como improbable</i>	Probabilidad del 33-66%
<i>Improbable</i>	Probabilidad del 0-33%
<i>Muy improbable</i>	Probabilidad del 0-10%
<i>Extraordinariamente improbable</i>	Probabilidad del 0-1%;

* Otros términos (*sumamente probable*: probabilidad del 95-100%, *más probable que improbable*: probabilidad > 50-100%, y *sumamente improbable*: probabilidad del 0-5%) también pueden utilizarse si procede.

RT.2 Observación de cambios en el sistema climático

RT.2.1 Introducción

Las observaciones del sistema climático están basadas en mediciones directas físicas y biogeoquímicas y en la teledetección desde estaciones terrestres y satélites; la información procedente de los archivos paleoclimáticos proporciona una visión a largo plazo. Las observaciones a escala global comenzaron a efectuarse en la era instrumental, a mediados del siglo XIX, y las reconstrucciones paleoclimáticas aportan registros de algunas magnitudes que se remontan a siglos o millones de años. Conjuntamente, proporcionan una visión global de la variabilidad y los cambios a largo plazo en la atmósfera, los océanos, la criosfera y la superficie terrestre.

En esta sección se resume la evaluación de la evidencia de las observaciones en relación con el cambio climático. Se han realizado avances significativos respecto de la disponibilidad, la adquisición, la calidad y el análisis de los conjuntos de datos de observación de la atmósfera, la superficie terrestre, los océanos y la criosfera desde la elaboración del Cuarto Informe de Evaluación. Muchos aspectos del sistema climático muestran evidencias del clima cambiante. {2, 3, 4, 5, 6, 13}

RT.2.2 Cambios en la temperatura

RT.2.2.1 Superficie

Es cierto que la temperatura media global en superficie ha aumentado desde finales del siglo XIX (figuras RT.1 y RT.2). Cada uno de los tres últimos decenios ha sido sucesivamente más cálido en la superficie de la Tierra que cualquier decenio anterior desde que existen los registros instrumentales, y el decenio de 2000 fue el más cálido de todos. Los datos de temperatura de la superficie terrestre y oceánica, combinados y promediados globalmente, y calculados a partir de una tendencia lineal⁵, muestran un calentamiento de 0,85 [0,65 a 1,06] °C durante el período 1880-2012, para el que se han producido de forma independiente varios conjuntos de datos, cerca de 0,89 [0,69 a 1,08] °C durante el período 1901-2012, y cerca de 0,72 [0,49 a 0,89] °C durante el período 1951-2012, en los que hay varios conjuntos de datos independientes. El incremento total entre el promedio del período 1850-1900 y el período 2003-2012 es de 0,78 [0,72 a 0,85] °C y está basado en el conjunto 4 de datos reticulares de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4), serie de datos relativos a la temperatura media global en superficie con el registro que abarca el mayor período de los tres conjuntos de datos elaborados de forma independiente. El calentamiento entre el período 1850-1900 y el período 1986-2005 (el período de referencia para los capítulos sobre la modelización y el Atlas figuran en el anexo I) es 0,61 [0,55 a 0,67] °C, cuando se calcula utilizando el conjunto de datos de HadCRUT4 y su estimación de la incertidumbre. También es *prácticamente seguro* que las temperaturas mínima y máxima de la superficie de la Tierra han aumentado a escala mundial desde 1950.⁷ {2.4.1, 2.4.3; sección 2.SM.3 del material complementario del capítulo 2}

A pesar de registrar un calentamiento multidecenal notable, se observa una variabilidad considerable entre interanual y decenal respecto de la tasa de calentamiento, además de varios períodos en que se registran tendencias menos pronunciadas (entre ellas el hiato en el calentamiento que se observa desde 1998) (figura RT.1). La tasa de calentamiento durante los últimos 15 años (0,05 [-0,05 a 0,15] °C por decenio, entre 1998 y 2012) es menor que la tendencia registrada desde 1951 (0,12 [0,08 a 0,14] °C por decenio, entre 1951 y 2012). Las tendencias en los períodos cortos son inciertas y muy sensibles a los años inicial y final. Por ejemplo, las tendencias para períodos de 15 años que empiezan en 1995, 1996 y 1997 registran 0,13 [0,02 a 0,24] °C por decenio, 0,14 [0,03 a 0,24] °C por decenio, y 0,07 [-0,02 a 0,18] °C por decenio, respectivamente. Varios registros de datos analizados de forma independiente de la temperatura del aire en la superficie terrestre a nivel mundial y regional obtenidos de observaciones de estaciones coinciden ampliamente en que la temperatura del aire en la superficie terrestre ha aumentado. La temperatura superficial del mar también ha aumentado. Las intercomparaciones de nuevos datos registrados sobre la temperatura superficial del mar, obtenidos mediante diferentes métodos de medición, con inclusión de datos satelitales, han facilitado la comprensión de los errores y sesgos en los registros. {2.4.1-2.4.3; recuadro 9.2}

Es *improbable* que los efectos sin corregir de isla de calor urbana o de cambio de uso del suelo hayan incrementado las tendencias seculares estimadas de las temperaturas medias globales del aire en la superficie terrestre en más de un 10% de la tendencia documentada. Se trata de un valor medio; en algunas regiones que han experimentado con mayor rapidez impactos de islas de calor urbanas y cambios de uso del suelo en las tendencias regionales los valores pueden ser mucho mayores. {2.4.1}

Hay un *nivel de confianza alto* en cuanto a que el calentamiento medio anual en superficie que se observa desde el siglo XX ha invertido la tendencia a largo plazo al enfriamiento de los últimos 5 000 años en las latitudes entre medias y altas del hemisferio norte. En lo referente a las temperaturas medias anuales en el hemisferio norte, es *muy probable* que el período 1983-2012 haya sido el período de 30 años más cálido registrado en los últimos 800 años (*nivel de confianza alto*), y es probable que haya sido el período de 30 años más cálido de los últimos 1 400 años (*nivel de confianza medio*). Estas conclusiones se apoyan en comparaciones de temperaturas instrumentales con múltiples reconstrucciones realizadas a partir de datos indirectos y métodos estadísticos, y son coherentes con el Cuarto Informe de Evaluación. Las reconstrucciones de la temperatura en superficie a escala continental muestran, con un *nivel de confianza alto*, períodos multidecenales durante la anomalía climática medieval (entre 950 y 1250), que en algunas regiones fueron tan cálidos como a mediados del siglo XX y, en otras, tan cálidos como a finales del siglo XX. Hay un *nivel de confianza alto* en que esos períodos cálidos regionales no fueron tan sincrónicos en todas las regiones como el calentamiento que se observa desde mediados del siglo XX. De acuerdo con la comparación entre las reconstrucciones y las simulaciones, hay un *nivel de confianza alto* en cuanto a que no solo el forzamiento orbital externo, solar y volcánico, sino también la variabilidad interna, contribuyeron sustancialmente a los patrones espaciales y temporales seguidos por los cambios de la temperatura en superficie entre la anomalía climática medieval y la pequeña edad de hielo (entre 1450 y 1850). {5.3.5, 5.5.1}

⁵ El calentamiento se describe como un promedio no ponderado basado en estimaciones de tendencia lineal calculadas a partir del conjunto 4 de datos reticulares de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4), el análisis de la temperatura en superficie tierra-océano combinados (MLOST) y los conjuntos de datos del análisis de la temperatura en superficie del Instituto Goddard de Investigaciones Espaciales (GISTEMP) (véase la figura RT.2; sección 2.4.3).

⁶ En la contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación, la incertidumbre se mide utilizando intervalos de incertidumbre del 90%, salvo que se especifique otra cosa. Los intervalos de incertidumbre del 90%, expresados entre corchetes, tienen previsiblemente un 90% de probabilidad de abarcar el valor estimado. El valor máximo del intervalo de incertidumbre tiene el 95% de probabilidad de superar el valor que se está estimando, y el valor mínimo tiene el 95% de probabilidad de estar por debajo del valor que se está estimando. Asimismo, se da la mejor estimación de ese valor cuando se dispone de ella. Los intervalos de incertidumbre no son necesariamente simétricos en torno a la mejor estimación correspondiente.

⁷ Los dos métodos presentados en este párrafo para calcular los cambios de temperatura también se utilizaron en el Cuarto Informe de Evaluación. Con el primero se calcula la diferencia utilizando la mejor tendencia lineal ajustada de todos los puntos entre dos años, por ejemplo, 1880 y 2012. Con el segundo se calcula la diferencia entre promedios para dos períodos, por ejemplo, 1850-1900 y 2003-2012. Por consiguiente, los valores resultantes y sus intervalos de incertidumbre del 90% no son directamente comparables.

RT.2.2.2 Troposfera y estratosfera

Teniendo en cuenta los múltiples análisis independientes de las mediciones obtenidas de radiosondas y sensores satelitales, es *prácticamente seguro* que la troposfera se haya calentado y la estratosfera se haya enfriado a nivel mundial desde mediados del siglo XX (figura RT.1). A pesar del acuerdo unánime sobre el signo de las tendencias, hay un desacuerdo de fondo respecto de las estimaciones disponibles sobre el ritmo de cambio de la temperatura, en particular fuera de la troposfera del hemisferio norte extratropical, que ha sido bien muestreada por radiosondas. Por lo tanto, hay tan solo un *nivel de confianza medio* respecto del ritmo de cambio y su estructura vertical en la troposfera del hemisferio norte extratropical y un *nivel de confianza bajo* en otras zonas. {2.4.4}

RT.2.2.3 Los océanos

Es *prácticamente seguro* que las capas superiores de los océanos (hasta una profundidad de 700 m) se hayan calentado entre 1971 y 2010, y es *probable* que se hayan calentado entre la década de 1870 y 1971 (figura RT.1). El nivel de certeza es menor respecto de los cambios anteriores a 1971 debido a las escasas muestras de las que se dispone de períodos anteriores. Desde la elaboración del Cuarto Informe de Evaluación, se han observado errores instrumentales en los registros de temperaturas de las capas superiores de los océanos, que se han sido reducido, con lo que se han disminuido las variaciones decenales artificiales de temperatura y del contenido calorífico de la capa superior de los océanos, más intensas en las décadas de 1970 y 1980. {3.2.1-3.2.3, 3.5.3}

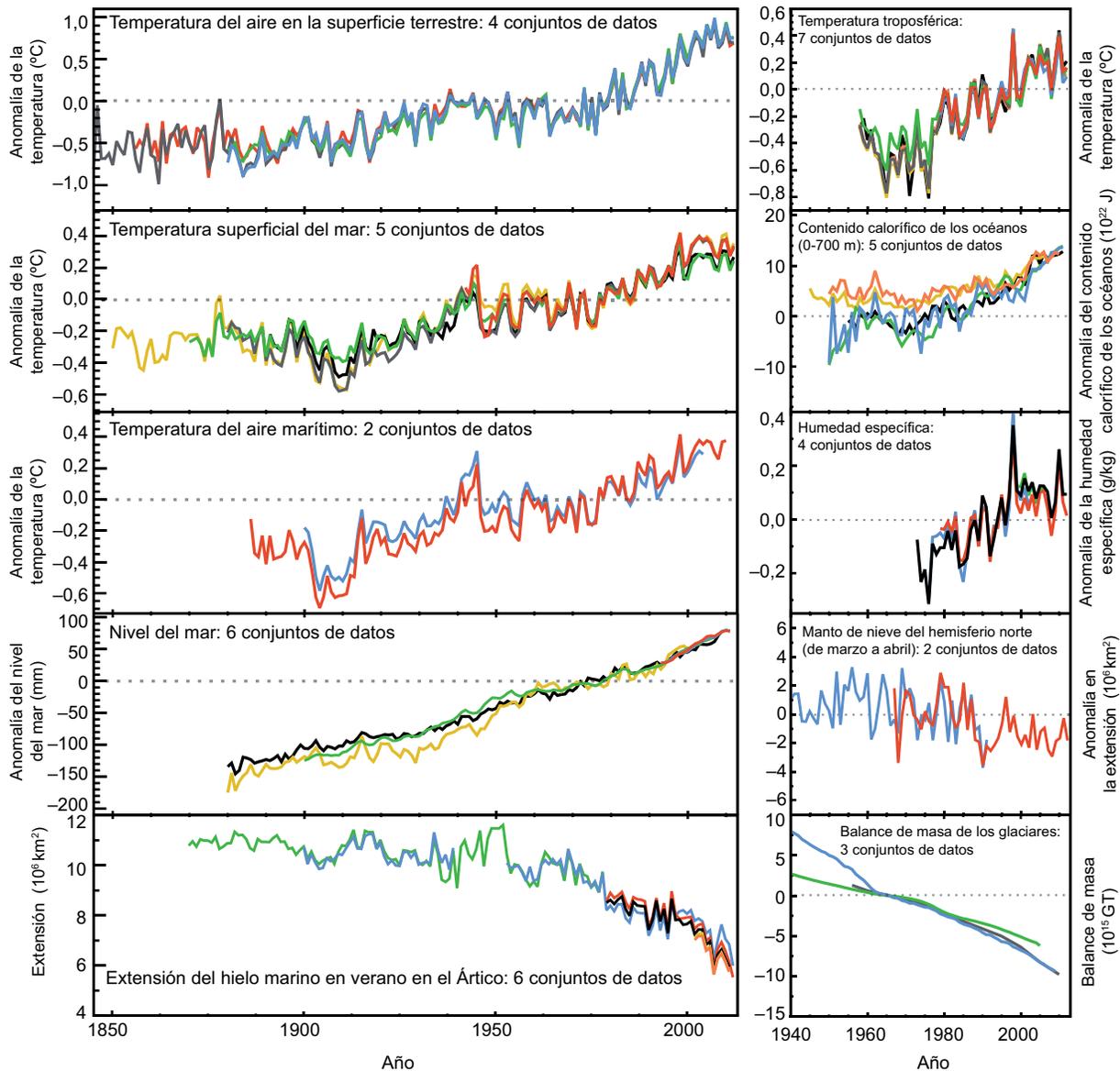


Figura RT.1 | Diversos indicadores complementarios de un clima global cambiante. Cada línea representa una estimación de los cambios en el elemento climático obtenida de forma independiente. Las series temporales que se presentan se evalúan en los capítulos 2, 3 y 4. Los conjuntos de datos que figuran en cada imagen se han normalizado a un período de registro común. En la sección sobre el material complementario del capítulo 2 (sección 2.SM.5) y en los capítulos respectivos se detalla el origen de los diferentes conjuntos de datos que figuran en cada imagen. Se facilita más información sobre la figura RRP.3 en el material complementario del Resumen técnico. {PF 2.1, figura 1; 2.4, 2.5, 3.2, 3.7, 4.5.2, 4.5.3}

Es probable que los océanos se hayan calentado entre 700 y 2 000 m, de 1957 a 2009, sobre la base de promedios de cinco años. Es probable que los océanos se hayan calentado entre 3 000 m y el fondo marino durante el período 1992 a 2005, aunque no se han producido tendencias significativas en la temperatura media global observada entre 2 000 y 3 000 m de profundidad de aproximadamente 1992 a 2005. Por debajo de 3 000 m, el mayor calentamiento se observa en el océano Austral. {3.2.4, 3.5.1; figuras 3.2b, 3.3; PF 3.1}

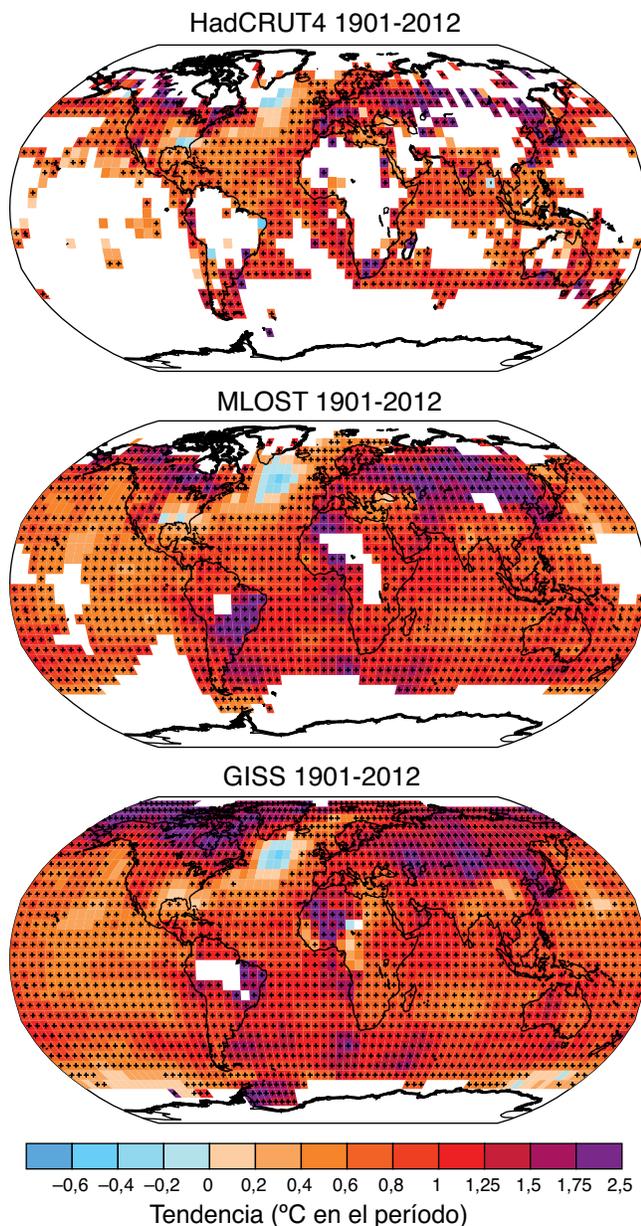


Figura RT.2 | Cambios en la temperatura en superficie en el período 1901-2012 según la tendencia lineal correspondiente a tres conjuntos de datos. Las áreas en blanco indican datos incompletos o no disponibles. Se han calculado las tendencias solo para las cuadrículas con más del 70% de registros completos y más del 20% de disponibilidad de datos en el primer y último 10% del período de tiempo. Los signos “más” (+) indican las cuadrículas con tendencias significativas (es decir, una tendencia de cero no figura dentro del intervalo de confianza del 90%). Las diferencias de cobertura reflejan principalmente el grado de interpolación utilizado por los proveedores de conjuntos de datos para representar las regiones carentes de datos, que pueden ir desde no considerar ninguna interpolación que supere la media de la cuadrícula (conjunto 4 de datos reticulares de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4)) hasta interpolaciones sustanciales (análisis de la temperatura en superficie del Instituto Goddard de Investigaciones Espaciales (GISS)). Pueden encontrarse más detalles en relación con la figura RRP.1 en el material complementario del Resumen técnico. {figura 2.21}

RT.2.3 Cambios en el presupuesto energético y el contenido calorífico

La Tierra ha experimentado un desequilibrio radiativo porque en la parte superior de la atmósfera ha entrado más energía solar de la energía que ha salido desde al menos 1970 aproximadamente. Es prácticamente seguro que la energía de la Tierra haya aumentado considerablemente entre 1971 y 2010. El aumento estimado del inventario de energía entre 1971 y 2010 es de $274 [196 \text{ a } 351] \times 10^{21} \text{ J}$ (nivel de confianza alto), con un índice de calentamiento de $213 \times 10^{12} \text{ W}$ medido como variación lineal de los valores anuales a lo largo de ese período (véase también ETE.4). {recuadros 3.1, 13.1}

El calentamiento de los océanos es el que tiene mayor peso en el índice de calentamiento total. El calentamiento total de la profundidad de los océanos representa cerca del 93% (nivel de confianza alto) y el calentamiento de la capa superior de los océanos (0 a 700 m) cerca del 64% del total. La fusión del hielo (incluido el hielo marino, las capas de hielo y los glaciares del Ártico) y el calentamiento de los continentes representan cada uno el 3% del total. El calentamiento de la atmósfera representa el 1% restante. El incremento medio lineal de energía del océano entre 1971 y 2010 es de $199 \times 10^{12} \text{ W}$, lo que equivale a $0,42 \text{ W m}^{-2}$ si se reparte sobre el total de la superficie de la Tierra, o $0,55 \text{ W m}^{-2}$ para la parte de calentamiento del océano dividida entre el total de superficie de los océanos. La estimación del incremento de la energía de la Tierra de 1993 a 2010 es de $163 [127 \text{ a } 201] \times 10^{21} \text{ J}$ con una estimación de tendencia de $275 \times 10^{15} \text{ W}$. La porción oceánica de la tendencia entre 1993 y 2010 es de $257 \times 10^{12} \text{ W}$, lo que equivale a un flujo de calor medio hacia el océano de $0,71 \text{ W m}^{-2}$. {3.2.3, 3.2.4; recuadro 3.1}

Es tan probable como improbable que el contenido de calor del océano de 0 a 700 m haya aumentado más lentamente entre 2003 y 2010 que entre 1993 y 2002 (figura RT.1). Es probable que la incorporación oceánica de calor entre 700 y 2 000 m, donde la variabilidad interanual es menor, haya ocurrido sin interrupción entre 1993 y 2009. {3.2.3, 3.2.4; recuadro 9.2}

RT.2.4 Cambios en la circulación y los modos de variabilidad

La gran variabilidad en las escalas temporales interanuales a decenales impide llegar, en muchos casos, a conclusiones sólidas sobre los cambios a largo plazo en la circulación atmosférica. Hay un nivel de confianza alto en que los vientos del oeste en las latitudes medias septentrionales y el índice de Oscilación del Atlántico Norte (OAN) entre la década de 1950 y la de 1990, y el debilitamiento de la circulación de Walker en el océano Pacífico de finales del siglo XIX a la década de 1990, se ven contrarrestados por los cambios más recientes. Hay un nivel de confianza alto en que los cambios decenales y multidecenales en el índice de la OAN de invierno observados desde el siglo XX no carecen de precedentes en el contexto de los últimos 500 años. {2.7.2, 2.7.5, 2.7.8, 5.4.2; recuadro 2.5; cuadro 2.14}

Es probable que las características de la circulación se hayan desplazado hacia los polos desde la década de 1970, lo que ha provocado la ampliación del cinturón tropical, un desplazamiento hacia los polos de las trayectorias de las tormentas y de las corrientes en chorro, y la contracción del vórtice polar septentrional. Existen evidencias más sólidas en lo que respecta al hemisferio norte. Es probable que el Modo Anular del Sur sea más positivo desde la década de 1950. Existe un nivel de confianza medio en que el aumento de la fuerza del Modo Anular del Sur durante el verano desde 1950 ha sido inhabitual en el contexto de los últimos 400 años. {2.7.5, 2.7.6, 2.7.8, 5.4.2; recuadro 2.5; cuadro 2.14}

Los nuevos resultados de los registros de alta resolución de corales documentan con un nivel de confianza alto que el sistema de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) ha variado considerablemente en los últimos 7 000 años, aunque no hay ninguna evidencia discernible de que se haya producido una modulación orbital de ENOS. {5.4.1}

Las observaciones recientes aportan más evidencias de la variabilidad de los sistemas de circulación de los principales océanos en escalas temporales anuales a decenales. Es *muy probable* que las rotaciones subtropicales en el Pacífico Norte y el Pacífico Sur se hayan ampliado y reforzado desde 1993. A partir de las mediciones de la circulación meridional de retorno del Atlántico (AMOC) y sus componentes individuales a diferentes latitudes y períodos de tiempo, no hay evidencia de una tendencia a largo plazo. Tampoco hay evidencia de tendencias de los transportes de la corriente de Indonesia, de la corriente circumpolar antártica o de los transportes entre el océano Atlántico y los mares nórdicos. Sin embargo, los datos entre 1950 y 2010 indican un desplazamiento de alrededor de 1° de latitud hacia el sur de la corriente circumpolar antártica, con un *nivel de confianza medio*. {3.6}

RT.2.5 Cambios en el ciclo del agua y la criosfera

RT.2.5.1 La atmósfera

Antes de 1951 *había un nivel de confianza bajo* en los cambios de las precipitaciones promediadas sobre las zonas terrestres a escala mundial y posteriormente se pasó a un *nivel de confianza medio*, a causa de la insuficiencia de datos, en particular en lo referente a la primera parte del registro (para obtener una visión de conjunto de los cambios observados y proyectados en relación con el ciclo global del agua, véase ETE.1). Más adelante, cuando se completó prácticamente toda la superficie terrestre mediante el uso del método de reconstrucción, las series cronológicas resultantes mostraron pocos cambios en la precipitación terrestre desde 1901. Las zonas continentales de latitudes medias del hemisferio norte muestran de hecho un *posible* incremento general de la precipitación (*nivel de confianza medio* antes de 1951 y *alto* después de ese año). En otras latitudes, existe un *nivel de confianza bajo* en las tendencias positivas o negativas a largo plazo promediadas por zonas (ETE.1, figura 1). {2.5.1}

Es *muy probable* que la humedad específica del aire troposférico y del que se encuentra cerca de la superficie haya aumentado a nivel global desde la década de 1970. Sin embargo, en los últimos años, la tendencia a la humidificación cerca de la superficie ha disminuido (*nivel de confianza medio*) (figura RT.1). Como resultado, en los últimos años se observa una disminución bastante generalizada de la humedad relativa cerca de la superficie. {2.4.4, 2.5.5, 2.5.6}

A pesar de que las tendencias de la nubosidad son coherentes entre los conjuntos de datos independientes relativos a determinadas regiones, sigue habiendo una importante ambigüedad y, por lo tanto, un *nivel de confianza bajo*, en lo referente a las observaciones de la variabilidad y a las tendencias de la nubosidad a escala global. {2.5.7}

RT.2.5.2 Flujos de los océanos y en superficie

Es *muy probable* que las tendencias regionales hayan reforzado los contrastes medios entre las diferentes zonas geográficas en lo que se refiere a la salinidad de la superficie del mar desde la década de 1950: la salinidad de las aguas superficiales en las latitudes medias, donde predomina la evaporación, ha aumentado, mientras que las aguas superficiales relativamente dulces de las regiones tropicales y polares, donde predominan las precipitaciones, se han desalinizado. El contraste medio entre las regiones con baja salinidad y alta salinidad ha aumentado 0,13 [0,08 a 0,17] entre 1950 y 2008. Es *muy probable* que el contraste entre cuencas en cuanto al contenido de agua dulce haya aumentado: el océano Atlántico se ha salinizado y el océano Pacífico y los océanos meridionales se han desalinizado. A pesar de que se llegó a conclusiones similares en el Cuarto Informe de Evaluación, los estudios realizados recientemente basados en conjuntos de datos ampliados y en nuevos análisis generan un *nivel de confianza alto* en esta evaluación. {3.3.2, 3.3.3, 3.9; PF 3.2}

Los patrones espaciales de las tendencias de la salinidad, la salinidad media y la distribución media de la evaporación menos la precipitación son todos similares (ETE.1, figura 1). Esta similitud proporciona pruebas indirectas de que el patrón

de la evaporación menos la precipitación en los océanos ha aumentado desde la década de 1950 (*nivel de confianza medio*). La incertidumbre relacionada con los flujos en superficie de que se dispone actualmente impide que los productos de flujos se utilicen de forma fiable para establecer las tendencias de la distribución de la evaporación y la precipitación en los océanos a nivel regional y global en la escala temporal de los cambios en la salinidad observados desde la década de 1950 {3.3.2-3.3.4, 3.4.2, 3.4.3, 3.9; PF 3.2}

RT.2.5.3 Hielo marino

Teniendo en cuenta las tendencias indicadas en el Cuarto Informe de Evaluación, hay un *nivel de confianza alto* en que la extensión del hielo marino en el Ártico (anual, multianual y perenne) haya disminuido durante el período 1979-2012 (figura RT.1). Es *muy probable* que la tasa de disminución anual se haya situado entre el 3,5% y el 4,1% por decenio (rango de entre 0,45 y 0,51 millones de km² por decenio). En promedio, la disminución registrada en la extensión decenal del hielo marino anual del Ártico ha sido más rápida en verano y en otoño (*nivel de confianza alto*), aunque la extensión haya disminuido en cada estación y en cada decenio sucesivo desde 1979 (*nivel de confianza alto*). La extensión de hielo ártico perenne y multianual disminuyó entre 1979 y 2012 (*nivel de confianza muy alto*). Es *muy probable* que las tasas fueran del 11,5 [9,4 a 13,6]% por decenio (de 0,73 a 1,07 millones de km² por decenio) en lo que se refiere a la extensión del hielo marino en el mínimo estival (hielo perenne) y *muy probable* del 13,5 [11 a 16]% por decenio en lo que respecta al hielo multianual. A partir de las reconstrucciones, existe un *nivel de confianza medio* en cuanto a que la regresión estival actual del hielo marino del Ártico (de 1980 a 2012) no ha tenido precedentes y a que las temperaturas superficiales del mar han sido excepcionalmente elevadas, al menos en los últimos 1 450 años. {4.2.2, 5.5.2}

Es *probable* que la fusión anual del hielo marino perenne del Ártico haya aumentado 5,7 [4,8 a 6,6] días por decenio durante el período 1979-2012. Durante este período, en la región situada entre el mar de Siberia oriental y el mar de Beaufort occidental, el período en que el océano está casi libre de hielo aumentó en cerca de 3 meses. {4.2.2}

Hay un *nivel de confianza alto* en cuanto a que el promedio del espesor del hielo marino durante el invierno en la cuenca del Ártico ha disminuido entre 1980 y 2008. Es *probable* que la disminución media se situara entre 1,3 y 2,3 m. El *nivel de confianza alto* en esta evaluación se basa en observaciones procedentes de diversas fuentes como sondas submarinas y electromagnéticas y altimetría por satélite, y es coherente con la disminución de la extensión del hielo marino multianual y perenne. Las mediciones satelitales realizadas durante el período 2010-2012 muestran una disminución del volumen del hielo marino respecto de las realizadas durante el período 2003-2008 (*nivel de confianza medio*). Existe un *nivel de confianza alto* en que, en el Ártico, el espesor del hielo marino ha disminuido y el ritmo de la deriva de los hielos ha aumentado. {4.2.2}

Es *muy probable* que la extensión anual del hielo del mar Antártico haya aumentado a un ritmo de entre el 1,2% y el 1,8% por decenio (es decir, entre 0,13 y 0,20 millones de km² por decenio) entre 1979 y 2012 (*nivel de confianza muy alto*). Se ha registrado un aumento de la extensión de hielo marino debido a la disminución del porcentaje de aguas libres en relación con la banquisa. Hay un *nivel de confianza alto* en que existen marcadas diferencias regionales respecto de ese ritmo anual, con un aumento de la extensión en algunas regiones y una disminución en otras. Se observan también diferencias entre algunas regiones que se encuentran alrededor de la Antártida, en que la estación sin hielo se ha prolongado y otras en que ha disminuido durante el período en que se han realizado mediciones satelitales (*nivel de confianza alto*). {4.2.3}

RT.2.5.4 Los glaciares y mantos de hielo

Existe un *nivel de confianza muy alto* en que los glaciares siguen menguando de forma persistente en todo el mundo, como lo muestran las series temporales de los cambios registrados en la longitud, la superficie, el volumen y la masa de los glaciares (figuras RT.1 y RT.3). Las pocas excepciones observadas están limitadas a nivel regional y temporal. El número de cambios registrados en los glaciares se ha incrementado significativamente desde el Cuarto Informe de Evaluación. La mayor parte de los nuevos conjuntos de datos, así como un inventario mundial completo de los glaciares, se han obtenido a partir de la teledetección satelital. {4.3.1, 4.3.3}

Existe un *nivel de confianza muy alto* en que, durante el último decenio, la pérdida de hielo global de los glaciares se produjo en los glaciares de Alaska, la región ártica de Canadá, la periferia del manto de hielo de Groenlandia, el sur de los Andes y las montañas asiáticas. En conjunto, estas áreas representan más del 80% de la pérdida total de hielo. Es *muy probable* que la pérdida de masa total de los glaciares en todo el mundo, excepto los glaciares situados en la periferia de los mantos de hielo, haya sido de 226 [91 a 361] Gt año⁻¹ (nivel del mar equivalente, 0,62 [0,25 a 0,99] mm año⁻¹) durante el período 1971-2009, de 275 [140 a 410] Gt año⁻¹ (0,76 [0,39 a 1,13] mm año⁻¹) durante el período 1993-2009 y de 301 [166 a 436] Gt año⁻¹ (0,83 [0,46 a 1,20] mm año⁻¹) durante el período 2005-2009⁸. {4.3.3; cuadros 4.4, 4.5}

Hay un *nivel de confianza alto* en que existe un desequilibrio entre la extensión actual de los glaciares y las condiciones climáticas actuales, lo que indica que los glaciares seguirán menguando en el futuro aunque no se produzca un nuevo aumento de las temperaturas. {4.3.3}

Hay un *nivel de confianza muy alto* en que el manto de hielo de Groenlandia ha perdido hielo en los últimos dos decenios. La combinación de datos de satélites y teledetección aérea, junto con los obtenidos sobre el terreno, indican, con un *nivel de confianza alto*, que la pérdida de hielo se ha producido en varios sectores y que las tasas importantes de pérdida de hielo se extienden a más regiones de las que se indica en el Cuarto Informe de Evaluación (figura RT.3). Existe un *nivel de confianza alto* en que la pérdida de masa del manto de hielo de Groenlandia se ha acelerado desde 1992: es *muy probable* que la tasa media haya aumentado de 34 [-6 a 74] Gt año⁻¹ durante el período 1992-2001 (nivel del mar equivalente, 0,09 [-0,02 a 0,20] mm año⁻¹) a 215 [157 a 274] Gt año⁻¹ durante el período 2002-2011 (0,59 [0,43 a 0,76] mm año⁻¹). Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que la pérdida de hielo de Groenlandia se debe, de forma similar, al aumento de la fusión y la escorrentía y a la descarga de los glaciares de aflujo. Hay un *nivel de confianza alto* en que las áreas afectadas por el deshielo estival han aumentado en los dos últimos decenios. {4.4.2, 4.4.3}

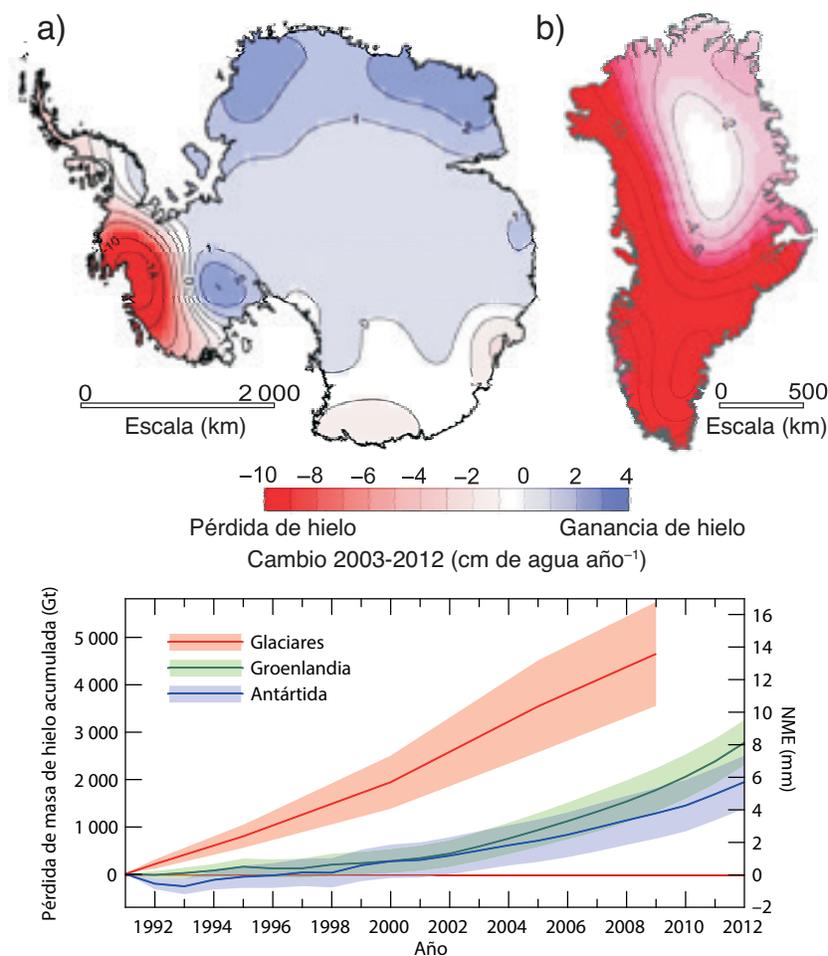


Figura RT.3 | (Parte superior) Distribución del deshielo determinada por la gravedad en función del tiempo del Experimento de recuperación gravitacional y clima (GRACE), para a) la Antártida y b) Groenlandia, indicada en centímetros de agua por año (cm de agua año⁻¹) para el período 2003-2012. (Parte inferior) Evaluación de la pérdida total de hielo de los glaciares y mantos de hielo en términos de masa (Gt) y de nivel del mar equivalente (NME) (mm). En la contribución de los glaciares no se incluyen los que se encuentran en la periferia de los mantos de hielo. {4.3.4; figuras 4.12-4.14, 4.16, 4.17, 4.25}

⁸ 100 Gt año⁻¹ de pérdida de hielo equivale a aproximadamente 0,28 mm año⁻¹ de nivel del mar equivalente.

Elementos temáticos específicos

ETE.1 | Cambios en el ciclo del agua

El ciclo del agua describe el movimiento continuo del agua a través del sistema climático en su estado líquido, sólido y de vapor, y el almacenamiento en los reservorios de los océanos, la criosfera, la superficie terrestre y la atmósfera. En la atmósfera, el agua aparece principalmente en forma de gas y de vapor de agua, pero también en forma de hielo y de agua líquida en las nubes. Los océanos son sobre todo agua en estado líquido, si bien están parcialmente cubiertos de hielo en las regiones polares. Las aguas terrestres en estado líquido aparecen como aguas superficiales (lagos, ríos), humedad del suelo y aguas subterráneas. Las aguas sólidas terrestres aparecen en los mantos de hielo, los glaciares, la nieve y el hielo en la superficie y en el permafrost. El movimiento del agua en el sistema climático es fundamental para la vida en la tierra, dado que la mayor parte del agua que cae sobre la tierra en forma de precipitación y proporciona la humedad del suelo y el flujo fluvial se ha evaporado de los océanos y ha sido transportada a la tierra por la atmósfera. El agua que cae en forma de nieve en invierno puede proporcionar humedad del suelo en primavera y flujo fluvial en verano, y es fundamental tanto para el sistema natural como el humano. El movimiento del agua dulce entre la atmósfera y los océanos también puede afectar a la salinidad de los océanos, que constituye un factor determinante de su densidad y su circulación. El calor latente contenido en el vapor de agua de la atmósfera es fundamental para impulsar la circulación de la atmósfera a escalas que van de las tormentas individuales a la circulación global de la atmósfera. {12.4.5; PF 3.2, PF 12.2}

Observaciones de los cambios en el ciclo del agua

Dado que la presión de vapor de saturación del aire aumenta con la temperatura, es previsible que la cantidad de vapor de agua en el aire aumente con un clima más cálido. Las observaciones realizadas a partir de estaciones de superficie, radiosondas, sistemas de posicionamiento mundial y mediciones satelitales indican un aumento del vapor de agua troposférico a grandes escalas espaciales (ETE.1, figura 1). Es *muy probable* que la humedad específica troposférica haya aumentado desde la década de 1970. La magnitud de los cambios globales observados en el vapor de agua troposférico de aproximadamente el 3,5% en los últimos 40 años es coherente con los cambios de temperatura observados de cerca de 0,5 °C durante el mismo período, y la humedad relativa ha permanecido aproximadamente constante. Existe un *nivel de confianza medio* en que los cambios en el vapor de agua pueden atribuirse a la influencia humana. {2.5.4, 10.3.2}

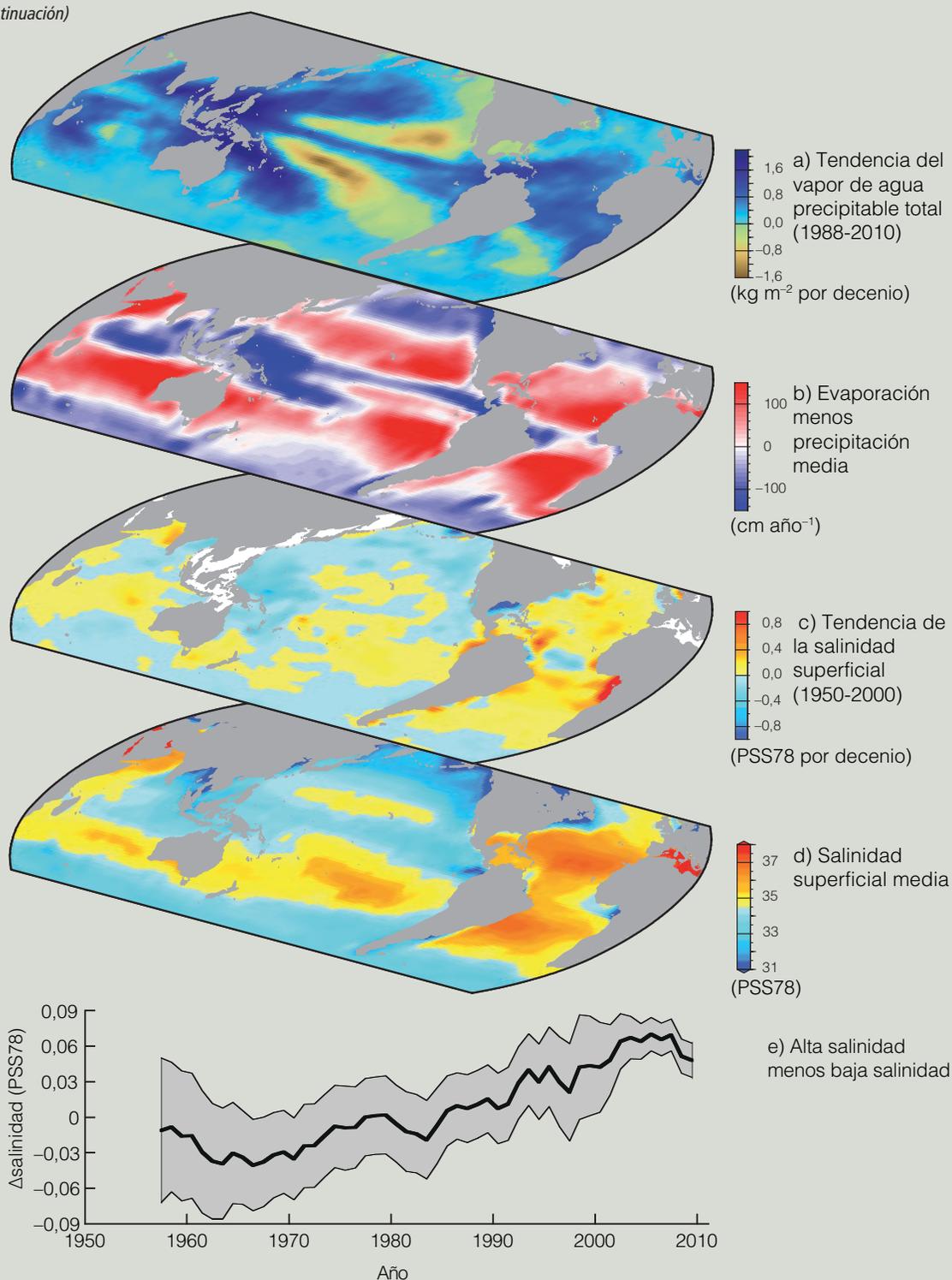
Los cambios en las precipitaciones son más difíciles de medir a partir de los registros de que se dispone, debido a la gran dificultad que supone tomar muestras de las precipitaciones y también porque se espera que las precipitaciones experimenten un cambio fraccional menor que el contenido de vapor de agua del aire a medida que se calienta el clima. Algunas tendencias regionales de las precipitaciones parecen ser sólidas (ETE.1, figura 2), pero si se tiene en cuenta la casi totalidad de la superficie terrestre usando un método de reconstrucción, las series temporales resultantes de precipitación global terrestre presentan pocos cambios desde 1900. A día de hoy, existe un *nivel de confianza medio* en que ha habido una influencia humana significativa en los patrones de precipitación a escala mundial, incluido el aumento en las latitudes de medias a altas del hemisferio norte. Los cambios en los valores extremos de precipitación, y otros valores extremos de fenómenos climáticos relacionados con el ciclo del agua, se analizan con más detalle en ETE.9. {2.5.1, 10.3.2}

Si bien las tendencias directas de la precipitación y la evaporación son difíciles de medir a partir de los registros de que se dispone, la salinidad de la superficie de los océanos observada, que depende en gran medida de la diferencia entre la evaporación y la precipitación, muestra tendencias significativas (ETE.1, figura 1). Los patrones espaciales de las tendencias de la salinidad desde 1950 son muy similares al promedio de la salinidad y al promedio de la distribución de la evaporación menos la precipitación: las regiones con alta salinidad, donde predomina la evaporación, se han salinizado, y las regiones con baja salinidad, donde predominan las precipitaciones, se han desalinizado (ETE.1, figura 1). Esta similitud proporciona pruebas indirectas de que el patrón de evaporación menos precipitación en los océanos se ha intensificado desde la década de 1950 (*nivel de confianza medio*). Los cambios que se deducen de la evaporación menos la precipitación son coherentes con el aumento observado del contenido de vapor de agua del aire más cálido. Es *muy probable* que los cambios observados de la salinidad en la superficie y la subsuperficie se deban en parte al forzamiento climático antropógeno. {2.5, 3.3.2-3.3.4, 3.4, 3.9, 10.4.2; PF 3.2}

En la mayor parte de las regiones analizadas, es *probable* que el número de nevadas sea menor donde se ha observado un aumento de las temperaturas invernales. Tanto las observaciones satelitales como las observaciones in situ muestran una importante disminución de la extensión del manto de nieve en el hemisferio norte en los últimos 90 años, habiéndose observado la mayor disminución en la década de 1980. El manto de nieve disminuyó sobre todo en junio, momento en que es *muy probable* que la extensión media disminuyera un 53% (entre el 40% y el 66%) durante el período 1967-2012. De 1922 a 2012, solo se dispone de datos de marzo y abril, que muestran una disminución *muy probable* del 7% (entre el 4,5% y el 9,5%). Debido al adelanto del deshielo primaveral, la duración de la temporada de nieve en el hemisferio norte ha disminuido 5,3 días por decenio desde el invierno de 1972/1973. Es *probable* que haya habido un componente antropógeno en esa reducción del manto de nieve observada desde la década de 1970. {4.5.2, 10.5.1, 10.5.3}

(continúa en la página siguiente)

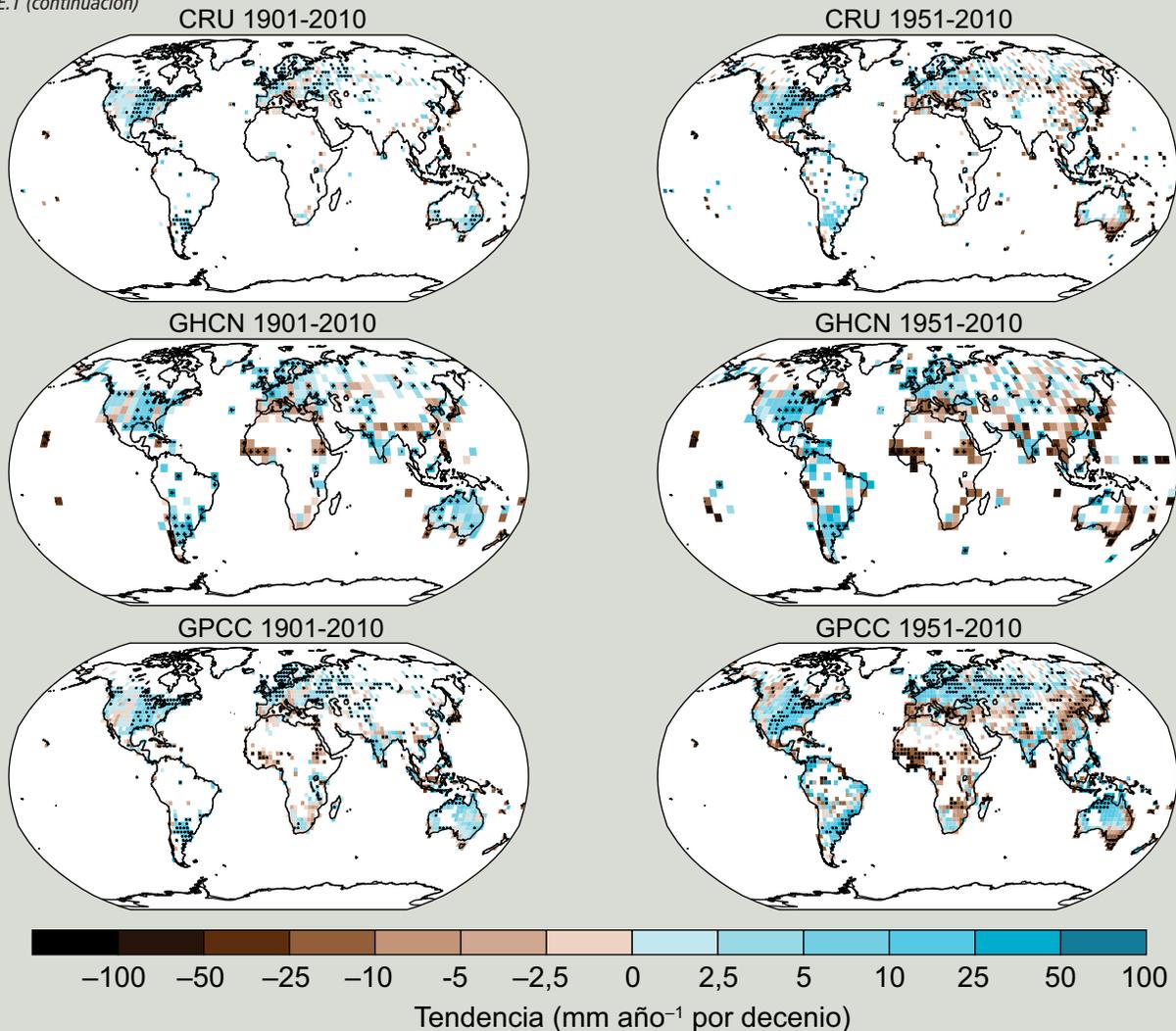
ETE.1 (continuación)



ETE.1, figura 1 | Los cambios en la salinidad de la superficie del mar están relacionados con los patrones atmosféricos de evaporación menos precipitación ($E - P$) y con las tendencias del total de agua precipitable: a) tendencia lineal (de 1988 a 2010) del total de agua precipitable (vapor de agua incorporado desde la superficie de la Tierra hacia toda la atmósfera) (kg m^{-2} por decenio) obtenida a partir de observaciones por satélite; b) valor medio neto climatológico de la evaporación menos la precipitación (cm año^{-1}) proveniente del análisis de datos meteorológicos; c) tendencia (de 1950 a 2000) de la salinidad superficial (Escala Práctica de Salinidad de 1978 (PSS78) por 50 años); d) media climatológica de la salinidad superficial (PSS78) (azules <35 ; amarillos-rojos >35); e) diferencia global entre la salinidad media de las regiones en que la salinidad superficial del mar es mayor que la media global de la salinidad superficial (alta salinidad) y la salinidad media de las regiones con valores por debajo de la media global (salinidad baja). Para más detalles sobre las fuentes de los datos, véanse la figura 3.21 y PF 3.2, figura 1. [3.9]

RT

ETE.1 (continuación)



ETE.1, figura 2 | Mapas de los cambios observados en la precipitación sobre la tierra de 1901 a 2010 (imágenes de la izquierda) y de 1951 a 2010 (imágenes de la derecha) elaborados a partir de los conjuntos de datos de la Unidad de investigación climática (CRU), la Red mundial de datos climatológicos históricos (GHCN) y el Centro Mundial de Climatología de las Precipitaciones (GPCC). Se han calculado las tendencias de la acumulación anual solo para las cuadrículas con más del 70% de registros completos y más del 20% de disponibilidad de datos en el primer y último decilo del período. Las áreas en blanco indican datos incompletos o no disponibles. Los signos "más" (+) en negro indican las cuadrículas con tendencias significativas (es decir, una tendencia de cero no figura dentro del intervalo de confianza del 90%). Pueden encontrarse más detalles en relación con la figura RRP.1 en el material complementario del Resumen técnico. {figura 2.29; 2.5.1}

El análisis más reciente y completo de la escorrentía fluvial no coincide con la conclusión del Cuarto Informe de Evaluación del IPCC de que la escorrentía ha aumentado a escala mundial durante el siglo XX. Los resultados de nuevos estudios indican también que las conclusiones del Cuarto Informe de Evaluación relativas a la tendencia al aumento de las sequías a nivel global desde la década de 1970 ya no son justificables. {2.5.2, 2.6.2}

Proyecciones de los cambios futuros

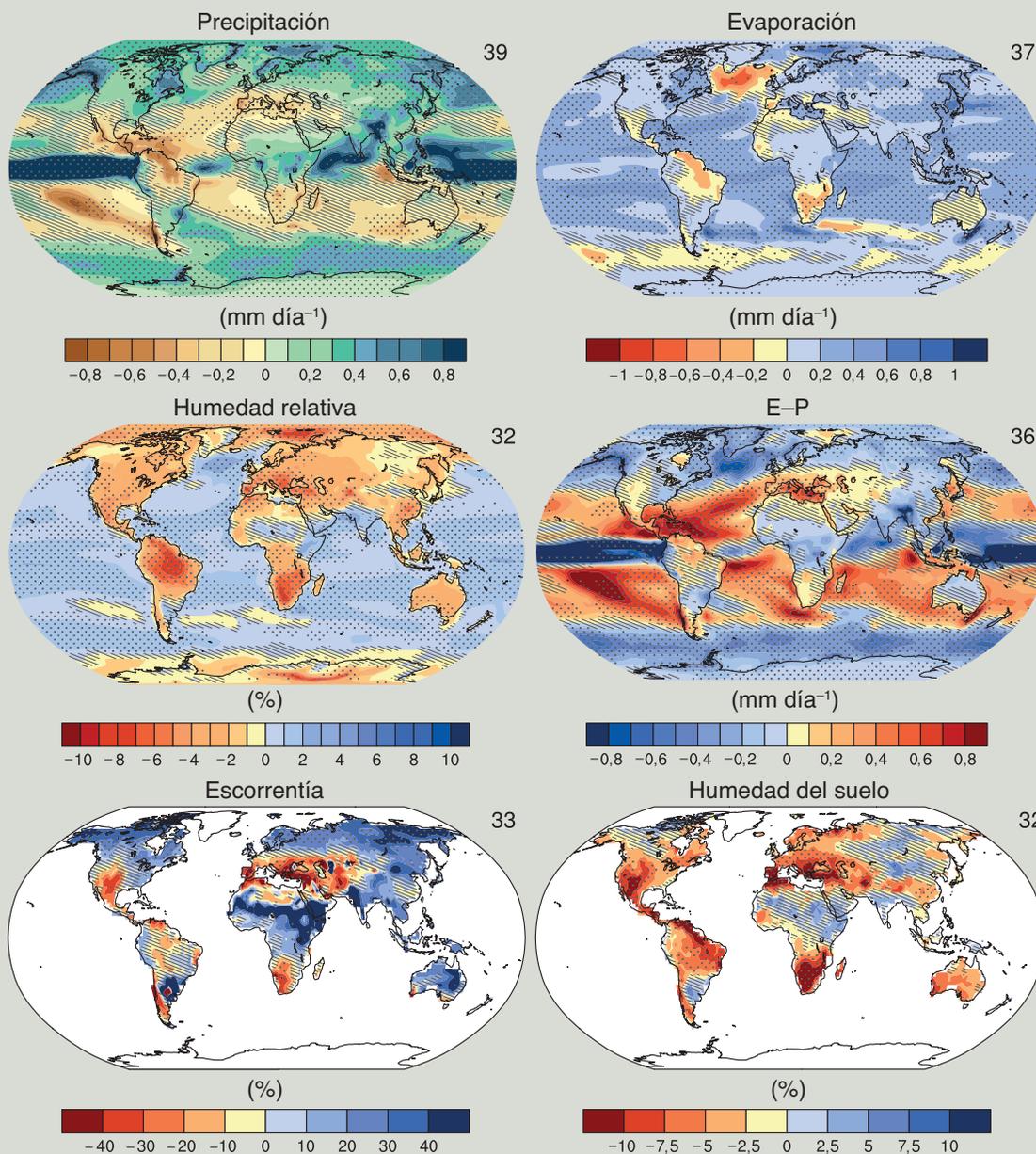
Se prevé que ocurran cambios en el ciclo del agua en un clima más cálido (ETE.1, figura 3, véanse también RT 4.6, RT 5.6, anexo I). Se prevé que la precipitación a escala global aumente gradualmente en el siglo XXI y que este aumento sea muy inferior (cerca del 2% K⁻¹) a la tasa del menor incremento de vapor de agua en la troposfera (cerca del 7% K⁻¹), debido a las limitaciones energéticas globales. Los cambios en la precipitación media en un mundo mucho más cálido no serán uniformes, ya que en algunas regiones se experimentarán aumentos y en otras disminuciones o no se experimentará ningún cambio. Es probable que las masas terrestres situadas a altas latitudes registren un mayor volumen de precipitación debido a la mayor capacidad de almacenamiento de agua en una troposfera más cálida. Es probable que en muchas regiones áridas y semiáridas de latitud media y subtropicales, el nivel de precipitación sea menor. Está previsto que los mayores cambios en la precipitación en el norte de Eurasia y América del Norte se produzcan en invierno. {12.4.5, anexo I}

(continúa en la página siguiente)

ETE.1 (continuación)

Las proyecciones a escala regional y global de la humedad del suelo y la desecación siguen siendo relativamente inciertas en comparación con otros aspectos del ciclo del agua. No obstante, la desecación en las regiones del Mediterráneo, el suroeste de Estados Unidos y África meridional es coherente con los cambios proyectados en la circulación de Hadley; por lo tanto, la desecación de esas regiones a medida que aumentan las temperaturas mundiales es *probable* para varios grados de calentamiento según la trayectoria de concentración representativa RCP8,5. Es *probable* que la escorrentía disminuya en el sur de Europa y Oriente Medio. Por otra parte, es *probable* que la escorrentía aumente en latitudes septentrionales altas y que este aumento sea coherente con el aumento previsto de la precipitación en esas regiones. {12.4.5}

Cambio del ciclo hidrológico anual medio (RCP8,5: 2081-2100)



ETE.1, figura 3 | Media anual de los cambios en la precipitación (P), evaporación (E), humedad relativa, $E-P$, escorrentía y humedad del suelo para el período 2081-2100 respecto del período 1986-2005, según la trayectoria de concentración representativa RCP8,5 (véase el recuadro RT.6). El número de modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) utilizados para calcular la media multimodelos se indica en la esquina superior derecha de cada imagen. Las tramas rayadas indican las regiones en que la variación media de los múltiples modelos es inferior a una desviación típica de variabilidad interna. Las tramas con puntos indican las regiones en que la variación media de los múltiples modelos es superior a dos desviaciones típicas de variabilidad interna y en que el 90% de los modelos concuerdan con el signo del cambio (véase el recuadro 12.1). {figuras 12.25-12.27}

Hay un *nivel de confianza alto* en que el manto de hielo de la Antártida ha perdido hielo durante los últimos dos decenios (figura RT.3). Existe un *nivel de confianza muy alto* en cuanto a que esta pérdida se ha producido principalmente en la zona norte de la península antártica y el sector del mar de Amundsen de la Antártida occidental, y un *nivel de confianza alto* en cuanto a que dicha pérdida es consecuencia de la aceleración del flujo de los glaciares. Es *probable* que la tasa promedio de pérdida de hielo de la Antártida haya aumentado de 30 [-37 a 97] Gt año⁻¹ (nivel del mar equivalente, 0,08 [-0,10 a 0,27] mm año⁻¹) durante el período 1992-2001, a 147 [72 a 221] Gt año⁻¹ durante el período 2002-2011 (0,40 [0,20 a 0,61] mm año⁻¹). {4.4.2, 4.4.3}

Existe un *nivel de confianza alto* en que, en partes de la Antártida, las plataformas de hielo flotantes están experimentando cambios sustanciales. Hay un *nivel de confianza medio* en que las plataformas de hielo están menguando en la región del mar de Amundsen de la Antártida occidental, y un *nivel de confianza bajo* en que el fenómeno se debe a un elevado flujo de calor en los océanos. Existe un *nivel de confianza alto* en que las plataformas de hielo situadas alrededor de la península antártica siguen una tendencia a largo plazo de retroceso y desplome parcial que empezó hace decenios. {4.4.2, 4.4.5}

RT.2.5.5 Manto de nieve, hielo de agua dulce y suelo congelado

Hay un *nivel de confianza muy alto* en que la extensión del manto de nieve ha disminuido en el hemisferio norte, especialmente en primavera (figura RT.1). Los registros satelitales indican que es *muy probable* que, durante el período 1967-2012, la extensión del manto de nieve haya disminuido; el cambio más importante, de -53 [-40 a -66]%, se produjo en junio. No se registró ningún aumento estadísticamente significativo en ningún mes. Para un período de tiempo mayor, de 1922 a 2012, solo hay datos disponibles para marzo y abril, pero estos muestran *muy probablemente* un 7 [4,5 a 9,5]% de disminución y una correlación negativa (-0,76) en la temperatura terrestre en marzo y abril, en latitudes comprendidas de 40°N a 60°N. En el hemisferio sur, los datos son demasiado limitados para concluir si se han producido cambios o no. {4.5.2, 4.5.3}

Las temperaturas del permafrost han aumentado en la mayor parte de las regiones del mundo desde principios de la década de 1980 (*nivel de confianza alto*). Estos aumentos se han debido al aumento de la temperatura del aire y a los cambios en el tiempo y el grosor del manto de nieve (*nivel de confianza alto*). El aumento de la temperatura del permafrost más frío fue, en general, mayor que el del permafrost más cálido (*nivel de confianza alto*). {4.7.2; cuadro 4.8}

RT.2.6 Cambios del nivel del mar

Las mayores contribuciones al cambio en el volumen de agua en los océanos son la expansión del agua de los océanos a medida que esta se calienta y la transferencia a los océanos del agua almacenada en tierra procedente principalmente de glaciares y mantos de hielo. El almacenamiento de agua en reservorios y el vaciamiento de las aguas subterráneas (y la subsiguiente escorrentía hacia los océanos) también afectan al nivel del mar. El cambio del nivel del mar respecto de la tierra (nivel del mar relativo) puede diferir considerablemente del nivel medio global del mar debido a los cambios en la distribución del agua en los océanos, el movimiento vertical de la tierra y los cambios en el campo gravitacional de la Tierra. Para una presentación general de los conocimientos científicos y las incertidumbres asociadas a los cambios recientes (y proyectados) en el nivel del mar, véase ETE.2. {3.7.3, 13.1}

Hay un *nivel de confianza medio* en que, durante los períodos cálidos del Plioceno Medio (de 3,3 a 3,0 millones de años), la temperatura media global en superficie era entre 1,9 y 3,6 °C superior a la del clima preindustrial, y los niveles del dióxido de carbono (CO₂) se situaban entre 350 y 450 ppm, y hay un *nivel de confianza alto* en que el nivel medio global del mar era superior al actual, lo que implica un menor volumen de los mantos de hielo polar. Las mejores estimaciones obtenidas a partir de diversos métodos implican, con un *nivel de*

confianza alto, que el nivel del mar no ha superado +20 m respecto del nivel actual durante los períodos más cálidos del Plioceno debido al derretimiento de los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida occidental y de determinadas áreas del manto de hielo de la Antártida oriental. {5.6.1, 13.2}

Existe un *nivel de confianza muy alto* en que, en el último período interglacial (entre 129 000 y 116 000 años), el nivel medio global máximo del mar estuvo durante muchos miles de años por lo menos 5 m por encima del actual, y un *nivel de confianza alto* en que no estuvo más de 10 m por encima del nivel actual, lo que implica que los mantos de hielo de Groenlandia y de la Antártida contribuyeron de forma significativa a ese aumento. Ese cambio del nivel del mar se produjo en el contexto de un forzamiento orbital diferente y con una temperatura en superficie en las latitudes altas, promediada a lo largo de varios miles de años, por lo menos 2 °C más cálida que en la actualidad (*nivel de confianza alto*). A partir de simulaciones de modelos de los mantos de hielo coherentes con los cambios en la elevación derivados de un nuevo núcleo de hielo en Groenlandia, es *muy probable* que el manto de hielo de Groenlandia haya contribuido a una elevación del nivel del mar equivalente de entre 1,4 y 4,3 m, lo que implica, con un *nivel de confianza medio*, que el manto de hielo de la Antártida también ha contribuido a la elevación del nivel medio global del mar durante el último período interglacial. {5.3.4, 5.6.2, 13.2.1}

Los datos indirectos e instrumentales del nivel del mar indican que, entre finales del siglo XIX y principios del XX, se produjo una transición de las tasas medias de elevación relativamente bajas registradas en los últimos dos milenios a unas tasas más altas (*nivel de confianza alto*) {3.7, 3.7.4, 5.6.3, 13.2}

Durante el período 1901-2010, el nivel medio global del mar, estimado a partir de una tendencia lineal basada en los registros de mareógrafos y de datos satelitales recogidos desde 1993, se elevó 0,19 [0,17 a 0,21] m. Es *muy probable* que la tasa media de aumento del nivel del mar haya sido de 1,7 [1,5 a 1,9] mm año⁻¹, entre 1901 y 2010. Es *muy probable* que, entre 1993 y 2010, la tasa fuera más alta, situándose en 3,2 [2,8 a 3,6] mm año⁻¹; es *probable* que también se registraran tasas altas entre 1920 y 1950. Es *probable* que el aumento del nivel medio global del mar fuera mayor desde principios de la década de 1900, teniendo en cuenta que las estimaciones se sitúan entre 0,000 [-0,002 a 0,002] y 0,013 [-0,007 a 0,019] mm año⁻¹. {3.7, 5.6.3, 13.2}

RT.2.7 Cambios en los valores extremos

RT.2.7.1 Atmósfera

Los análisis recientes de los episodios extremos suelen coincidir con las conclusiones del Cuarto Informe de Evaluación y del Informe especial sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático (SREX) (véase ETE.9 y, en particular, ETE.9, cuadro 1, como síntesis). Es *muy probable* que el número de días y noches fríos haya disminuido y el número de días y noches cálidos haya aumentado a escala global entre 1951 y 2010. En términos generales, existe un *nivel de confianza medio* en que la duración y la frecuencia de los episodios cálidos, incluidas las olas de calor, han aumentado desde mediados del siglo XX debido, en gran parte, a la falta de datos o estudios sobre África y América del Sur. Sin embargo, es *probable* que la frecuencia de las olas de calor haya aumentado durante este período en muchas partes de Europa, Asia y Australia. {2.6.1; cuadros 2.12, 2.13}

Es *probable* que desde aproximadamente 1950 haya habido más regiones en las que el número de precipitaciones intensas sobre tierra haya aumentado que en las que haya disminuido. El nivel de confianza es más alto en el caso de América del Norte y Europa, donde es *probable* que se haya producido un aumento ya sea en la frecuencia o en la intensidad de las precipitaciones fuertes, con algunas variaciones estacionales y regionales. Es *muy probable* que se hayan dado tendencias a una mayor intensidad de las precipitaciones en la zona central de América del Norte. {2.6.2; cuadro 2.13}

Elementos temáticos específicos

ETE.2 | Cambio del nivel del mar: conocimientos técnicos e incertidumbres

Tras el Último máximo glacial, hace varios miles de años, la media global del nivel del mar se situó en un valor cercano al actual. Desde entonces, es *prácticamente seguro* que la tasa de elevación del nivel del mar haya aumentado desde las tasas bajas del Holoceno tardío (del orden de décimas de mm año^{-1}) hasta las tasas del siglo XX (del orden de mm año^{-1} , figura RT.1). {3.7, 5.6, 13.2}

La dilatación térmica de los océanos y la pérdida de masa de los glaciares son los factores que más han contribuido al aumento del nivel medio global del mar durante el siglo XX (*nivel de confianza alto*). Es *muy probable* que el calentamiento de los océanos haya contribuido 0,8 [0,5 a 1,1] mm año^{-1} de cambio de nivel del mar en el período 1971-2010, y que la mayor parte de la contribución provenga de los 700 m superiores. La tasa media de los modelos de dilatación térmica de los océanos para el período 1971-2010 es similar a la observada. {3.7, 13.3}

Las observaciones, junto con métodos de análisis mejorados, indican que la contribución global de los glaciares (excepto los glaciares periféricos situados alrededor de Groenlandia y la Antártida) al nivel del mar fue de entre 0,25 y 0,99 mm año^{-1} de nivel del mar equivalente en el período 1971-2010. El *nivel de confianza medio* en los modelos de balance global de masa glaciar utilizados para las proyecciones de los cambios en los glaciares se debe al conocimiento basado en procesos del balance de masa de la superficie de los glaciares, la coherencia de las observaciones y los modelos de los cambios en los glaciares, y la evidencia de que las simulaciones climáticas de los modelos de circulación general atmósfera-océano pueden aportar información realista relacionada con el clima. Una simulación a partir de los datos climáticos observados muestra una mayor tasa de pérdida de masa glaciar en la década de 1930 que las simulaciones que utilizan los datos de los modelos de circulación general atmósfera-océano, quizá como consecuencia de un período de calentamiento en Groenlandia asociado a la variabilidad climática regional. {4.3, 13.3}

Las observaciones indican que es *muy probable* que el manto de hielo de Groenlandia haya experimentado una pérdida neta de masa debido al aumento del derretimiento y la escorrentía superficial y de la mayor descarga de hielo ocurrida durante los dos últimos decenios (figura RT.3). Los modelos climáticos regionales indican que el balance de masa de la superficie del manto de hielo de Groenlandia no mostró ninguna tendencia significativa desde la década de 1960 a la de 1980, pero que el derretimiento, y la escorrentía consiguiente, habían aumentado desde principios de la década de 1990. Esta tendencia está relacionada con un calentamiento regional pronunciado, que puede atribuirse a la combinación de una variabilidad regional anómala en los últimos años y un cambio climático antropógeno. Existe un *nivel de confianza alto* en las proyecciones del calentamiento futuro en Groenlandia, y el incremento del derretimiento de la superficie de hielo se basa en los acuerdos cualitativos de los modelos que prevén un mayor calentamiento en las altas latitudes del norte por razones físicas bien entendidas. {4.4, 13.3}

Hay un *nivel de confianza alto* en que el manto de hielo de la Antártida está en un estado de pérdida de masa neta y es *probable* que su contribución a la elevación del nivel del mar haya aumentado en los dos últimos decenios. Se observa una aceleración del aflujo de hielo desde la década de 1990, en particular en el sector del mar de Amundsen de la Antártida occidental. La variabilidad interanual en la acumulación es considerable y, como consecuencia, no se observa ninguna tendencia significativa en la acumulación desde 1979 en ninguno de los modelos u observaciones. El derretimiento en superficie es prácticamente insignificante en la Antártida. {4.4, 13.3}

Las estimaciones basadas en modelos de los cambios relacionados con el clima en relación con el almacenamiento de agua en la tierra (como la cubierta de nieve, las aguas superficiales, la humedad del suelo y las aguas subterráneas) no han contribuido de forma considerable a largo plazo al cambio del nivel del mar en los últimos decenios. Sin embargo, los cambios inducidos por los seres humanos (almacenamiento en reservorios y vaciamiento de aguas subterráneas) han contribuido al menos varias décimas de mm año^{-1} al cambio del nivel del mar. El almacenamiento en reservorios superó al vaciamiento de las aguas subterráneas durante la mayor parte del siglo XX, si bien la tasa de vaciamiento de las aguas subterráneas ha aumentado y supera en la actualidad a la tasa de almacenamiento. Se estima que su contribución neta combinada en el siglo XX es pequeña. {13.3}

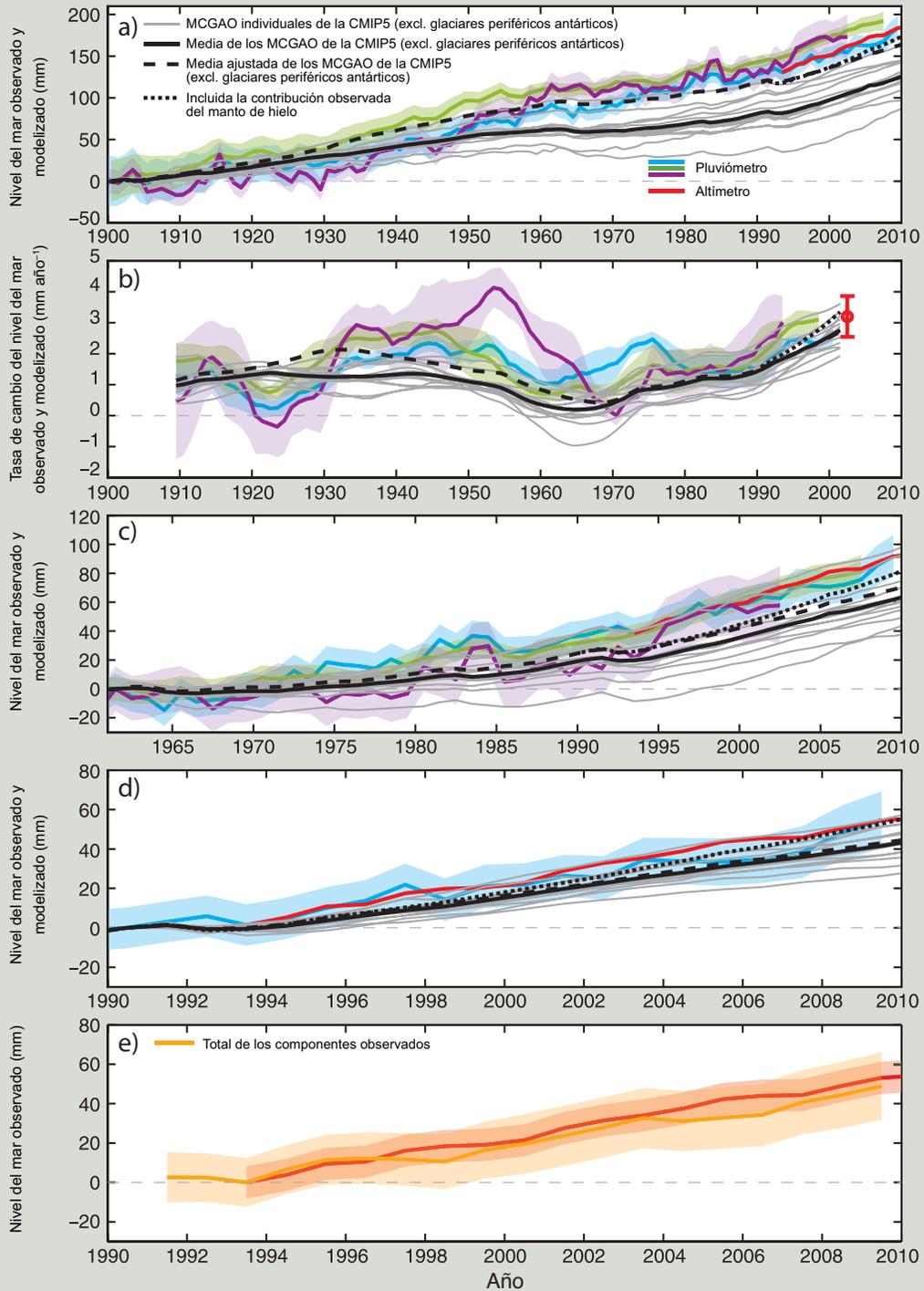
El aumento del nivel medio global del mar observado durante el período 1993-2010 es coherente con la suma de las contribuciones estimadas de las observaciones (ETE.2, figura 1e). El cierre del balance de observaciones de los últimos períodos con incertidumbres representa un avance significativo desde la elaboración del Cuarto Informe de Evaluación del IPCC en la comprensión física de las causas de los cambios anteriores del nivel medio global del mar, y proporciona una base mejorada para realizar una evaluación crítica de los modelos de estas contribuciones con el objetivo de evaluar su fiabilidad para efectuar proyecciones. {13.3}

La suma de las contribuciones de la expansión térmica de los océanos y de los glaciares de los modelos y el cambio estimado en el almacenamiento de agua en tierra, que es relativamente reducido, representan cerca del 65% del aumento del nivel medio global del mar observado para el período 1901-1990, y del 90% para los períodos 1971-2010 y 1993-2010 (ETE.2, figura 1). Después de la inclusión de pequeñas contribuciones a largo plazo de los mantos de hielo y la posible mayor pérdida de masa de los glaciares durante la década de 1930 debida a la variabilidad climática no forzada, la suma de las contribuciones de los modelos se acerca al aumento observado. La suma de la contribución de los mantos de hielo observada desde 1993 mejora la correlación del aumento del nivel del mar entre las observaciones y los modelos (ETE.2, figura 1). Los datos actualmente disponibles ofrecen una relación más clara que los de las evaluaciones del cambio del nivel del mar en el siglo XX realizadas anteriormente por el IPCC. {13.3}

(continúa en la página siguiente)

RT

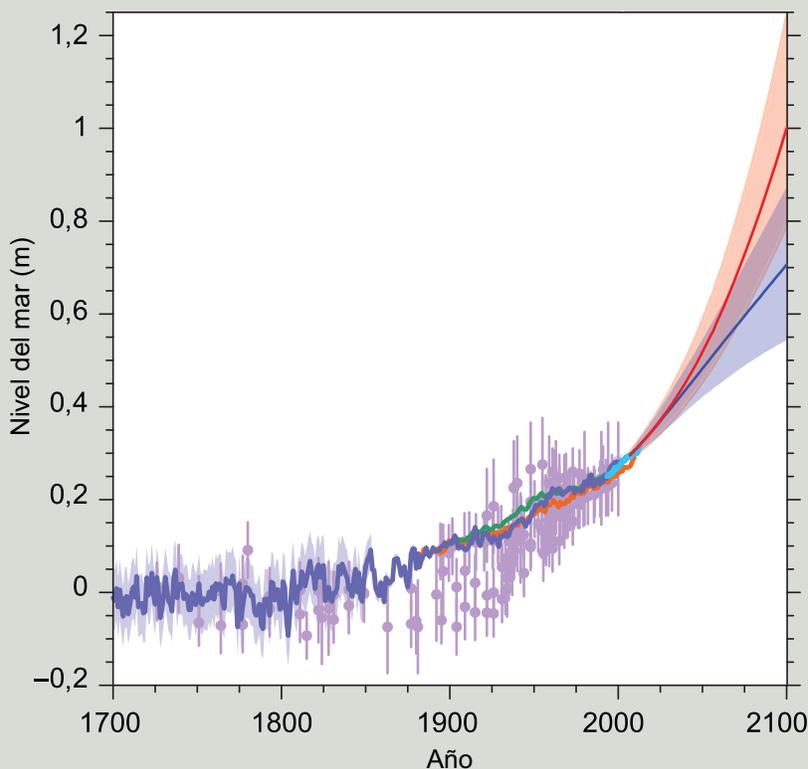
ETE.2 (continuación)



ETE.2, figura 1 | a) Nivel del mar observado y modelizado de 1900 a 2010. b) Tasas de cambio del nivel del mar para el mismo período; los datos recogidos por altímetros satelitales se presentan como un punto rojo para las tasas. c) Nivel del mar observado y modelizado entre 1961 y 2010. d) Nivel del mar observado y modelizado entre 1990 y 2010. En la imagen e) se compara la suma de las contribuciones observadas (en naranja) y el nivel del mar observado a partir de los datos obtenidos por altímetros satelitales (en rojo). Se presentan estimaciones del nivel medio global del mar obtenidas a partir de diferentes fuentes y las áreas sombreadas representan las estimaciones de incertidumbre (dos desviaciones típicas). Los datos obtenidos de altímetros satelitales desde 1993 se indican en rojo. Las líneas grises en las imágenes a) a d) representan la suma de las contribuciones en los modelos de la expansión térmica de los océanos y de los glaciares (excepto los glaciares que se encuentran en la periferia del manto de hielo de la Antártida), junto con los cambios en el almacenamiento de agua en la tierra (véase la figura 13.4). La línea negra representa la media de las líneas grises más la corrección de la expansión térmica debido a la omisión del forzamiento volcánico de los experimentos de control de los modelos de circulación general atmósfera-océano (MCGAO) (véase la sección 13.3.1). La línea negra discontinua (media ajustada de los modelos) representa la suma de la expansión térmica media modelizada corregida, el cambio en el almacenamiento de agua en la tierra, las estimaciones relativas a los glaciares obtenidas utilizando las observaciones climáticas, en lugar de los modelos (véase la figura 13.4), y una contribución ilustrativa a largo plazo de los mantos de hielo (de 0,1 mm año⁻¹). La línea negra de puntos representa la media ajustada de los modelos, pero en este caso se han incluido las contribuciones observadas de los mantos de hielo desde 1993. Dado que las estimaciones de los mantos de hielo observadas incluyen los glaciares situados en la periferia de los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida (conforme se expone en la sección 4.4), la contribución de los glaciares a la media de los modelos ajustada no incluye los glaciares periféricos para evitar el doble cómputo. {13.3; figura 13.7}

ETE.2 (continuación)

Cuando están calibrados de forma adecuada, los modelos recientemente mejorados de los mantos de hielo dinámicos pueden reproducir los rápidos cambios observados en el aflujo de hielo de los sistemas de los distintos glaciares (por ejemplo, el glaciar de Pine Island en la Antártida; *nivel de confianza medio*). Sin embargo, los modelos de la respuesta de los mantos de hielo al calentamiento global y, en particular, de las interacciones entre los mantos de hielo y los océanos son incompletos, y la falta de modelos de los mantos de hielo, especialmente de su dinámica, a partir de los balances modelizados en el pasado indica que estos modelos no se han evaluado de forma tan crítica como otras contribuciones. {13.3, 13.4}



ETE.2, figura 2 | Recopilación de datos sobre el paleonivel del mar (en violeta), datos de mareógrafos (azul, rojo y verde), datos de altímetros (azul claro), estimaciones centrales y rangos *probables* para proyecciones del aumento del nivel medio global del mar calculados a partir de la combinación de la CMIP5 y modelos basados en procesos para los escenarios RCP2,6 (azul) y RCP8,5 (rojo), todos ellos relativos a valores preindustriales. {figuras 13.3, 13.11, 13.27}

Es *probable* que el aumento del nivel medio global del mar para 2081-2100, en relación con 1986-2005, según las trayectorias de concentración representativas se sitúe en el rango de entre el 5% y el 95% derivado de las proyecciones climáticas de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5), en combinación con modelos basados en procesos de otras contribuciones (*nivel de confianza medio*), es decir 0,26 a 0,55 m en el caso del escenario RCP2,6; 0,32 a 0,63 m, en el caso del escenario RCP4,5; 0,33 a 0,63 m, en el caso del escenario RCP6,0; y 0,45 a 0,82 m, en el caso del escenario RCP8,5 (véanse el cuadro RT.1 y la figura RT.15 para el forzamiento relativo a las RCP). Respecto del escenario RCP8,5, el rango en 2100 se sitúa entre 0,52 y 0,98 m. El nivel de confianza en los rangos *probables* proyectados se basa en la coherencia de los modelos basados en procesos con las observaciones y el conocimiento físico. Se ha concluido que actualmente no se dispone de datos suficientes para evaluar la probabilidad de niveles específicos por encima del rango *probable*. Sobre la base del conocimiento actual, solo en caso de que ocurriera un colapso de sectores marinos del manto de hielo de la Antártida, podría aumentar considerablemente el nivel medio global del mar por encima del rango *probable* durante el siglo XXI. No hay consenso sobre la probabilidad de que se produzca un colapso de estas características y no se puede cuantificar con precisión su posible contribución adicional al aumento del nivel medio global del mar. Sin embargo, existe un *nivel de confianza medio* en que no representaría una elevación del nivel del mar superior a algunos decímetros en el siglo XXI. Es *prácticamente seguro* que el aumento del nivel medio global del mar continuará después de 2100. {13.5.1, 13.5.3}

Numerosas proyecciones de modelos semiempíricos señalan una elevación del nivel medio global del mar superior a las de los modelos basados en procesos; sin embargo, en la comunidad científica no existe consenso sobre su fiabilidad y, por lo tanto, hay un *nivel de confianza bajo* en sus proyecciones. {13.5.2, 13.5.3}

En ETE.2, figura 2, se combinan paleo-observaciones y observaciones de mareógrafos y altímetros relativas al aumento del nivel del mar desde 1700 con el cambio proyectado del nivel medio global del mar en 2100. {13.5, 13.7, 13.8}

Hay un *nivel de confianza bajo* respecto de la tendencia a escala global seguida en la sequía o la sequedad (falta de lluvia), debido a la falta de observaciones directas, a la dependencia de las tendencias estimadas de los índices seleccionados y a la inconsistencia geográfica de estas tendencias. Sin embargo, esto encubre importantes cambios regionales; por ejemplo, es *probable* que la frecuencia e intensidad de las sequías haya aumentado en el Mediterráneo y en África occidental, y que haya disminuido en la zona central de América del Norte y el noroeste de Australia desde 1950. {2.6.2; cuadro 2.13}

Existe un *nivel de confianza alto* en que, durante el pasado milenio, se registraron sequías de mayor magnitud y más duraderas que las observadas en muchas regiones desde principios del siglo XX. Hay un *nivel de confianza medio* en que, durante la pequeña edad de hielo (1450-1850), se produjeron más megasequías en el Asia monzónica y prevalecieron condiciones más húmedas en las regiones áridas de Asia central y en la región monzónica de América del Sur en comparación con la Anomalía climática medieval (950-1250). {5.5.4, 5.5.5}

Tras analizar los pasados cambios en la capacidad de observación, hay un *nivel de confianza bajo* respecto de cambios a largo plazo (centenarios) en la actividad de los ciclones tropicales. Sin embargo, desde la década de 1970, es *prácticamente seguro* que la frecuencia e intensidad de las tormentas en el Atlántico Norte hayan aumentado, si bien se cuestionan los porqués de este aumento (véase ETE.9). Existe un *nivel de confianza bajo* en que se han producido tendencias a gran escala en la actividad tormentosa durante el último siglo y todavía no hay pruebas suficientes para determinar si existen tendencias sólidas en cuanto a fenómenos meteorológicos severos en pequeña escala, como granizadas o tormentas. {2.6.2-2.6.4}

Existe un *nivel de confianza alto* en que, durante los últimos cinco siglos, se han producido mayores crecidas que las registradas desde el siglo XX en Europa central y septentrional, la región del Mediterráneo occidental y Asia oriental. Hay un *nivel de confianza alto* en que, en Oriente Próximo, India y la zona central de América del Norte, las grandes crecidas actuales son comparables, o superiores, a las crecidas históricas en magnitud y/o frecuencia. {5.5.5}

RT.2.7.2 Los océanos

Es *probable* que la magnitud de los episodios de niveles del mar extremadamente altos haya aumentado desde 1970 (véase ETE.9, cuadro 1). El aumento del nivel máximo del mar puede explicarse en su mayor parte por el aumento del nivel medio del mar: los cambios en los niveles máximos del mar, una vez considerado el aumento del nivel medio del mar, se reducen a menos de 5 mm año⁻¹ en el caso del 94% de las observaciones de mareógrafos. A partir del reanálisis de predicciones de modelos forzados y observaciones realizadas desde buques, se deduce, con un *nivel de confianza medio*, que la altura de la ola media significativa ha aumentado desde 1950 en gran parte del Atlántico Norte al norte de los 45° N, con una tendencia de crecimiento típica en invierno de 20 cm por decenio. {3.4.5, 3.7.5}

RT.2.8 Cambios en el ciclo del carbono y otros ciclos biogeoquímicos

Las concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) y óxido nitroso (N₂O) superaron el rango de concentraciones registradas en los núcleos de hielo durante los últimos 800 000 años. Los cambios anteriores en las concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero se determinan, con un *nivel de confianza alto*, mediante núcleos de hielo polares. Desde el Cuarto Informe de Evaluación, estos registros se han ampliado de los 650 000 a los 800 000 años. {5.2.2}

Existe un *nivel de confianza muy alto* en que las actuales tasas de aumento de las concentraciones atmosféricas de CO₂, CH₄ y N₂O, y el aumento asociado del forzamiento radiativo, no tienen precedentes respecto de los registros de los núcleos de hielo de máxima resolución de los últimos 22 000 años. Hay un *nivel de confianza medio* en que la tasa de variación del aumento observado de los gases de efecto invernadero tampoco tienen precedentes si se comparan con los registros de menor resolución de los últimos 800 000 años. {2.2.1, 5.2.2}

Hay un *nivel de confianza medio* en que, en varios períodos caracterizados por altas concentraciones de CO₂ en la atmósfera, la temperatura media global estaba muy por encima del nivel preindustrial. Durante el Plioceno Medio (3,3 a 3,0 millones de años), la concentración atmosférica de CO₂ entre 350 y 450 ppm (*nivel de confianza medio*) se produjo cuando la temperatura media global en superficie era de 1,9 a 3,6 °C más (*nivel de confianza medio*) que en el clima preindustrial. Durante el Eoceno Temprano (52 a 48 millones de años), la concentración de CO₂ en la atmósfera fue superior en unas 1 000 ppm cuando la temperatura media global en superficie era de 9 a 14 °C más (*nivel de confianza medio*) que en las condiciones preindustriales. {5.3.1}

RT.2.8.1 Dióxido de carbono

De 1750 a 2011, las emisiones de CO₂ procedentes de la quema de combustibles fósiles y la producción de cemento liberaron 375 [345 a 405] PgC⁹ según las estimaciones obtenidas a partir de las estadísticas de utilización de energía y combustible. En el período 2002-2011, el promedio de las emisiones de los combustibles fósiles y de la producción de cemento era de 8,3 [7,6 a 9,0] PgC año⁻¹ (*nivel de confianza alto*), con una tasa de crecimiento medio del 3,2% año⁻¹ (figura RT.4). Esta tasa de aumento de las emisiones de combustibles fósiles es más alta que la registrada durante la década de 1990 (1,0% año⁻¹). En 2011, las emisiones de combustibles fósiles eran de 9,5 [8,7 a 10,3] PgC. {2.2.1, 6.3.1; cuadro 6.1}

Entre 1750 y 2011, se estima que el cambio de uso del suelo, principalmente la deforestación, observado a partir de los datos y los modelos de la cubierta terrestre, ha liberado 180 [100 a 260] PgC. En las emisiones derivadas del cambio de uso del suelo observadas entre 2002 y 2011 predomina la deforestación tropical y se estiman en 0,9 [0,1 a 1,7] PgC año⁻¹ (*nivel de confianza medio*), con una posible pequeña disminución en la década de 1990 debido a la menor pérdida de bosque registrada en ese período. Esta estimación incluye las emisiones brutas de la deforestación de alrededor de 3 PgC año⁻¹, compensadas por aproximadamente 2 PgC año⁻¹ de rebrote de los bosques en algunas regiones, sobre todo en tierras agrícolas abandonadas. {6.3.2; cuadro 6.2}

De los 555 [470 a 640] PgC liberados a la atmósfera por las emisiones derivadas de combustibles fósiles y del uso del suelo entre 1750 y 2011, 240 [230 a 250] PgC se acumularon en la atmósfera, tal como se estimó con mucha precisión a partir del aumento observado de las concentraciones de CO₂ en la atmósfera de 278 [273 a 283] ppm¹⁰ en 1750 a 390,5 [390,4 a 390,6] ppm en 2011. La cantidad de CO₂ en la atmósfera aumentó 4,0 [3,8 a 4,2] PgC año⁻¹ en la primera década del siglo XXI. La distribución del incremento de CO₂ atmosférico observado aumenta con la latitud, lo que demuestra de forma clara que el incremento está impulsado por emisiones antropógenas ocurridas principalmente en los países industrializados al norte del ecuador. Sobre la base de las concentraciones medias anuales, las estaciones situadas en el hemisferio norte indicaron unas concentraciones ligeramente superiores a las de estaciones del hemisferio sur. Una línea independiente de evidencia del origen antropógeno del aumento del CO₂ atmosférico observado proviene de la disminución constante observada del contenido de oxígeno (O₂) atmosférico y de la disminución de la proporción isotópica del CO₂ (¹³C/¹²C) en la atmósfera (figura RT.5). {2.2.1, 6.1.3}

⁹ 1 petagramo de carbono = 1 PgC = 10¹⁵ gramos de carbono = 1 gigatonelada de carbono = 1 GtC. Esto corresponde a 3,667 GtCO₂.

¹⁰ ppm (partes por millón) o ppmm (partes por mil millones) es la relación entre el número de moléculas de gas de efecto invernadero y el número total de moléculas de aire seco. Por ejemplo, 300 ppm equivale a 300 moléculas de gases de efecto invernadero por millón de moléculas de aire seco.

La cantidad restante de carbono liberado por las emisiones derivadas de los combustibles fósiles y del uso del suelo ha sido reabsorbida por los ecosistemas oceánicos y terrestres. Teniendo en cuenta que hay varias estimaciones independientes basadas en diferentes métodos y conjuntos de datos muy coincidentes (por ejemplo, datos sobre el carbono oceánico, el oxígeno y los trazadores episódicos), es *muy probable* que el inventario global del carbono antropógeno en los océanos aumentara de 1994 a 2010. En 2011 esa cantidad se estimó en 155 [125 a 185] PgC. Las tasas anuales de incorporación oceánica a nivel global calculadas a partir de conjuntos de datos independientes (datos de cambios en el inventario del carbono antropógeno en los océanos, de medidas del ratio de oxígeno frente al nitrógeno (O_2/N_2))

o de datos de la presión parcial del CO_2 (pCO_2) y para diferentes períodos de tiempo concuerdan entre sí, tienen incertidumbres similares, y es *muy probable* que se sitúen en el rango de 1,0 a 3,2 $PgC\ año^{-1}$. Las observaciones regionales de la tasa de almacenamiento del carbono antropógeno en los océanos coinciden ampliamente con la tasa esperada resultante del aumento de las concentraciones del CO_2 atmosférico, pero con variaciones temporales y espaciales significativas. {3.8.1, 6.3}

Se ha estimado, por diferencia con los cambios en otros reservorios, que los ecosistemas terrestres naturales que no están afectados por un cambio de uso del suelo han acumulado 160 [70 a 250] PgC entre 1750 y 2011. Se

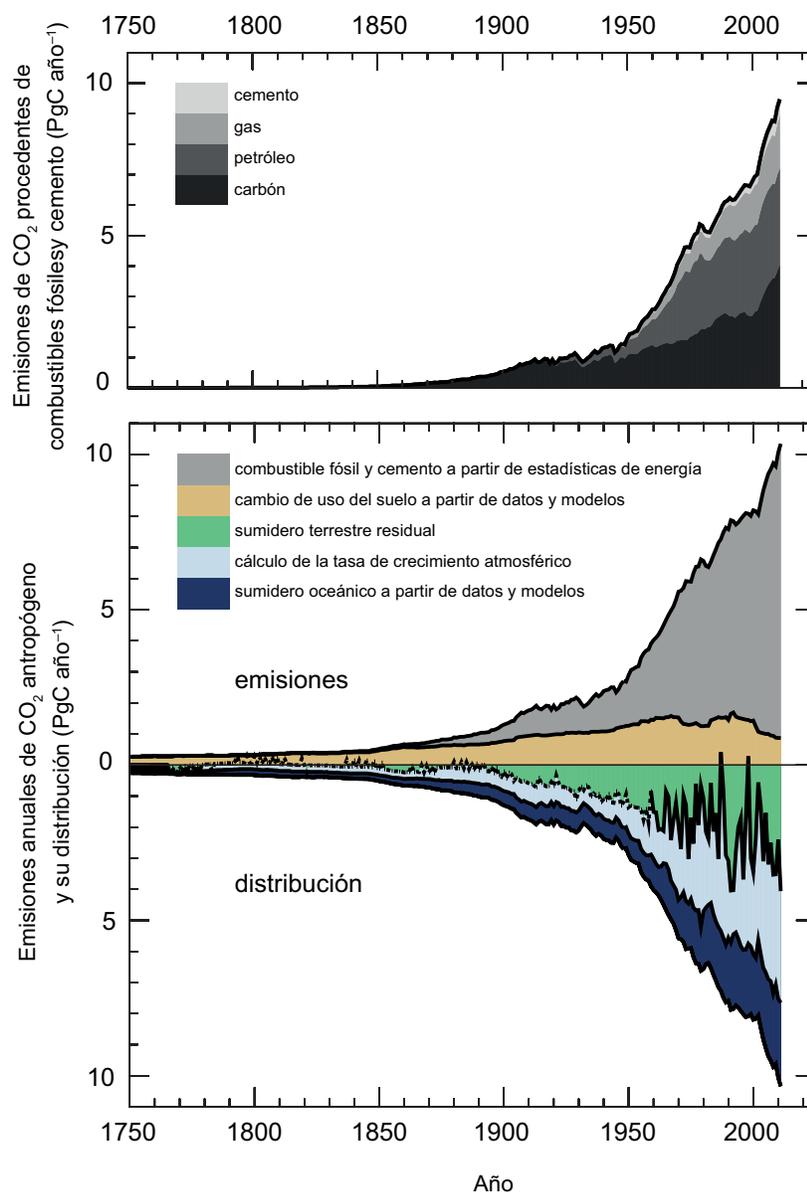


Figura RT.4 | Emisiones anuales de CO_2 antropógeno y su distribución en la atmósfera, la tierra y los océanos ($PgC\ año^{-1}$) de 1750 a 2011. (Parte superior) Emisiones de CO_2 derivadas de los combustibles fósiles y del cemento por categoría, según las estimaciones del Centro de Análisis de la Información sobre el Dióxido de Carbono (CDIAC). (Parte inferior) Emisiones procedentes de los combustibles fósiles y del cemento según se indica más arriba. Las emisiones de CO_2 derivadas de la variación neta del uso del suelo, principalmente la deforestación, se basan en datos del cambio de la cubierta terrestre (véase el cuadro 6.2). La tasa de aumento del CO_2 en la atmósfera anterior a 1959 se basa en una aproximación interpolada de observaciones del núcleo de hielo y en un resumen de las mediciones atmosféricas desde 1959. El ajuste a las observaciones del núcleo del hielo no detecta la amplia variabilidad interanual del CO_2 atmosférico y está representado por una línea discontinua. El sumidero oceánico de CO_2 resulta de una combinación de modelos y observaciones. El sumidero terrestre residual (término indicado en verde en la figura) se calcula a partir de la cantidad residual de los demás términos. Las emisiones y su distribución incluyen únicamente los flujos que han cambiado desde 1750, en lugar de los flujos naturales de CO_2 (por ejemplo, la absorción de CO_2 por la atmósfera de la descomposición y emisión de gases de CO_2 de lagos y ríos y emisión de gases de CO_2 por los océanos del carbono liberado por los ríos; véase la figura 6.1) para los flujos entre los reservorios atmosférico, terrestre y oceánico antes de esa época y que aún perduran. Las incertidumbres relativas a los diversos términos se analizan en el capítulo 6 y sus valores medios decenales se presentan en el cuadro 6.1. {figura 6.8}

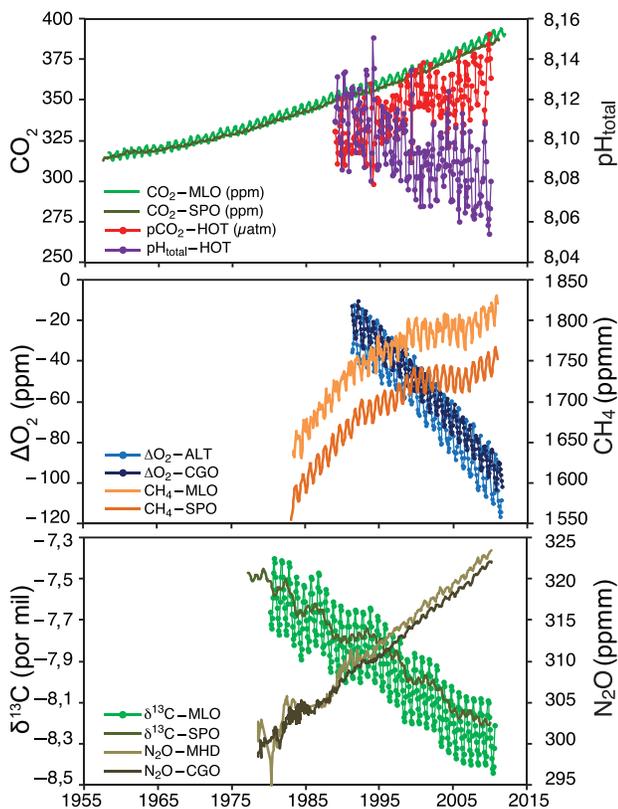


Figura RT.5 | Concentración atmosférica de CO₂, oxígeno, relación de isótopos estables ¹³C/¹²C en el CO₂, así como concentraciones atmosféricas de CH₄ y N₂O, observaciones de presión parcial de CO₂ (pCO₂) y pH en la superficie de los océanos, registrados en estaciones en series temporales representativas en los hemisferios norte y sur. MLO: Mauna Loa Observatory, Hawaii; SPO: South Pole; HOT: Hawaii Ocean Time-Series station; MHD: Mace Head, Irlanda; CGO: Cape Grim, Tasmania; ALT: Alert, Territorios del Noroeste, Canadá. Pueden encontrarse más detalles en relación con la figura RRP.4 en el material complementario del Resumen técnico. {figuras 3.18, 6.3; PF 3.3, figura 1}

estima que la absorción de carbono por los ecosistemas terrestres naturales se realiza sobre todo mediante la absorción de CO₂ por una mejor fotosíntesis a mayores niveles de CO₂ y mayor deposición de nitrógeno, y estaciones vegetativas más prolongadas en latitudes medias y altas. Los sumideros naturales de carbono varían según las regiones debido a los procesos físicos, biológicos y químicos que tienen lugar en diferentes escalas temporales. El exceso de CO₂ atmosférico absorbido por los ecosistemas terrestres se almacena como materia orgánica en diferentes reservorios de carbono, desde materia de corta duración (hojas o raíces finas) a materia de larga duración (troncos o carbono edáfico). {6.3; cuadro 6.1}

RT.2.8.2 Carbono y acidificación de los océanos

La incorporación de CO₂ antropógeno en los océanos tiene como consecuencia la acidificación progresiva de estos. El pH¹¹ del agua del océano superficial ha disminuido en 0,1 desde el comienzo de la era industrial (*nivel de confianza alto*), lo que corresponde a un aumento del 26% en la concentración de iones de hidrógeno. Las tendencias observadas del pH oscilan entre -0,0014 y -0,0024 por año en las aguas superficiales. En el interior de los océanos, los procesos físicos y biológicos naturales, así

como la incorporación de CO₂ antropógeno, puede provocar cambios en el pH durante escalas temporales decenales y más largas. {3.8.2; recuadro 3.2; cuadro 3.2; PF 3.3}

RT.2.8.3 Metano

La concentración de CH₄ se ha multiplicado por un factor de 2,5 desde la era preindustrial, de 722 [697 a 747] ppmm en 1750 a 1 803 [1 799 a 1 807] ppmm en 2011 (figura RT.5). Existe un *nivel de confianza muy alto* en que el CH₄ atmosférico aumentó durante la era industrial debido a la actividad antropógena. El incremento masivo del número de rumiantes, las emisiones derivadas de la extracción y el uso de combustible fósil, la expansión de los arrozales y las emisiones procedentes de los vertederos y desechos son las principales fuentes antropógenas de CH₄. Las emisiones antropógenas representan entre el 50% y el 65% de las emisiones totales. Al incluir las emisiones geológicas naturales de CH₄ que no figuraban en los balances anteriores, se estima que el componente fósil de las emisiones totales de CH₄ (a saber, las emisiones antropógenas relacionadas con las fugas en el sector de los combustibles fósiles y las fugas geológicas naturales) es actualmente de alrededor del 30% de las emisiones totales de CH₄ (*nivel de confianza medio*). {2.2.1, 6.1, 6.3.3}

En los últimos decenios, el incremento de CH₄ en la atmósfera ha sido variable. Las concentraciones de CH₄ fueron relativamente estables alrededor de la década de 1990, pero volvieron a aumentar a partir de 2007. No se sabe aún exactamente qué factores impulsaron este nuevo incremento. Las variaciones producidas por el clima de las emisiones de CH₄ procedentes de humedales naturales (177 a 284 x 1 012 g (CH₄) año⁻¹ para el período 2000-2009 a partir de estimaciones ascendentes) son las principales impulsoras de la variabilidad interanual mundial de las emisiones de CH₄ (*nivel de confianza alto*), con una contribución más reducida de las emisiones procedentes de la quema de biomasa durante los años de más incendios. {2.2.1, 6.3.3; cuadro 6.8}

RT.2.8.4 Óxido nítrico

Desde la era preindustrial, la concentración de N₂O en la atmósfera ha aumentado en un factor de 1,2 (figura RT.5). Los cambios en el ciclo del nitrógeno, además de las interacciones con las fuentes y los sumideros de CO₂, afectan a las emisiones de N₂O tanto en tierra como en los océanos. {2.2.1, 6.4.6}

RT.2.8.5 Oxígeno oceánico

Del nivel de acuerdo alto existente entre los diversos estudios se desprende, con un *nivel de confianza medio*, que las concentraciones de oxígeno han hecho que disminuyera la termoclina de alta mar en muchas regiones oceánicas desde la década de 1960. La disminución general es coherente con la expectativa de que la estratificación provocada por el calentamiento conduce a una disminución del suministro de oxígeno hasta la termoclina desde las aguas cercanas a la superficie, de que las aguas más cálidas pueden retener menos oxígeno y de que los cambios de la circulación originada por el viento afectan a las concentraciones de oxígeno. Es *probable* que las zonas tropicales con niveles mínimos de oxígeno se hayan expandido en los últimos decenios. {3.8.3}

¹¹ El pH mide el grado de acidez: una disminución del valor del pH indica un aumento de acidez, esto es, una acidificación.

RT.3 Impulsores del cambio climático

RT.3.1 Introducción

La actividad humana ha modificado y continúa modificando la superficie de la Tierra y la composición de la atmósfera. Algunos de estos cambios tienen una repercusión directa o indirecta en el balance energético de la Tierra y son, por lo tanto, impulsores del cambio climático. El forzamiento radiativo es una medida de la variación neta del balance energético del sistema Tierra en respuesta a determinadas perturbaciones externas (véase el recuadro RT.2). Cuando el forzamiento radiativo es positivo conduce a un calentamiento y, cuando es negativo, a un enfriamiento. El concepto de forzamiento radiativo es útil para comparar la influencia en la temperatura media global en superficie de la mayor parte de los agentes individuales que más afectan al equilibrio radiativo de la Tierra. Los valores cuantitativos que se proporcionan en el Quinto Informe de Evaluación son coherentes con los de los informes anteriores del IPCC, si bien se han realizado revisiones importantes (figura RT.6). El forzamiento radiativo efectivo se utiliza en la actualidad para cuantificar el impacto de determinados agentes de forzamiento que condicionan ajustes rápidos de ciertos componentes de la atmósfera y la superficie considerados constantes según el concepto de forzamiento radiativo (véase el cuadro RT.2). El forzamiento radiativo y el forzamiento radiativo efectivo se estiman a partir del cambio observado en el período 1750-2011, denominado "era industrial", si no se indican explícitamente otros períodos de tiempo. Las incertidumbres se dan asociadas a las mejores estimaciones de forzamiento radiativo y forzamiento radiativo efectivo, con valores que representan un intervalo de confianza de entre el 5% y el 95% (90%). {8.1, 7.1}

Además del forzamiento radiativo y el forzamiento radiativo efectivo medio global, la distribución espacial y la evolución temporal del forzamiento, así como las retroalimentaciones climáticas, determinan también el posible impacto de varios impulsores en el clima. Los cambios en la superficie terrestre también pueden afectar al clima local y regional mediante procesos que no son de naturaleza radiativa. {8.1, 8.3.5, 8.6}

RT.3.2 Forzamiento radiativo de los gases de efecto invernadero

La actividad humana contribuye al cambio de la composición atmosférica ya sea de forma directa (mediante la emisión de gases o partículas) o indirecta (por medio de la química atmosférica). Las emisiones antropógenas han

regido los cambios de las concentraciones de gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados durante la era industrial (véase la sección RT.2.8 y ETE.7). Dado que es bien sabido que las concentraciones de gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados se basan en mediciones directas y en los registros de los núcleos de hielo, y que también son conocidas las propiedades radiativas de estos gases, el cálculo del forzamiento radiativo debido a los cambios en sus concentraciones proporciona valores muy bien definidos (figura RT.6). No ha habido cambios significativos en nuestra comprensión del impacto radiativo de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, por lo que los cambios en las estimaciones del forzamiento radiativo en relación con el Cuarto Informe de Evaluación se deben esencialmente al aumento de las concentraciones. La mejor estimación del forzamiento radiativo efectivo de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados es la misma que en el caso del forzamiento radiativo, pero el intervalo de incertidumbre es dos veces mayor debido a la mal definida respuesta de las nubes. Gracias a las observaciones de alta calidad, es seguro que la creciente carga atmosférica de la mayor parte de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, particularmente el CO₂, ha dado lugar a un nuevo aumento del forzamiento radiativo de 2005 a 2011. Sobre la base de los cambios en las concentraciones, el forzamiento radiativo de todos los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados en 2011 es de 2,83 [2,54 a 3,12] W m⁻² (*nivel de confianza muy alto*). Se trata de un aumento de 0,20 [0,18 a 0,22] W m⁻² registrado desde el Cuarto Informe de Evaluación; este aumento se debe en gran medida al aumento de la abundancia de CO₂ desde 2005. El forzamiento radiativo correspondiente a la era industrial en lo que respecta únicamente al CO₂ es de 1,82 [1,63 a 2,01] W m⁻². Durante los últimos 15 años, el CO₂ ha sido el factor que más ha contribuido al aumento del forzamiento radiativo de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, teniendo en cuenta que el forzamiento radiativo del CO₂ tiene una tasa de crecimiento media levemente inferior a 0,3 W m⁻² por decenio. La incertidumbre relativa al forzamiento radiativo de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados se debe en parte a sus propiedades radiativas, pero sobre todo al balance total de transferencia radiativa, que incluye las nubes. {2.2.1, 5.2, 6.3, 8.3, 8.3.2; cuadro 6.1}

Tras un decenio de casi estabilidad, el reciente aumento de las concentraciones de CH₄ provocó un mayor forzamiento radiativo del 2% hasta 0,48 [0,43 a 0,53] W m⁻² con respecto a lo indicado en el Cuarto Informe de Evaluación. Es *muy probable* que el forzamiento radiativo derivado del CH₄ sea actualmente superior al de los halocarbonos en su conjunto. {2.2.1, 8.3.2}

Recuadro RT.2 | Forzamiento radiativo y forzamiento radiativo efectivo

El forzamiento radiativo y el forzamiento radiativo efectivo se utilizan para cuantificar la variación del balance energético de la Tierra que se produce como consecuencia de un cambio de origen externo. Se expresan en vatios por metro cuadrado (W m⁻²). El forzamiento radiativo se define en el Quinto Informe de Evaluación, al igual que en las evaluaciones anteriores del IPCC, como la variación del flujo descendente neto (onda corta más onda larga) en la tropopausa, tras permitir que las temperaturas estratosféricas se reajusten hasta alcanzar el equilibrio radiativo, mientras se mantienen fijas otras variables de estado, como las temperaturas troposféricas, el vapor de agua y la cubierta de nubes (véase el glosario). {8.1.1}

Si bien el concepto de forzamiento radiativo ha resultado ser muy útil, una mejor comprensión ha mostrado que la inclusión de ajustes rápidos de la superficie de la Tierra y la troposfera puede proporcionar una mejor métrica para cuantificar la respuesta climática. Estos ajustes rápidos se producen en diversas escalas temporales, pero son relativamente diferentes de las respuestas al cambio de la temperatura media global en superficie. Los aerosoles en particular afectan al perfil de temperatura atmosférico y a las propiedades de las nubes en una escala temporal mucho más corta que la de los ajustes de los océanos (incluida la capa superior) a los forzamientos. Según el concepto de forzamiento radiativo efectivo, definido en el Quinto Informe de Evaluación, son posibles los ajustes rápidos a las perturbaciones, para todas las variables a excepción de la temperatura media global en superficie, la temperatura de los océanos y la cobertura de hielo marino. Los valores relativos al forzamiento radiativo efectivo y al forzamiento radiativo son muy diferentes en lo referente a los aerosoles antropógenos, debido a su influencia en las nubes y en la cobertura de nieve o hielo. En cuanto a los demás componentes de peso en el balance energético de la Tierra, como los gases de efecto invernadero, son muy similares el forzamiento radiativo efectivo y el forzamiento radiativo, y el forzamiento radiativo puede tener una utilidad comparable, dado que su cálculo requiere menos recursos computacionales y no se ve afectado por la variabilidad meteorológica, con lo que se pueden aislar mejor los forzamientos pequeños. En los casos en que el forzamiento radiativo y el forzamiento radiativo efectivo difieren de forma considerable, se ha demostrado que el efectivo es un mejor indicador de la respuesta de la temperatura media global en superficie y por tanto se hace más hincapié en él en el Quinto Informe de Evaluación. {7.1, 8.1; recuadro 8.1}

El N₂O atmosférico ha aumentado un 6% desde la elaboración del Cuarto Informe de Evaluación, lo que ha provocado un forzamiento radiativo de 0,17 [0,14 a 0,20] W m⁻². Las concentraciones de N₂O siguen aumentando, mientras que las de diclorodifluorometano (CF₂Cl₂, CFC-12), tercer gas de efecto invernadero homogéneamente mezclado que más contribuyó al forzamiento radiativo durante varios decenios, están disminuyendo gracias a la eliminación gradual de las emisiones de esta sustancia química en el marco del Protocolo de Montreal. Desde el Cuarto Informe de Evaluación, el N₂O ha superado al

CFC-12, convirtiéndose en el tercer gas de efecto invernadero homogéneamente mezclado que más contribuye al forzamiento radiativo. El forzamiento radiativo derivado de los halocarbonos es muy similar al valor registrado en el Cuarto Informe de Evaluación con una reducción del forzamiento radiativo provocado por los clorofluorocarbonos (CFC), pero con aumentos provenientes de muchos de sus sustitutos. Cuatro de los halocarbonos (triclorofluorometano (CFCl₃, CFC-11), CFC-12, triclorotrifluoroetano (CF₂ClCFCl₂, CFC-113) y clorodifluorometano (CHF₂Cl, HCFC-22)) representan el 85% del forzamiento radiativo total

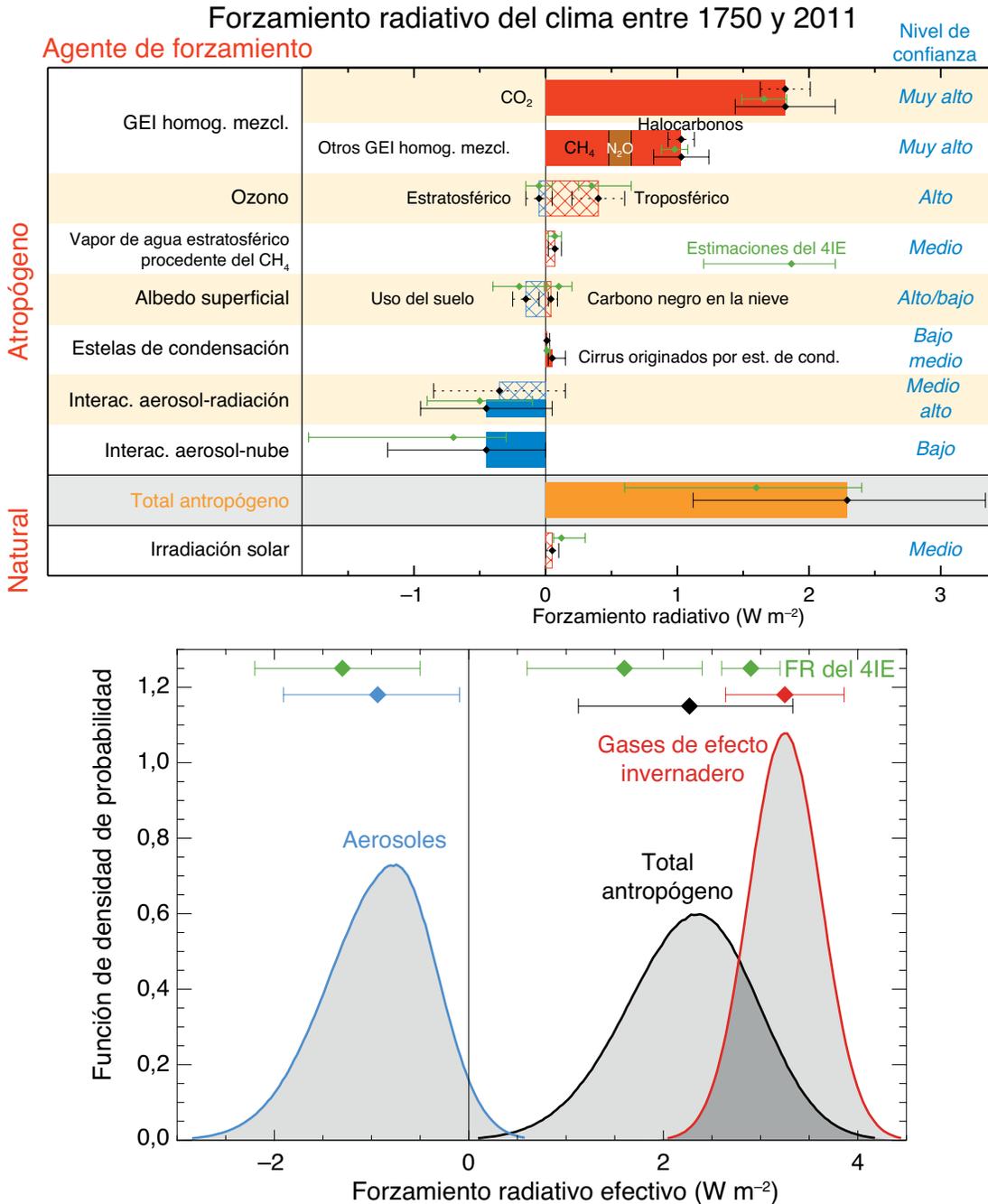


Figura RT.6 | Forzamiento radiativo (FR) y forzamiento radiativo efectivo (FRE) de cambio climático durante la era industrial. (Parte superior) Forzamiento debido a los cambios de concentración entre 1750 y 2011 con intervalos de incertidumbre asociados (las barras coloreadas representan el forzamiento radiativo efectivo, las barras rayadas el forzamiento radiativo, y los rombos verdes y las incertidumbres asociadas representan el forzamiento radiativo estimado en el Cuarto Informe de Evaluación (4IE)). (Parte inferior) Funciones de densidad de probabilidad para el forzamiento radiativo efectivo, aerosoles, gases de efecto invernadero (GEI) y total. Las líneas verdes representan el intervalo de confianza del 90% del forzamiento radiativo en el Cuarto Informe de Evaluación y pueden compararse con las líneas rojas, azules y negras correspondientes al intervalo de confianza del 90% del forzamiento radiativo efectivo en el Quinto Informe de Evaluación (aunque el forzamiento radiativo y el forzamiento radiativo efectivo difieren, sobre todo en lo que respecta a los aerosoles). El forzamiento radiativo efectivo derivado de las variaciones del albedo superficial y de la combinación de las estelas de condensación y los Cirrus originados por estelas de condensación se incluye en el forzamiento antropógeno total, pero no se muestra como una función de densidad de probabilidad separada. En lo que se refiere a determinados mecanismos de forzamiento (ozono, uso del suelo, solar), se considera que el forzamiento radiativo es representativo del forzamiento radiativo efectivo, pero se añade en cuadratura una incertidumbre adicional del 17% a la incertidumbre relativa al forzamiento radiativo. [figuras 8.15, 8.16]

provocado por los halocarbonos. El forzamiento radiativo derivado de los primeros tres componentes ha disminuido en los últimos 5 años, pero este aumento se ha visto compensado con creces por el aumento del forzamiento radiativo provocado por el HCFC-22. Hay un *nivel de confianza alto* en que la tasa de aumento del forzamiento radiativo derivado del conjunto de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados ha sido menor en el último decenio que en las décadas de 1970 y 1980, debido a un aumento más lento en el forzamiento radiativo de los gases distintos del CO₂. {2.2.1, 8.3.2}

Los gases de efecto invernadero ozono (O₃) y vapor de agua estratosférico también contribuyen al forzamiento antropógeno. Las observaciones indican que es *probable* que el O₃ haya aumentado en muchas zonas inalteradas (del entorno) a lo largo de la década de 1990. Estos aumentos han seguido produciéndose principalmente en Asia (si bien las observaciones solo abarcan una zona limitada) y se han mantenido estables en Europa en el último decenio. El forzamiento radiativo total provocado por los cambios del O₃ es 0,35 [0,15 a 0,55] W m⁻² (*nivel de confianza alto*), con un forzamiento radiativo provocado por el O₃ troposférico de 0,40 [0,20 a 0,60] W m⁻² (*nivel de confianza alto*) y un forzamiento radiativo derivado del O₃ estratosférico de -0,05 [-0,15 a +0,05] W m⁻² (*nivel de confianza alto*). El O₃ no es emitido directamente a la atmósfera, sino que se forma mediante reacciones fotoquímicas. En estas reacciones que tienen lugar en la troposfera, intervienen componentes precursores que son emitidos a la atmósfera a partir de diversas fuentes naturales y antropógenas. El forzamiento radiativo derivado del O₃ troposférico se debe en gran medida al aumento de las emisiones de CH₄, monóxido de carbono, compuestos orgánicos volátiles y óxidos de nitrógeno, mientras que el forzamiento radiativo estratosférico proviene principalmente del agotamiento del O₃ provocado por halocarbonos antropógenos. Sin embargo, hay actualmente una constancia clara de la importante relación entre los cambios en el O₃ troposférico y estratosférico; un total del forzamiento radiativo del O₃ de 0,50 [0,30 a 0,70] W m⁻² se atribuye a las emisiones precursoras de O₃ troposférico, y de -0,15 [-0,30 a 0,00] W m⁻² a la reducción de O₃ a causa de los halocarbonos. Existe una evidencia sólida de que el O₃ troposférico también tiene un impacto perjudicial en la fisiología de la vegetación y, por lo tanto, en su absorción de CO₂. Esta disminución de la absorción lleva al aumento indirecto de la concentración de CO₂ en la atmósfera. Por consiguiente, la fracción del forzamiento radiativo debido al CO₂ debería atribuirse al ozono o a sus precursores y no a la emisión directa de CO₂. Sin embargo, hay un *nivel de confianza bajo* en las estimaciones cuantitativas. El forzamiento radiativo provocado por el vapor de agua estratosférico derivado de la oxidación de CH₄ es 0,07 [0,02 a 0,12] W m⁻². Otros cambios en el vapor de agua estratosférico y todos los cambios del vapor de agua en la troposfera se consideran retroalimentaciones en lugar de forzamientos. {2.2.2, 8.1-8.3; PF 8.1}

RT.3.3 Forzamiento radiativo derivado de los aerosoles antropógenos

Los aerosoles antropógenos son responsables del forzamiento radiativo climático a través de diversos procesos que pueden agruparse en dos clases: interacciones aerosol-radiación e interacciones aerosol-nube. Se han realizado progresos desde el Cuarto Informe de Evaluación en cuanto a las observaciones y la modelización de las propiedades de los aerosoles pertinentes para el clima (incluida la distribución del tamaño, la higroscopicidad, la composición química, el estado de mezcla y las propiedades de nucleación ópticas y de las nubes) y su distribución atmosférica. Sin embargo, sigue habiendo incertidumbres sustanciales en las evaluaciones de las tendencias a largo plazo del espesor óptico global de los aerosoles y otras propiedades globales de los aerosoles debido a las dificultades que suponen las mediciones y la insuficiencia de observaciones de algunos parámetros importantes, la alta variabilidad espacial y temporal y los pocos registros de observación de que se dispone. La mejor estimación que se puede dar del forzamiento radiativo antropógeno por interacciones aerosol-radiación es de -0,35 [-0,85 a +0,15] W m⁻² (*nivel de confianza alto*) utilizando evidencias sobre la base de modelos de aerosoles y algunas limitaciones en las observaciones. El forzamiento radiativo por interacciones aerosol-radiación está causado por diversos tipos de aerosoles (véase la sección RT.3.6). El ajuste rápido al forzamiento radiativo debido a interacciones aerosol-radiación provoca un mayor forzamiento negativo, en particular mediante los ajustes de nube, y se

atribuye sobre todo al carbono negro. Por consiguiente, el forzamiento radiativo efectivo por interacciones aerosol-radiación es más negativo que el forzamiento radiativo por interacciones aerosol-radiación (*nivel de confianza bajo*) y su mejor estimación es de -0,45 [-0,95 a +0,05] W m⁻². La evaluación del forzamiento radiativo por interacciones aerosol-radiación arroja un valor menos negativo que en el Cuarto Informe de Evaluación debido a la reevaluación de la absorción de los aerosoles. La incertidumbre estimada es mayor pero más sólida. {2.2.3, 7.3, 7.5.2}

Los nuevos conocimientos sobre las interacciones aerosol-nube han llevado a la reducción de la magnitud de muchas estimaciones globales de forzamientos por interacciones aerosol-nube. Se estima que el forzamiento radiativo efectivo provocado por los aerosoles (forzamiento radiativo efectivo por interacciones aerosol-radiación y aerosol-nube, con excepción del efecto de los aerosoles absorbentes sobre la nieve y el hielo) es de 0,9 [-1,9 a -0,1] W m⁻² (*nivel de confianza medio*). Esta estimación abarca todos los ajustes rápidos, incluidos los cambios del período de vida de las nubes y los efectos microfísicos de los aerosoles en la fase de mezcla, el hielo y las nubes convectivas. Este intervalo se obtuvo al considerar del mismo modo los estudios basados en datos satelitales y las estimaciones obtenidas a partir de modelos climáticos, y es coherente con varias líneas de evidencia que indican unas estimaciones menos negativas para las interacciones aerosol-nube que las analizadas en el Cuarto Informe de Evaluación. {7.4, 7.5, 8.5}

Se estima que el forzamiento radiativo provocado por el carbono negro sobre la nieve y el hielo es 0,04 [0,02 a 0,09] W m⁻² (*nivel de confianza bajo*). A diferencia de la evaluación anterior del IPCC, esta estimación incluye los efectos en el hielo marino, considera un mayor número de procesos físicos e incorpora datos obtenidos de modelos y observaciones. Este forzamiento radiativo provoca un cambio en la temperatura media global en superficie de dos a cuatro veces superior por unidad de forzamiento que el CO₂, debido principalmente a que toda la energía de forzamiento se deposita directamente en la criosfera, cuya evolución genera una retroalimentación de albedo positiva sobre el clima. Por lo tanto, este efecto puede representar un mecanismo de forzamiento significativo en el Ártico y otras regiones cubiertas de nieve o hielo. {7.3, 7.5.2, 8.3.4, 8.5}

A pesar del amplio intervalo de incertidumbre relacionado con el forzamiento provocado por los aerosoles, hay un *nivel de confianza alto* en que los aerosoles han compensado, en una proporción considerable, el forzamiento de los gases de efecto invernadero. Las interacciones aerosol-nube pueden afectar a la naturaleza de las tormentas, pero los datos de la existencia de un efecto sistemático de los aerosoles en las tormentas o la intensidad de las precipitaciones son limitados y ambiguos. {7.4, 7.6, 8.5}

RT.3.4 Forzamiento radiativo debido a los cambios en la superficie terrestre y las estelas de condensación

Hay evidencias sólidas de que los cambios antropógenos en el uso del suelo, como la deforestación, han hecho que aumente el albedo de la superficie terrestre, lo que ha provocado un forzamiento radiativo de -0,15 [-0,25 a -0,05] W m⁻². Existe todavía una amplia gama de estimaciones cuantitativas debido a las diferentes hipótesis existentes sobre el albedo de superficies naturales y gestionadas (por ejemplo, tierras agrícolas y pastos). Además, todavía se está debatiendo la evolución temporal del cambio de uso del suelo y en particular cuánto se había completado ya en el año de referencia 1750. Por otra parte, el cambio de uso del suelo provoca otras modificaciones que no son de carácter radiativo, pero que tienen efectos en la temperatura de la superficie, así como en las modificaciones de la rugosidad de la superficie, el flujo de calor latente, la escorrentía fluvial y el riego. Estas modificaciones son más inciertas y difíciles de cuantificar, pero tienden a compensar el impacto de las variaciones del albedo a escala global. Como consecuencia, hay divergencias de opinión sobre el signo del cambio neto de la temperatura media global debido al cambio de uso del suelo. El cambio de uso del suelo, en particular la deforestación, también tiene impactos significativos en las concentraciones de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. Contribuye al forzamiento radiativo correspondiente asociado a las emisiones de CO₂ o a los cambios en su concentración. {8.3.5}

Se estima que en 2011 las estelas de condensación persistentes causadas por la aviación contribuyeron a un forzamiento radiativo positivo de $0,01$ [$0,005$ a $0,03$] $W\ m^{-2}$ (*nivel de confianza medio*), y que el forzamiento radiativo efectivo derivado de la combinación de las estelas de condensación y las estelas de condensación-Cirrus causadas por la aviación fue de $0,05$ [$0,02$ a $0,15$] $W\ m^{-2}$ (*nivel de confianza bajo*). Este forzamiento puede ser mucho más pronunciado a nivel regional, pero existe un *nivel de confianza medio* en que no produce efectos regionales observables en la temperatura en superficie media ni diurna. {7.2.7}

RT.3.5 Forzamiento radiativo derivado de los impulsores naturales del cambio climático

El forzamiento solar y el volcánico son los dos impulsores naturales del cambio climático global de la era industrial. Las observaciones satelitales del cambio en la irradiación solar total desde 1978 muestran una variación cíclica casi periódica con un período de aproximadamente 11 años. Los forzamientos a más largo plazo suelen estimarse comparando los mínimos solares (durante los cuales la variabilidad es menor). Esto se traduce en un forzamiento radiativo de $-0,04$ [$-0,08$ a $0,00$] $W\ m^{-2}$ entre el mínimo más reciente (2008) y el mínimo de 1986. Sin embargo, existe cierta diversidad en las tendencias estimadas de las composiciones de los diversos datos satelitales. Las tendencias seculares de la irradiación solar total antes de que se iniciaran las observaciones satelitales se basan en una serie de datos indirectos. La mejor estimación del forzamiento radiativo derivado de los cambios en la irradiación solar total durante la era industrial es de $0,05$ [$0,00$ a $0,10$] $W\ m^{-2}$ (*nivel de confianza medio*), lo que representa un mayor forzamiento radiativo hasta alrededor de 1980 y posteriormente una leve tendencia a la baja. Esta estimación del forzamiento radiativo es considerablemente inferior a la del Cuarto Informe de Evaluación debido a la inclusión del último ciclo solar y a las incoherencias en la forma en que se estimó el forzamiento radiativo solar en evaluaciones anteriores del IPCC. Parece que el reciente mínimo solar ha sido inusualmente bajo y varias proyecciones a largo plazo indican una irradiación solar total inferior para los próximos decenios. No obstante, la capacidad actual para realizar proyecciones de la irradiación solar es extremadamente limitada y, por lo tanto, hay un *nivel de confianza muy bajo* en cuanto al futuro forzamiento solar. Sin embargo, existe un *nivel de confianza alto* en que el forzamiento solar del siglo XXI será muy inferior al aumento del forzamiento proyectado debido a los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. {5.2.1, 8.4.1; PF 5.1}

Los cambios en la actividad solar afectan al flujo de rayos cósmicos que inciden en la atmósfera terrestre, y se ha barajado la hipótesis de que estos cambios afectan al clima mediante cambios en la nubosidad. Los rayos cósmicos refuerzan la nucleación de los aerosoles y pueden, por tanto, afectar a la producción de núcleos de condensación de nube en la troposfera libre. Sin embargo, el efecto es demasiado limitado para que tenga una influencia en el clima durante un ciclo solar o durante el siglo pasado (*nivel de evidencia medio*; acuerdo elevado). No se ha determinado ninguna relación sólida entre las alteraciones en los rayos cósmicos y la nubosidad. En caso de que existiera tal relación, para explicarla sería necesario otro mecanismo que no fuera la nucleación provocada por rayos cósmicos de nuevas partículas de aerosoles. {7.3, 7.4.6}

El forzamiento radiativo de los aerosoles volcánicos estratosféricos ya se comprende bien. Tras grandes erupciones volcánicas, se produce un mayor forzamiento radiativo durante algunos años (recuadro RT.5, figura 1). Si bien las erupciones volcánicas inyectan tanto partículas minerales como precursores de aerosoles sulfatados a la atmósfera, son estos últimos, debido a su pequeño tamaño y largo período de vida, los responsables del importante forzamiento radiativo para el clima. Las emisiones de CO_2 de las erupciones volcánicas son al menos 100 veces inferiores a las emisiones antropógenas y no tienen consecuencias en el clima a escalas seculares. Las grandes erupciones volcánicas tropicales han desempeñado un papel importante en los cambios climáticos a escala anual y decenal durante la era industrial, debido a su forzamiento radiativo en ocasiones muy negativo. No se ha registrado ninguna erupción volcánica importante desde la del monte Pinatubo en 1991, que causó un forzamiento radiativo de un año de aproximadamente $-3,0\ W\ m^{-2}$, aunque varias pequeñas erupciones causaron un forzamiento

radiativo medio en el período 2008-2011 de $-0,11$ [$-0,15$ a $-0,08$] $W\ m^{-2}$ (*nivel de confianza alto*), el doble de intensidad en magnitud en comparación con el promedio del período 1999-2002. Las erupciones pequeñas han aportado nuevos conocimientos sobre la dependencia del forzamiento radiativo de la cantidad de material derivado de las inyecciones en altas latitudes, así como de la época del año en que tienen lugar. {5.2.1, 5.3.5, 8.4.2; anexo II}

RT.3.6 Síntesis de los forzamientos; evolución espacial y temporal

Como síntesis de los forzamientos de la era industrial, se deduce que entre todos los agentes de forzamiento, tan solo hay un *nivel de confianza muy alto* en el forzamiento radiativo de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. En relación con el Cuarto Informe de Evaluación, el nivel de confianza se ha elevado en cuanto a siete agentes de forzamiento gracias a la mejora de los datos y los conocimientos. {8.5; figura 8.14}

La evolución temporal del forzamiento radiativo antropógeno total muestra un aumento casi continuo desde 1750, principalmente desde 1860 aproximadamente. La tasa de aumento del forzamiento radiativo antropógeno total desde 1960 ha sido mucho más alta que durante los períodos anteriores a la era industrial debido sobre todo al aumento continuo de la mayor parte de las concentraciones de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. Sigue habiendo poco consenso en cuanto a la evolución temporal del forzamiento radiativo efectivo total provocado por los aerosoles, principal factor de incertidumbre en el forzamiento antropógeno total. La incertidumbre parcial relativa al forzamiento antropógeno total empezó a disminuir progresivamente después de 1950 debido a la menor compensación del forzamiento positivo de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados por el forzamiento negativo de los aerosoles. Hay evidencias sólidas y un elevado consenso acerca de que el forzamiento natural representa una pequeña fracción del forzamiento derivado de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. Es *probable* que los cambios en el forzamiento natural observados en los últimos 15 años hayan compensado una parte importante (al menos el 30%) del aumento del forzamiento antropógeno durante este período (recuadro RT.3). El forzamiento derivado del CO_2 es el que más ha contribuido al forzamiento total durante la era industrial y durante el período 1980-2011. Si se compara con la era industrial en su conjunto, el predominio del forzamiento del CO_2 es mayor para el cambio registrado en el período 1980-2011 respecto de los demás gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, y existe un *nivel de confianza alto* en que la compensación por el forzamiento derivado de los aerosoles al forzamiento derivado de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados durante este período fue mucho menor que durante el período 1950-1980. {8.5.2}

El forzamiento también puede atribuirse a las emisiones más que a los cambios en las concentraciones resultantes (figura RT.7). El dióxido de carbono es el gas que más ha contribuido históricamente al forzamiento radiativo desde la perspectiva de los cambios en la concentración atmosférica de CO_2 o del impacto de los cambios en las emisiones netas de CO_2 . Sin embargo, la importancia relativa de otros agentes de forzamiento puede variar considerablemente según la perspectiva elegida. Las emisiones de CH_4 , en particular, causan un forzamiento mucho mayor (alrededor de $1,0\ W\ m^{-2}$ durante la era industrial) que el aumento de las concentraciones de CH_4 (alrededor de $0,5\ W\ m^{-2}$) debido a varios efectos indirectos a través de la química atmosférica. Por otra parte, es *prácticamente seguro* que las emisiones de monóxido de carbono causen un forzamiento positivo, y es *probable* que las emisiones de óxidos de nitrógeno reactivos causen un forzamiento neto negativo, aunque con grandes incertidumbres. Es *muy probable* que las emisiones de halocarbonos que agotan la capa de ozono causen un forzamiento neto positivo, dado que su efecto radiativo directo es mayor que el impacto del agotamiento del ozono estratosférico que inducen. Las emisiones de SO_2 , carbono orgánico y amoníaco, causan un forzamiento negativo, mientras que las emisiones de carbono negro conducen a un forzamiento positivo a través de las interacciones aerosol-radiación. Cabe destacar que el forzamiento debido al polvo mineral puede incluir un efecto de retroalimentación por componentes naturales o climático. {7.3, 7.5.2, 8.5.1}

Si bien los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados causan un forzamiento bastante homogéneo a nivel espacial, el causado por otros agentes, como los aerosoles, el ozono y los cambios en el uso del suelo es muy heterogéneo desde el punto de vista espacial. El forzamiento radiativo por interacciones aerosol-radiación mostró valores negativos máximos en el este de América del Norte y Europa a principios del siglo XX, con grandes valores negativos que se extendieron al este y sureste de Asia, América del Sur y África central hasta 1980. Sin embargo, desde entonces, la magnitud ha disminuido en el este de América del Norte y Europa debido al control de la contaminación, y el forzamiento negativo máximo se ha desplazado hacia Asia meridional y oriental, sobre todo como resultado del crecimiento económico y el consiguiente aumento de las emisiones en esas áreas. El forzamiento radiativo efectivo total por aerosoles muestra un comportamiento similar en lugares con un forzamiento negativo máximo, pero también muestra un forzamiento positivo sustancial en algunos desiertos y el Ártico. Por el contrario, la media global del forzamiento total del ozono atmosférico aumentó a lo largo del siglo XX y muestra amplitudes positivas máximas entre 15°N y 30°N aproximadamente, pero valores negativos en la Antártida. El forzamiento negativo por cambios en el albedo debido al uso del suelo ha sido mayor en las regiones industrializadas y de quema de biomasa. La naturaleza no homogénea de estos forzamientos puede hacer que

tengan una influencia considerablemente mayor en el ciclo hidrológico que un forzamiento homogéneo medio global equivalente. {8.3.5, 8.6}

En el marco de las trayectorias de concentración representativas (RCP) se prevé que durante el siglo XXI, el forzamiento radiativo antropógeno aumente (véase el recuadro RT.6). Las estimaciones obtenidas de modelos simples del forzamiento radiativo resultante de las trayectorias de concentración representativas, que incluyen las emisiones de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados en un amplio abanico de futuros posibles, muestran un aumento relativo del forzamiento radiativo respecto de 1750 de entre 3,0 y 4,8 W m⁻² en 2050, y de entre 2,7 y 8,4 W m⁻² en 2100. A corto plazo, las trayectorias de concentración representativas se parecen bastante entre ellas (y las emisiones de las sustancias que causan forzamiento climático a corto plazo no amplían el abanico de posibles futuros de la literatura), con un forzamiento radiativo en 2030 que oscila tan solo entre 2,9 y 3,3 W m⁻² (forzamiento radiativo adicional de 2010 a 2030 de 0,7 a 1,1 W m⁻²). Sin embargo, estos datos muestran valores muy divergentes en lo que se refiere a la segunda mitad del siglo XXI debido, principalmente, al CO₂. Los resultados basados en los escenarios de las trayectorias de concentración representativas sugieren solo pequeños cambios en el forzamiento radiativo efectivo por aerosoles entre 2000 y 2030, seguidos

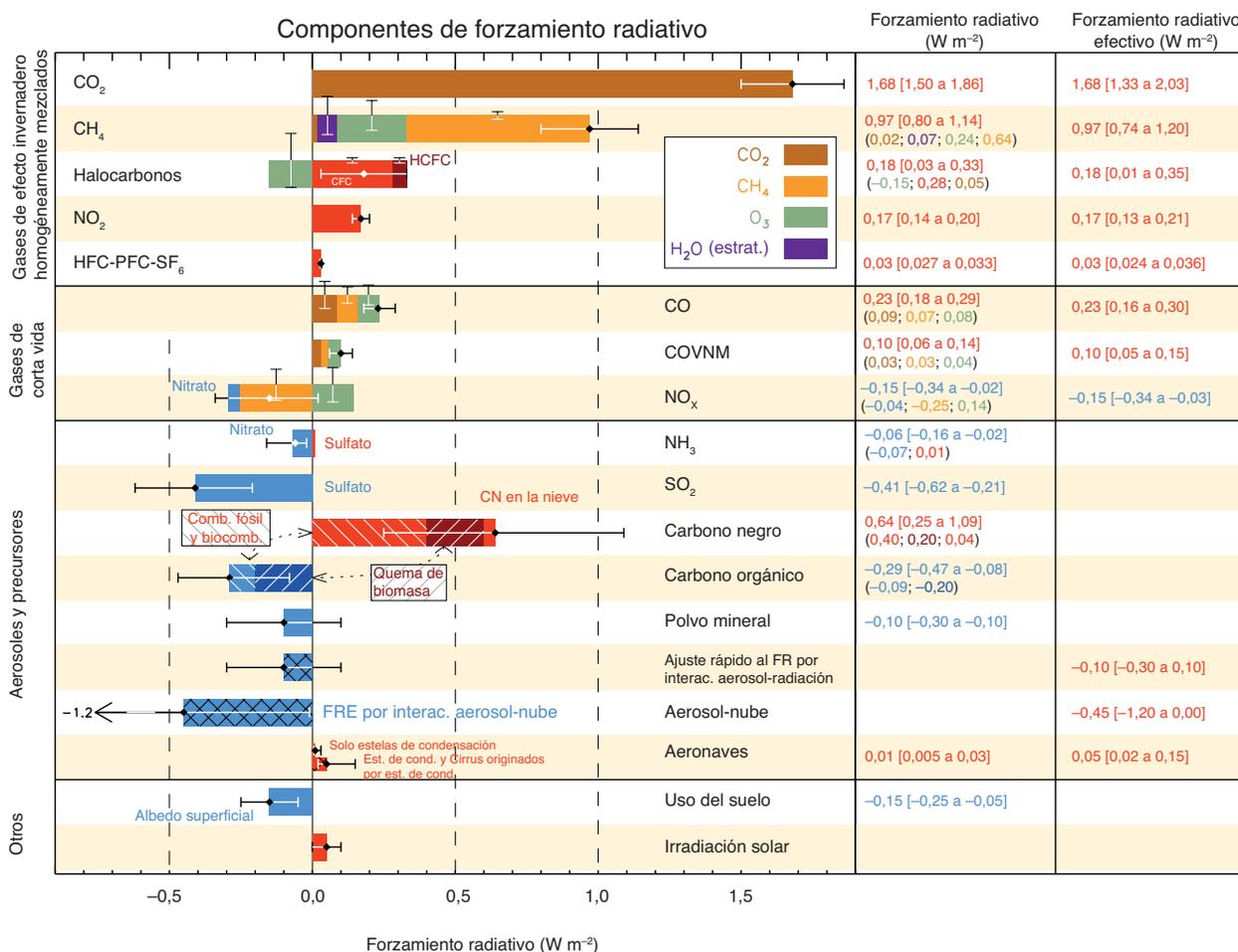


Figura RT.7 | Forzamiento radiativo (FR) de cambio climático durante la era industrial mostrado por los componentes emitidos de 1750 a 2011. Las barras horizontales indican la incertidumbre general, mientras que las barras verticales representan los componentes individuales (la longitud de las barras verticales es proporcional a la incertidumbre relativa, con una longitud total igual a la anchura de las barras para una incertidumbre de ±50%). Las mejores estimaciones correspondientes a los totales y a los componentes individuales (de izquierda a derecha) de la respuesta figuran en la columna de la derecha. Los valores corresponden al forzamiento radiativo, excepto en el caso del forzamiento radiativo efectivo (FRE) por interacciones aerosol-nube y al ajuste rápido asociado al forzamiento radiativo por interacciones aerosol-radiación. Cabe destacar que el forzamiento radiativo total por interacciones aerosol-radiación (-0,35 W m⁻²) es ligeramente diferente de la suma del forzamiento radiativo de los componentes individuales (-0,33 W m⁻²). El forzamiento radiativo total por interacciones aerosol-radiación constituye la base de la figura RRP.5. Los aerosoles orgánicos secundarios no se han incluido, dado que su formación depende de varios factores que no se han cuantificado todavía de forma suficiente. El forzamiento radiativo efectivo debido a las estelas de condensación incluye los Cirrus originados por estelas de condensación. La combinación del forzamiento radiativo por interacciones aerosol-nube de -0,45 [-1,2 a 0,0] W m⁻² y el ajuste rápido de las interacciones aerosol-radiación de -0,1 [-0,3 a +0,1] W m⁻² da lugar a un componente integrado de ajuste debido a aerosoles de -0,55 [-1,33 a -0,06] W m⁻². CFC = clorofluorocarbonos, HCFC = hidroclorofluorocarbonos, HFC = hidrofluorocarbonos, PFC = perfluorocarburos, COVNM = compuestos orgánicos volátiles distintos del metano, CN = carbono negro. Pueden encontrarse más detalles en relación con la figura RRP.5 en el material complementario del Resumen técnico. [figura 8.17]



de una fuerte disminución de los aerosoles y un debilitamiento sustancial del forzamiento radiativo efectivo negativo total por aerosoles. Los aerosoles de nitratos son una excepción a esta disminución, ya que provocan un aumento sustancial del forzamiento negativo, que es un rasgo sólido entre los pocos modelos disponibles. Las divergencias entre las trayectorias de concentración representativas indican que, aunque una determinada proporción del cambio climático futuro ya está “en el sistema”, debido al desequilibrio radiativo actual provocado por las emisiones históricas y el largo período de vida de determinados agentes de forzamiento atmosféricos, las opciones sociales aún pueden afectar de forma considerable al forzamiento radiativo futuro, y, por consiguiente, al cambio climático. {8.2, 8.5.3, 12.3; figuras 8.22, 12.4}

RT.3.7 Retroalimentaciones climáticas

Las retroalimentaciones también contribuirían de forma considerable a determinar el futuro cambio climático. De hecho, el cambio climático puede provocar cambios en el ciclo del agua, el ciclo del carbono y otros ciclos biogeoquímicos, que puede reforzar (retroalimentación positiva) o atenuar (retroalimentación negativa) el aumento previsto de la temperatura. Es sabido que las retroalimentaciones del albedo de la nieve y el hielo son positivas. Es *sumamente probable* que la retroalimentación combinada del vapor de agua y del gradiente vertical sea positiva y esté actualmente bien cuantificada, mientras que sigue existiendo gran incertidumbre respecto de la retroalimentación de las nubes (véase ETE.6). Además, los nuevos modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) estiman que existe una retroalimentación positiva del ciclo del carbono, es decir, disminuyen los sumideros naturales de CO₂ como respuesta al futuro cambio climático. Las retroalimentaciones del ciclo del carbono en los océanos en particular son positivas en los modelos. Ello es menos coherente en los sumideros de carbono en los ecosistemas terrestres tropicales, que pueden verse afectados por el cambio climático a través de procesos como las sequías y los incendios, y que, en algunos casos, todavía no se representan completamente. Una actualización importante desde el Cuarto Informe de Evaluación es la introducción de la dinámica de los nutrientes en algunos modelos del carbono terrestre de la CMIP5, en particular las limitaciones en el crecimiento de las plantas impuestas por la disponibilidad de nitrógeno. El efecto neto de contabilización para el ciclo del nitrógeno es la reducida proyección de sumidero terrestre para una determinada trayectoria de emisiones antropógenas de CO₂ (véase ETE.7). {6.4, recuadro 6.1, 7.2}

Los modelos y los experimentos sobre el calentamiento de los ecosistemas muestran un elevado acuerdo en que las emisiones de CH₄ en los humedales aumentarán por unidad de superficie en un clima más cálido, pero la extensión de los humedales puede aumentar o disminuir dependiendo de los cambios regionales en la temperatura y la precipitación que afectan a la hidrología de los humedales, de modo que hay un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones cuantitativas de las emisiones de CH₄ en los humedales. Los reservorios de carbono en los hidratos y el permafrost son muy grandes y, por lo tanto, podrían generar importantes retroalimentaciones. Aunque existen pocos datos exactos al respecto, es *probable* que la liberación global de CH₄ derivada de los hidratos a la atmósfera en el siglo XXI sea baja debido al estado insaturado de los océanos, al largo período de ventilación de los océanos y a la lenta propagación del calentamiento a través del fondo marino. Existe un *nivel de confianza alto* en que la liberación de carbono derivada del deshielo del permafrost proporciona una retroalimentación positiva; sin embargo, hay un *nivel de confianza bajo* en relación con las proyecciones cuantitativas de su intensidad. {6.4.7}

Las retroalimentaciones aerosoles-clima se producen principalmente a causa de los cambios en la intensidad de la fuente de los aerosoles naturales o de los cambios en la eficiencia de los sumideros de los aerosoles naturales y antropógenos; según un número limitado de estudios de modelos, hay un *nivel de confianza bajo* en cuanto a que la magnitud de esta retroalimentación es baja. Existe un *nivel de confianza medio* respecto de una retroalimentación débil (de signo incierto) que implique el sulfuro de dimetilo, los núcleos de condensación de nube y el albedo de las nubes debido a la baja sensibilidad de la cantidad de núcleos de condensación de nube a los cambios en las emisiones de sulfuro de dimetilo. {7.3.5}

RT.3.8 Métrica de las emisiones

Pueden utilizarse diferentes métricas para cuantificar y comunicar las contribuciones al cambio climático relativas y absolutas de las emisiones de diferentes sustancias y de las emisiones de regiones y países o de fuentes y sectores. Hasta la elaboración del Cuarto Informe de Evaluación, la métrica más común era el potencial de calentamiento global, que integra el forzamiento radiativo en un horizonte temporal determinado. Esta métrica representa, por lo tanto, la eficiencia radiativa de las diversas sustancias, y su período de vida en la atmósfera, y proporciona valores relativos a los del gas de referencia CO₂. La atención cada vez se centra más en el potencial de cambio en la temperatura global, que se basa en el cambio de la temperatura media global en superficie en un momento determinado, que a su vez se relaciona con el cambio causado por el gas de referencia CO₂ y, por lo tanto, representa la respuesta climática, junto con la eficiencia radiativa y los períodos de vida atmosféricos. Tanto el potencial de calentamiento global como el potencial de cambio en la temperatura global se basan en un horizonte temporal (parte superior de la figura RT.8), cuya elección es subjetiva y depende del contexto. En general, el potencial de calentamiento global relativo a los forzadores climáticos de corto plazo es superior al potencial de cambio en la temperatura global debido a la misma ponderación temporal del forzamiento integrado utilizada en el potencial de calentamiento global. Por consiguiente, la elección de la métrica puede afectar considerablemente a la importancia relativa de los forzadores climáticos de corto plazo y de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, como puede hacerlo la elección del horizonte temporal. El análisis del impacto de las emisiones actuales (ciclo de emisiones de un año) muestra que los forzadores climáticos de corto plazo, como el carbono negro, el dióxido de azufre o el CH₄, pueden contribuir de forma comparable al CO₂ para horizontes temporales cortos (ya lleven el mismo signo o un signo opuesto), pero sus impactos son progresivamente más leves para los horizontes temporales más largos, en los que predominan las emisiones de CO₂ (parte superior de la figura RT.8). {8.7}

Puede definirse un gran número de otras métricas a lo largo de la cadena impulsor-respuesta-impacto. No existe ninguna métrica que permita comparar con precisión todos los efectos provocados por las diferentes emisiones (por ejemplo, las respuestas de los parámetros climáticos en el tiempo), y las métricas que permiten establecer equivalencias con respecto a un efecto no permiten establecer equivalencias con respecto a otros efectos. La elección de la métrica depende, por tanto, en gran medida del efecto concreto que se quiera evaluar. Cabe señalar que las métricas no definen políticas u objetivos, sino que facilitan el análisis y la ejecución de políticas compuestas por diversos componentes para conseguir los objetivos establecidos. Toda elección de la métrica implica un juicio relacionado con el valor, como el tipo de efecto considerado y la ponderación de los efectos en el tiempo. Mientras que el potencial de calentamiento global integra los efectos hasta un horizonte temporal establecido (a saber, que atribuye la misma ponderación a todos los períodos de tiempo hasta el horizonte temporal establecido y ponderación nula posteriormente), el potencial de cambio en la temperatura global facilita la temperatura solo para el año seleccionado sin atribuir ninguna ponderación a los años anteriores o posteriores. {8.7}

El potencial de calentamiento global y el potencial de cambio en la temperatura global muestran limitaciones e incoherencias relativas al tratamiento de los efectos indirectos y las retroalimentaciones, por ejemplo, si la retroalimentación clima-carbono está incluida para el gas de referencia CO₂ y para los gases distintos del CO₂. La incertidumbre relacionada con el potencial del calentamiento global aumenta con el horizonte temporal: la incertidumbre en el potencial de cambio en la temperatura global de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados para 100 años puede situarse en $\pm 40\%$. En varios estudios se pone también de relieve que esta métrica no se adapta de forma adecuada a las políticas con un objetivo de temperatura máxima. Las incertidumbres relacionadas con el potencial de cambio en la temperatura global también aumentan con el tiempo, dado que proceden de los mismos factores que contribuyen a las incertidumbres relacionadas con el potencial de calentamiento global, junto con otras contribuciones de este más relacionadas con la cadena impulsor-respuesta-impacto e incluyendo la respuesta climática. La métrica del potencial de cambio en la temperatura global se adapta mejor a las políticas basadas

en objetivos aunque, una vez más, no es adecuada para todos los objetivos. Ya están disponibles valores de métrica actualizados que son representativos de los cambios en los conocimientos sobre los períodos de vida, la eficiencia radiativa y las retroalimentaciones clima-carbono. {8.7, cuadro 8.7, cuadro 8.A.1, cuadro 8.SM.16 del material complementario del capítulo 8}

Con esta métrica de las emisiones se puede evaluar el impacto climático de las emisiones actuales y pasadas atribuibles a diversas actividades. Esta

contabilización basada en la actividad puede proporcionar información adicional de interés para las políticas, ya que estas actividades se ven más directamente afectadas por elecciones sociales particulares que por las emisiones en general. A menudo se utiliza un solo año de emisiones (un ciclo) para cuantificar el impacto en el clima futuro. Desde esta perspectiva y a partir de la métrica absoluta del potencial de cambio en la temperatura global utilizada para ilustrar los resultados, la energía y la industria son las que más contribuirán al calentamiento en los próximos 50 a 100 años (parte

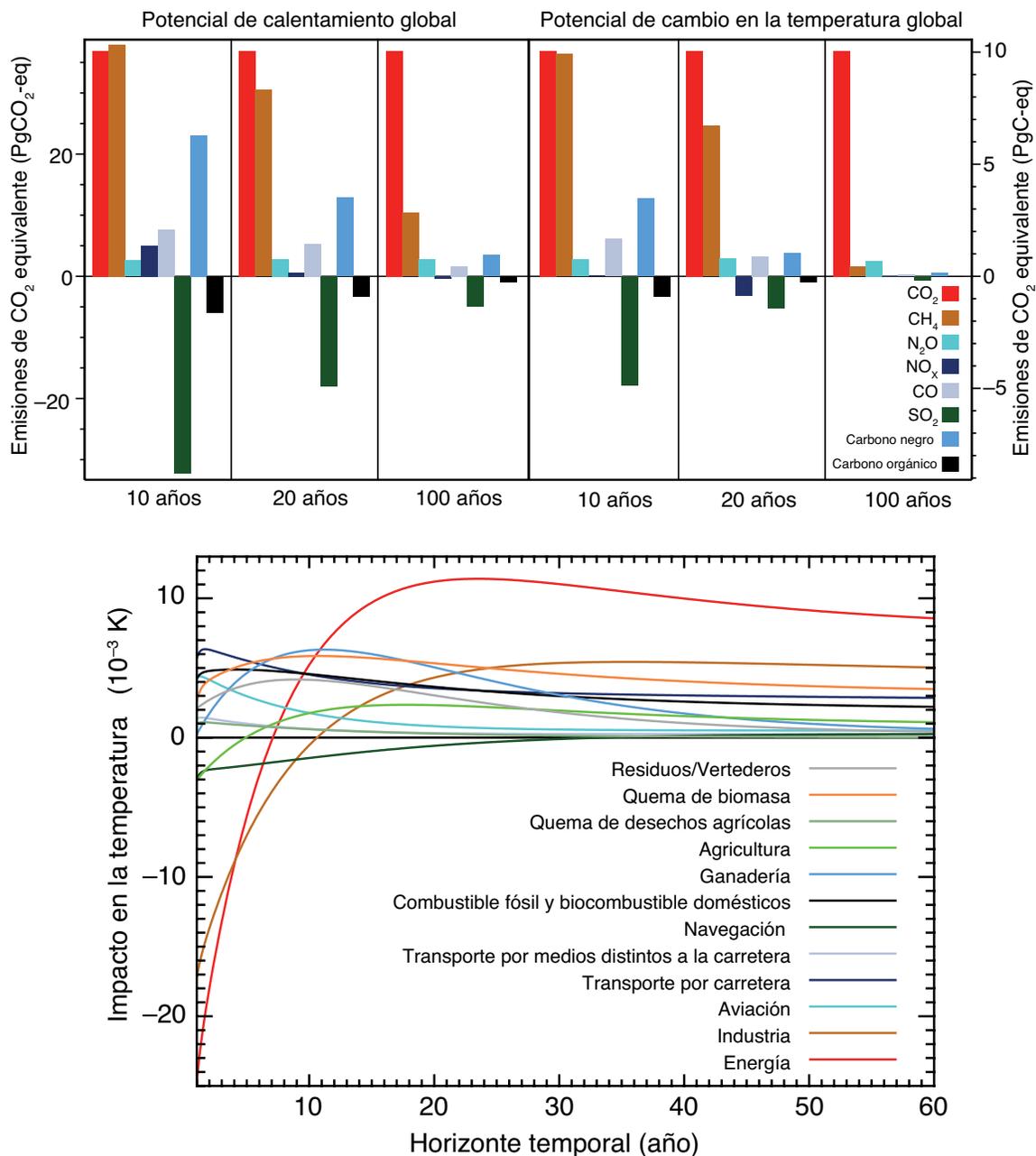


Figura RT.8 | (Parte superior) Emisiones antropógenas globales actuales ponderadas por el potencial de calentamiento global y el potencial de cambio en la temperatura global para los horizontes temporales seleccionados. Las emisiones del año 2008 (ciclo de un año) están ponderadas por el potencial de calentamiento global, que representa el forzamiento radiativo medio global por unidad de masa emitida integrado a lo largo del número indicado de años en relación con el forzamiento derivado de las emisiones de CO₂, y por el potencial de cambio en la temperatura global, que estima el impacto en la temperatura media global basándose en la evolución temporal del forzamiento radiativo y la respuesta climática por unidad de masa emitida en relación con el impacto de las emisiones de CO₂. Las unidades son "equivalentes de CO₂", lo que refleja la equivalencia únicamente en el parámetro de impacto de la métrica escogida (forzamiento radiativo integrado a lo largo del horizonte temporal escogido para el potencial de calentamiento global; cambio de temperatura en el momento puntual escogido para el potencial de cambio en la temperatura global, indicado en Pg(CO₂)eq (eje de la izquierda) y PgCeq (eje de la derecha)). (Parte inferior) El potencial de cambio en la temperatura global absoluto como función del tiempo multiplicado por las emisiones actuales de todos los compuestos de los sectores indicados se utiliza para estimar la respuesta de la temperatura media global (el cambio en la temperatura global absoluto equivale al cambio en la temperatura global, salvo que no está normalizado por el impacto de las emisiones de CO₂). Hay pocos cambios en los valores relativos para los diferentes sectores en el horizonte temporal de 60 a 100 años. Los efectos de las interacciones aerosol-nube y de los Cirrus originados por estelas de condensación no están incluidos en la gráfica superior. {figuras 8.32, 8.33}

inferior de la figura RT.8). El combustible fósil y el biocombustible domésticos, la quema de biomasa y el transporte por carretera, también contribuirán en gran medida al calentamiento en estas escalas temporales, mientras que las emisiones actuales procedentes de los sectores que emiten grandes cantidades de CH_4 (ganadería, residuos/vertederos y agricultura) también son importantes en horizontes temporales más cortos (hasta cerca de 20 años). Otra perspectiva útil es examinar los efectos de las emisiones actuales sostenidas. Dado que las sustancias emitidas se eliminan en función de su tiempo de permanencia, las sustancias de vida corta se mantienen en niveles casi constantes, mientras que los gases de vida larga se van acumulando en este análisis. En ambos casos, los sectores que indican los mayores impactos de calentamiento a largo plazo (energía e industria) conducen a un enfriamiento a corto plazo (debido principalmente a las emisiones de SO_2), y, por lo tanto, las emisiones de estos sectores pueden llevar a respuestas opuestas en la temperatura media global en escalas temporales cortas y largas. La importancia relativa de los demás sectores depende del momento y la perspectiva escogidos. Al igual que en el caso del forzamiento radiativo y el forzamiento radiativo efectivo, existen muchas incertidumbres en cuanto a los impactos de los aerosoles y, en particular, está mal delimitada la atribución de las interacciones aerosol-nube a componentes individuales. {8.7; figuras 8.SM.9 y 8.SM.10 del material complementario del capítulo 8}

RT.4 Comprensión del sistema climático y sus cambios recientes

RT.4.1 Introducción

La comprensión del sistema climático es el resultado de la combinación de observaciones, estudios teóricos de los procesos de retroalimentación y simulaciones de modelos. En comparación con el Cuarto Informe de Evaluación, las observaciones más minuciosas y los modelos climáticos perfeccionados (véase el recuadro RT.4) permiten ahora atribuir a la influencia humana los cambios detectados en más componentes del sistema climático. La consistencia de los cambios observados y modelizados en el sistema climático, por ejemplo en las temperaturas regionales, el ciclo del agua, el presupuesto energético global, la criosfera y los océanos (incluida la acidificación de los océanos) apunta a un cambio climático global debido principalmente a un aumento antropógeno en las concentraciones de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. {10}

RT.4.2 La temperatura en superficie

Varios avances desde el Cuarto Informe de Evaluación han permitido mejorar la cuantificación de la influencia humana en los cambios de la temperatura en superficie. La incertidumbre de las observaciones se ha explorado mucho más a fondo que anteriormente, y en la evaluación se consideran ahora las observaciones desde la primera década del siglo XXI y las simulaciones a partir de una nueva generación de modelos climáticos cuya capacidad para simular el clima histórico ha mejorado en numerosos aspectos con relación a la generación de modelos anteriores considerada en el Cuarto Informe de Evaluación. Las anomalías observadas en la temperatura media global en superficie respecto al período 1880-1919 en los últimos años se encuentran fuera de la gama de anomalías en las simulaciones de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) con forzamiento natural únicamente, pero son coherentes con el ensamble de simulaciones de la CMIP5, incluidos tanto el forzamiento antropógeno como el natural (figura RT.9), a pesar de que en algunos modelos individuales se sobrestima la tendencia al calentamiento, en tanto que en otros se subestima. Las simulaciones con cambios en los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados solamente, y sin cambios en los aerosoles, en general presentan un calentamiento más intenso que el observado (figura RT.9). Las tendencias de la temperatura observadas en el período 1951-2010, que se caracterizan por el calentamiento de la mayor parte del mundo, si bien más intenso en los continentes del hemisferio norte, son, en la mayoría de los lugares observados, coherentes con las tendencias de la temperatura en las

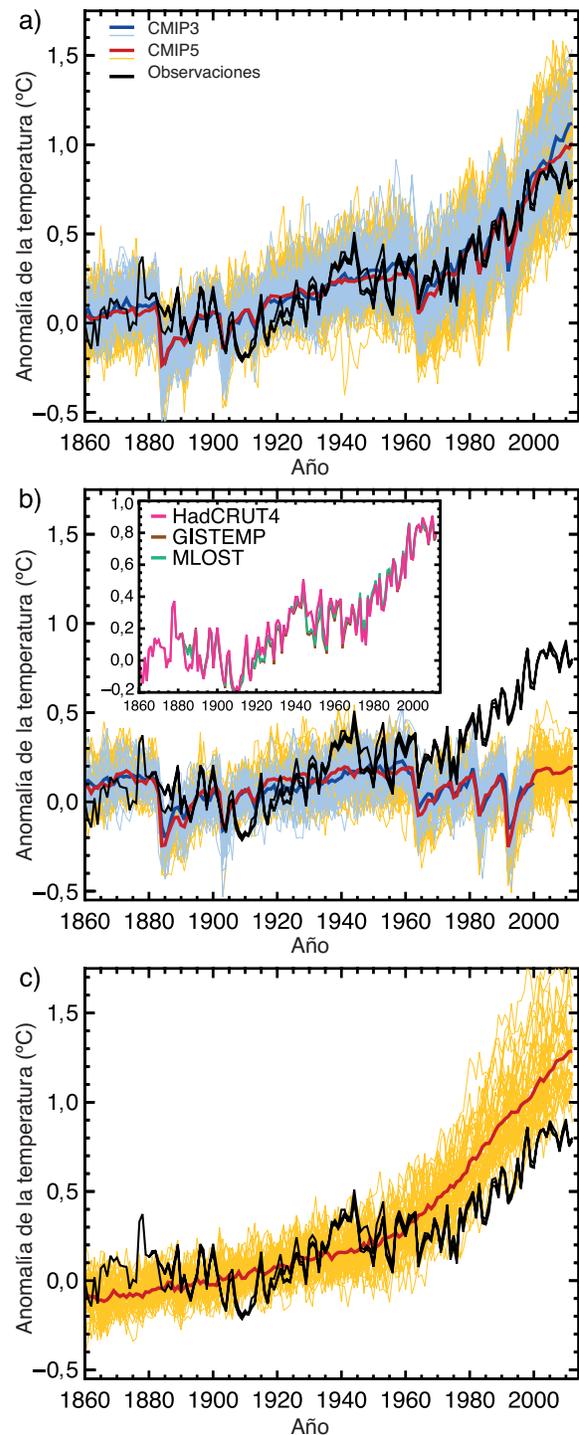


Figura RT.9 | Tres estimaciones observacionales de la temperatura media global en superficie (líneas negras), del conjunto 4 de datos reticulares de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4), del análisis de la temperatura en superficie del Instituto Goddard de Estudios Espaciales (GISTEMP) y de análisis de la temperatura en superficie tierra-océano combinados (MLOST), comparadas con simulaciones de modelos (modelos de la CMIP3: líneas azules finas, y modelos de la CMIP5: líneas amarillas finas) con forzamientos antropógenos y naturales (a) forzamientos naturales solamente (b) y forzamientos de gases de efecto invernadero solamente (c). Las líneas rojas y azules gruesas son promedios en todas las simulaciones disponibles de la CMIP5 y la CMIP3, respectivamente. Todos los datos simulados y observados se enmascararon utilizando la cobertura HadCRUT4 (ya que este conjunto de datos tiene la cobertura espacial más restringida), y las anomalías medias mundiales se muestran con respecto al período 1880-1919, donde todos los datos se calculan primero como anomalías en relación con el período 1961-1990 en cada casilla de la retícula. El gráfico insertado en b) muestra los tres conjuntos de datos de observación con diferentes colores. (figura 10.1)

Recuadro RT.3: Los modelos climáticos y el hiato en el calentamiento medio global en superficie en los últimos 15 años

La temperatura media global en superficie observada ha mostrado una tendencia lineal creciente mucho menor en los últimos 15 años que en los últimos 30 a 60 años (recuadro RT.3, figura 1a, c). Dependiendo del conjunto de datos de observación, la tendencia de la temperatura media global en superficie en el período 1998-2012 se estima entre un tercio y la mitad de la tendencia seguida durante el período 1951-2012. Por ejemplo, en HadCRUT4 la tendencia es 0,04 °C por decenio en el período 1998-2012, frente a 0,11 °C por decenio en el período 1951-2012. La reducción en la tendencia de la temperatura media global en superficie observada es más marcada en invierno en el hemisferio norte. Incluso con este "hiato" en la tendencia de la temperatura media global en superficie, la década de 2000 ha sido la más cálida en el registro instrumental de la temperatura media global en superficie. Sin embargo, la aparición del hiato en la tendencia de la temperatura media global en superficie en los últimos 15 años plantea las dos cuestiones relacionadas del factor que lo ha causado y si los modelos climáticos pueden reproducirlo. {2.4.3, 9.4.1; recuadro 9.2; cuadro 2.7}

Los hiatos de 15 años son comunes en las series cronológicas observadas y en las series cronológicas y de la temperatura media global en superficie históricas de la CMIP5. Ahora bien, un análisis de todo el conjunto de simulaciones históricas de la CMIP5 (aumentado para el período 2006-2012 mediante simulaciones RCP4,5) revela que 111 de las 114 realizaciones muestran una tendencia de la temperatura media global en superficie en el período 1998-2012 más alta que todo el ensamble de la tendencia HadCRUT4 (recuadro RT.3, figura 1a); la tendencia media del conjunto de la CMIP5 es 0,21 °C por decenio. Esta diferencia entre las tendencias simuladas y observadas puede deberse a una combinación de a) la variabilidad climática interna, b) el forzamiento radiativo omitido o incorrecto, y c) un error de respuesta del modelo. A continuación se evalúan estas fuentes potenciales de la diferencia, que no se excluyen mutuamente, como el motivo del hiato de la tendencia observada de la temperatura media global en superficie. {2.4.3, 9.3.2, 9.4.1; recuadro 9.2}

Variabilidad climática interna

Los hiatos de 10 a 15 años pueden surgir como una manifestación de la variabilidad decenal interna del clima, que a veces mejora y a veces contrarresta la tendencia a largo plazo forzada externamente. La variabilidad interna disminuye, pues, la importancia de las tendencias en períodos tan breves como 10 a 15 años para el cambio climático a largo plazo. Además, no se espera que el calendario de la variabilidad climática decenal interna vaya acompañado de simulaciones históricas de la CMIP5, debido al horizonte de previsibilidad de 10 a 20 años como máximo (las simulaciones históricas de la CMIP5 suelen comenzar por lo general alrededor de 1850 nominalmente de una operación de control). Sin embargo, los modelos climáticos muestran decenios individuales de hiatos en la tendencia de la temperatura media global en superficie, incluso durante una fase prolongada de captación de energía del sistema climático, en cuyo caso el presupuesto energético se compensa con el aumento de la absorción de calor bajo la superficie del océano. {2.4.3, 9.3.2, 11.2.2; recuadros 2.2, 9.2}

Debido a las limitaciones de muestreo no se sabe si en los últimos 15 años se ha producido un aumento de la tasa de absorción de calor bajo la superficie del océano. Pero es *muy probable* que el sistema climático, incluido el océano por debajo de 700 m de profundidad, haya seguido acumulando energía en el período 1998-2010. En consonancia con esta acumulación de energía, el nivel medio global del mar ha continuado aumentando en el período 1998-2012, a un ritmo muy ligeramente inferior al de 1993-2012. La coherencia entre el contenido de calor observado y los cambios del nivel del mar genera una *nivel de confianza alto* en la evaluación de la continua acumulación de energía en el océano, lo que a su vez es coherente con el desequilibrio radiativo positivo del sistema climático. Por el contrario, la evidencia de que el hiato en la tendencia de la temperatura media global en superficie haya ido acompañada de una menor tasa de aumento en el contenido de calor del océano en la escala de profundidad de 0 a 700 m es limitada, si se compara el período 2003-2010 con el período 1971-2010. El acuerdo sobre esta desaceleración es reducido, pues tres de los cinco análisis muestran una desaceleración de la tasa de aumento, mientras que los otros dos muestran un aumento continuo incesante. {3.2.3, 3.2.4, 3.7, 8.5.1, 13.3; recuadros 3.1, 13.1}

Durante el período de 15 años que comenzó en 1998, el ensamble de las tendencias de la temperatura media global en superficie HadCRUT4 se sitúa por debajo de casi todas las tendencias simuladas con modelos (recuadro RT.3, figura 1a), mientras que en el período de 15 años finalizado en 1998 se sitúa por encima de 93 de las 114 tendencias modelizadas (recuadro RT.3, figura 1b); la tendencia media del ensamble HadCRUT4 es 0,26 °C por decenio, y la tendencia media del ensamble de la CMIP5, 0,16 °C por decenio. En el período de 62 años 1951-2012, la tendencia media observada y la tendencia media del ensamble de la CMIP5 concuerdan en 0,02 °C por decenio (recuadro RT.3, figura 1c); la tendencia media del ensamble de la CMIP5 es 0,13 °C por decenio. Existe, pues, una *nivel de confianza muy alto* en que los modelos de la CMIP5 muestren tendencias de la temperatura media global en superficie a largo plazo coherentes con las observaciones, pese al desacuerdo sobre el período de 15 años más reciente. Debido a la variabilidad climática interna, en cualquier período de 15 años la tendencia de la temperatura media global en superficie observada se sitúa a veces cerca de un extremo de un ensamble de modelos, efecto que se muestra en el recuadro RT.3, figura 1a, b, pues la temperatura media global en superficie estuvo influida por un fuerte fenómeno El Niño en 1998. {recuadro 9.2}

A diferencia de las simulaciones históricas de la CMIP5 a que se hace referencia anteriormente, algunas predicciones de la CMIP5 se inicializaron a partir del estado del clima observado en los últimos años de la década de 1990 y comienzos del siglo XXI. Existe un nivel medio de evidencia de que estas predicciones inicializadas muestran una temperatura media global en superficie inferior en 0,05 °C a 0,1 °C aproximadamente en comparación con las simulaciones históricas (no inicializadas) y mantienen esta temperatura media global en superficie más baja durante los primeros años de la simulación. En algunos modelos inicializados, esta temperatura media global en superficie inferior se debe en parte a que simulan correctamente un cambio, en torno a 2000, de una fase positiva a negativa de la Oscilación interdecadal del Pacífico (OIP). Sin embargo, la mejora de esta puesta en fase de la OIP mediante inicialización no es generalizada en todas las predicciones de la CMIP5. Además, aunque una parte de las reducciones de la temperatura media global en superficie mediante la inicialización se deriva realmente de la inicialización en la fase correcta de la variabilidad interna, otra parte puede derivarse de la corrección de un desvío del modelo causado por el forzamiento pasado incorrecto o la respuesta de un modelo incorrecta al forzamiento pasado, especialmente en el océano. Las magnitudes relativas de estos efectos no se conocen por ahora; además, la calidad de un sistema de predicción no se puede evaluar a partir de una sola predicción (en este caso, una predicción de 10 años en el período 1998-2012). En general, hay un *nivel de confianza medio* en que la inicialización lleva a simulaciones de la temperatura media global en superficie en el período 1998-2012 que son más coherentes con el hiato en la tendencia observada que las simulaciones históricas de la CMIP5, y en que el hiato es en parte consecuencia de la variabilidad interna predecible en la escala de varios años. {11.1, 11.2.3; recuadros 2.5, 9.2, 11.1, 11.2}

(continúa en la página siguiente)

Recuadro RT.3 (continuación)

Forzamiento radiativo

En escalas decenales a interdecenales y con un aumento continuo del forzamiento radiativo efectivo, el componente forzado de la tendencia de la temperatura media global en superficie responde a la tendencia del forzamiento radiativo efectivo con relativa rapidez y casi linealmente (*nivel de confianza medio*). La esperada tendencia de la temperatura media global en superficie de respuesta forzada guarda relación con la tendencia del forzamiento radiativo efectivo por un factor que se ha estimado para los aumentos del CO₂ del 1% anual en el ensamble de la CMIP5 en 2,0 [1,3 a 2,7] W m⁻² °C⁻¹ (intervalo de incertidumbre del 90%). Por lo tanto, una tendencia del forzamiento radiativo efectivo puede convertirse aproximadamente en una tendencia de la temperatura media global en superficie de respuesta forzada, lo que permite una evaluación de la cantidad de cambio en las tendencias de la temperatura media global en superficie mostradas en el recuadro RT.3, figura 1, debido a un cambio en la tendencia del forzamiento radiativo efectivo. {recuadro 9.2}

La mejor estimación de la tendencia del forzamiento radiativo efectivo en el Quinto Informe de Evaluación en el período 1998-2011 es 0,22 [0,10 a 0,34] W m⁻² por decenio (intervalo de incertidumbre del 90%), que es sustancialmente inferior a la tendencia en el período 1984-1998, (0,32 [0,22 a 0,42] W m⁻² por decenio; hay que tener en cuenta que hubo una fuerte erupción volcánica en 1982) y la tendencia en el período 1951-2011 (0,31 [0,19 a 0,40] W m⁻² por decenio; recuadro RT.3, figura 1d-f; se elige el final del año 2011 porque la disponibilidad de datos es más limitada que para la temperatura media global en superficie). La tendencia de la temperatura media global en superficie de respuesta forzada resultante sería aproximadamente 0,12 [0,05 a 0,29] °C por decenio, 0,19 [0,09 a 0,39] °C por decenio, y 0,18 [0,08 a 0,37] °C por decenio para los períodos 1998-2011, 1984-1998 y 1951-2011, respectivamente (en los intervalos de incertidumbre se asume que la gama del factor de conversión a la tendencia de la temperatura media global en superficie y la gama de la tendencia del propio forzamiento radiativo efectivo son independientes). La mejor estimación de la diferencia de tendencia del forzamiento radiativo efectivo en el Quinto Informe de Evaluación entre 1998-2011 y 1951-2011 podría explicar, pues, aproximadamente la mitad (0,05 °C por decenio) de la diferencia de la tendencia de la temperatura media global en superficie observada entre estos períodos (0,06 a 0,08 °C por decenio, en función del conjunto de datos de observación). {8.5.2}

La reducción de la mejor estimación de la tendencia del forzamiento radiativo efectivo en el Quinto Informe de Evaluación en el período 1998-2011 en comparación con los períodos 1984-1998 y 1951-2011 se debe principalmente a la disminución de las tendencias en los forzamientos naturales, -0,16 [-0,27 a -0,06] W m⁻² por decenio en el período 1998-2011 en comparación con 0,01 [-0,00 a +0,01] W m⁻² por decenio en el período 1951-2011. El forzamiento solar pasó de un máximo relativo en 2000 a un mínimo relativo en 2009, con una diferencia pico a pico de alrededor de 0,15 W m⁻² y una tendencia lineal en el período 1998-2011 del orden de -0,10 W m⁻² por decenio. Por otra parte, debido a una serie de pequeñas erupciones volcánicas ha aumentado la carga de aerosoles estratosféricos observada después de 2000, dando lugar a una contribución adicional de la tendencia lineal del forzamiento radiativo efectivo negativa de aproximadamente -0,06 W m⁻² por decenio en el período 1998-2011 (recuadro RT.3, figura 1d, f). En cambio, las estimaciones por satélite de la profundidad óptica de los aerosoles en la troposfera indican una reducida tendencia general en la profundidad óptica media global de los aerosoles en los 10 últimos años, lo que supone pocos cambios en el forzamiento radiativo efectivo por interacciones aerosol-radiación (*nivel de confianza bajo* debido al *nivel de confianza bajo* en la propia profundidad óptica de los aerosoles). Además, como solo hay un *nivel de confianza bajo* en las estimaciones del forzamiento radiativo efectivo por interacciones aerosol-nube también hay igualmente un *nivel de confianza bajo* en su tendencia en los últimos 15 años. {2.2.3, 8.4.2, 8.5.1, 8.5.2, 10.3.1; recuadro 10.2; cuadro 8.5}

Para los períodos 1984-1998 y 1951-2011, la tendencia media del forzamiento radiativo efectivo en el ensamble de la CMIP5 se desvía de la mejor estimación de la tendencia del forzamiento radiativo efectivo en el Quinto Informe de Evaluación en solo 0,01 W m⁻² por decenio (recuadro RT.3, figura 1e, f). A partir de 1998, sin embargo, en los modelos de la CMIP5 faltan algunas contribuciones a la disminución de la tendencia del forzamiento radiativo efectivo, como la creciente carga de los aerosoles en la estratosfera después de 2000 y el mínimo solar, inusualmente bajo, en 2009. No obstante, en el período 1998-2011 la tendencia media del forzamiento radiativo efectivo en el ensamble de la CMIP5 es inferior a la mejor estimación de la tendencia del forzamiento radiativo efectivo en el Quinto Informe de Evaluación en 0,03 W m⁻² por decenio (recuadro RT.3, figura 1d). Además, la profundidad óptica media global de los aerosoles en los modelos de la CMIP5 muestra poca tendencia en el período 1998-2012, similar a las observaciones. Aunque las incertidumbres del forzamiento son sustanciales, no hay forzamientos medios globales que aparentemente falten o sean incorrectos en los modelos de la CMIP5 en los últimos 15 años que puedan explicar la diferencia de las observaciones basadas en modelos en el hiato de calentamiento. {9.4.6}

Error de respuesta del modelo

La discrepancia entre las tendencias simuladas y observadas de la temperatura media global en superficie en el período 1998-2012 podría explicarse en parte por la tendencia de algunos modelos de la CMIP5 a simular un calentamiento más fuerte en respuesta a los aumentos de la concentración de gases de efecto invernadero que el que es coherente con las observaciones. La mejor estimación en promedio, utilizando los ensambles de modelos evaluados en la sección 10.3.1, de los gases de efecto invernadero y de otros factores de escala antropógenos es inferior a uno (aunque no de manera significativa, figura 10.4), lo que indica que debe reducirse la escala de las respuestas medias de los modelos a los gases de efecto invernadero y otros factores antropógenos para lograr una mejor correspondencia con las observaciones. Esta conclusión prueba que algunos modelos de la CMIP5 muestran una mayor respuesta a los gases de efecto invernadero y a otros factores antropógenos (en que predominan los efectos de los aerosoles) que la del mundo real (*nivel de confianza medio*). Como consecuencia, en el capítulo 11 se argumenta que las proyecciones de los modelos a corto plazo de aumento de la temperatura media global en superficie deben reducirse en un 10% aproximadamente. Esta reducción de escala es empero insuficiente para explicar la sobrestimación media de los modelos de la tendencia de la temperatura media global en superficie en el período del hiato. {10.3.1, 11.3.6}

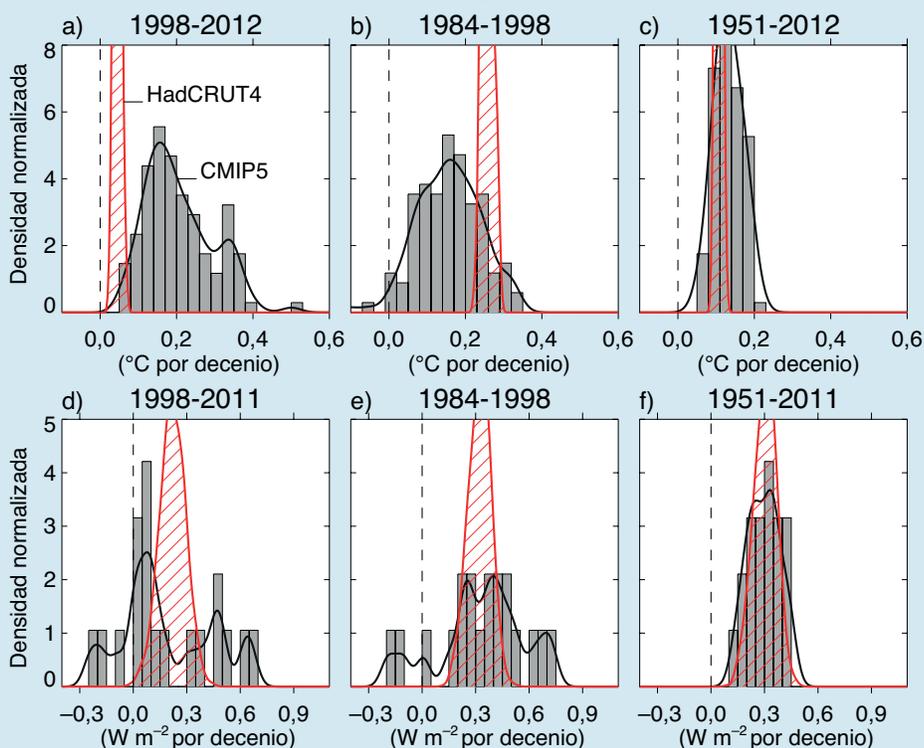
Otra posible fuente de error de los modelos es la escasa representación del vapor de agua en la atmósfera superior. Se ha sugerido que una reducción en el vapor de agua de la estratosfera después de 2000 causó una disminución de la radiación de onda larga descendente y, por ende, una contribución al enfriamiento de la superficie, que posiblemente no se tenga en cuenta en los modelos. Sin embargo, en nuestro caso se considera que su efecto es reducido, porque hubo una recuperación de vapor de agua en la estratosfera después de 2005. {2.2.2, 9.4.1; recuadro 9.2} (continúa en la página siguiente)

Recuadro RT.3 (continuación)

En resumen, el hiato de calentamiento reciente observado, definido por la reducción en la tendencia de la temperatura media global en superficie en el período 1998-2012, en comparación con la tendencia en el período 1951-2012, es atribuible en más o menos la misma medida a una contribución del enfriamiento de la variabilidad interna y a una menor tendencia en el forzamiento externo (juicio de los expertos, *nivel de confianza medio*). La reducción de la tendencia de forzamiento se debe sobre todo a una tendencia de forzamiento negativa de las erupciones volcánicas y a la fase descendente del ciclo solar. Pero existe un *nivel de confianza bajo* en la cuantificación del papel de la tendencia de forzamiento en el origen del hiato, debido a la incertidumbre en la magnitud de la tendencia del forzamiento volcánico y al *nivel de confianza bajo* en la tendencia del forzamiento por aerosoles. {recuadro 9.2}

En casi todas las simulaciones históricas en la CMIP5 no se reproducen los hiatos de calentamiento observados recientemente. Hay un *nivel de confianza medio* en que la diferencia de tendencia de la temperatura media global en superficie entre los modelos y las observaciones en el período 1998-2012 se debe en un grado sustancial a la variabilidad interna, con posibles contribuciones por error de forzamiento y la sobrestimación en algunos modelos de la CMIP5 de la respuesta a un creciente forzamiento de los gases de efecto invernadero. La tendencia en los modelos de la CMIP5 del forzamiento radiativo efectivo no muestra un desvío aparente frente a la mejor estimación en el Quinto Informe de Evaluación en el período 1998-2012. Sin embargo, hay un *nivel de confianza bajo* en esta evaluación de la tendencia del forzamiento radiativo efectivo en la CMIP5, principalmente debido a las incertidumbres en el forzamiento y en los procesos de los aerosoles modelizados, que a través de la heterogeneidad espacial podrían causar muy bien un error no detectado en la tendencia media global del forzamiento radiativo efectivo incluso sin una tendencia en la carga media global de los aerosoles. {recuadro 9.2}

Las causas del hiato en la tendencia de la temperatura media global en superficie observada y de la diferencia en la tendencia de la temperatura media global en superficie entre las observaciones y los modelos en el período 1998-2012 implica que, salvo en caso de una gran erupción volcánica, la mayoría de las tendencias de la temperatura media global en superficie en un período de 15 años en un futuro próximo serían de mayor magnitud que en el período 1998-2012 (*nivel de confianza alto*; para una evaluación completa de las proyecciones a corto plazo de la temperatura media global en superficie, véase la sección 11.3.6). Hay cuatro razones para este corolario: la primera es que se espera que aumenten aún más las concentraciones de gases de efecto invernadero antropógenos en todos los escenarios de las trayectorias de concentración representativas; la segunda, que se espera que la concentración de aerosoles antropógenos disminuya en todos los escenarios de las trayectorias de concentración representativas, y de ahí el efecto de enfriamiento resultante; la tercera, que se espera que la tendencia en el forzamiento solar sea mayor en la mayoría de los períodos de 15 años a corto plazo que en el período 1998-2012 (*nivel de confianza medio*), ya que en el período 1998-2012 se encontraba la fase descendente completa del ciclo solar; y la cuarta, que es *más probable que improbable* que la variabilidad climática interna en el futuro próximo mejore y no contrarreste el calentamiento en superficie previsto a causa del mayor forzamiento antropógeno. {recuadro 9.2}

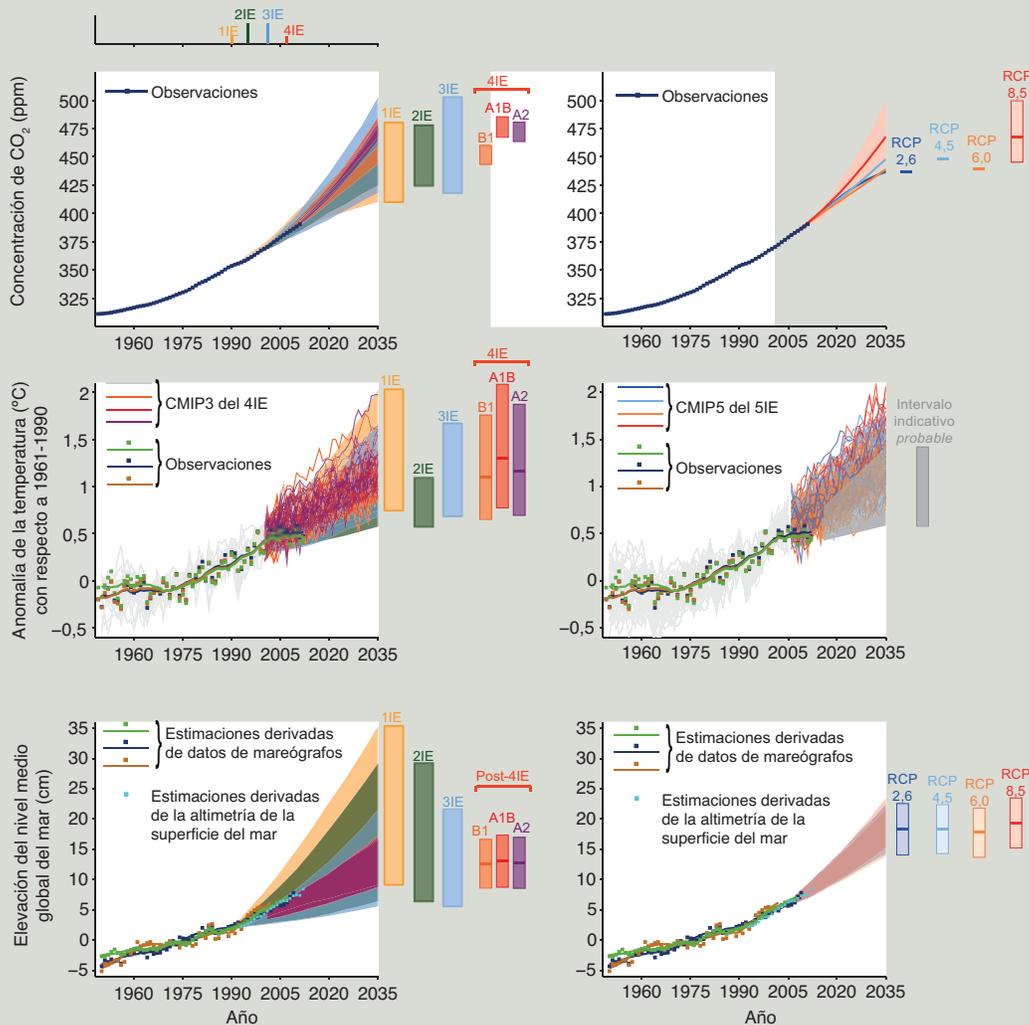


Recuadro RT.3, figura 1 | (Parte superior) Tendencias de la temperatura media global en superficie observadas y simuladas en °C por decenio en los períodos 1998-2012 (a), 1984-1998 (b), y 1951-2012 (c). Para las observaciones se muestra el ensamble de 100 realizaciones del conjunto 4 de datos reticulares de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4) (en rojo, rayado). La incertidumbre que muestra la anchura del ensamble es la de la construcción estadística del promedio global solamente, en contraste con las incertidumbres de tendencia citadas en la sección 2.4.3, que incluyen una estimación de la variabilidad climática interna. Aquí, por el contrario, la variabilidad interna se caracteriza por la anchura del ensamble de modelos. Para los modelos se muestran las 114 realizaciones históricas disponibles de la CMIP5, que se extendieron después de 2005 con el escenario de la RCP4,5 y hasta el año 2012 (en gris, sombreado). (Parte inferior) Tendencias del forzamiento radiativo efectivo (en W m⁻² por decenio) en los períodos 1998-2011 (d), 1984-1998 (e) y 1951-2011 (f). La figura muestra la mejor estimación de las tendencias del forzamiento radiativo efectivo en el Quinto Informe de Evaluación (en rojo, rayado) y del forzamiento radiativo efectivo en la CMIP5 (en gris, sombreado). Las líneas negras son versiones analógicas de los histogramas. Cada histograma se normaliza de manera que su área sea equivalente a uno. {2.4.3, 8.5.2; recuadro 9.2; figura 8.18; recuadro 9.2, figura 1}

Elementos temáticos específicos

ETE.3 | Comparación de las proyecciones de las evaluaciones del IPCC anteriores con las observaciones

La verificación de las proyecciones es probablemente la forma más convincente de establecer la credibilidad de la ciencia del cambio climático. Los resultados de los cambios proyectados en el dióxido de carbono (CO₂), la temperatura media global en superficie y el nivel medio global del mar de los anteriores informes de evaluación del IPCC se comparan cuantitativamente con las mejores estimaciones observacionales disponibles. La comparación entre los cuatro informes anteriores pone de manifiesto la evolución de nuestra comprensión de cómo el sistema climático responde a los cambios en el forzamiento natural y antropógeno y proporciona una evaluación de cómo las proyecciones se comparan con las estimaciones observacionales. En ETE.3, figura 1, por ejemplo, se muestran las estimaciones proyectadas y observadas de: 1) los cambios de CO₂ (gráficos superiores), 2) la anomalía de la temperatura media global en superficie en relación con el período 1961-1990 (gráficos centrales) y 3) el nivel medio global del mar en relación con el período 1961-1990 (gráficos inferiores). Los resultados de los informes de evaluación anteriores se encuentran en la columna de la izquierda y, a fines de compleción, los resultados de la evaluación actual se dan en la columna de la derecha. {2.4, 3.7, 6.3, 11.3, 13.3} (continúa en la página siguiente)



ETE.3, figura 1 | (Parte superior izquierda) Concentraciones medias anuales de CO₂ observadas globalmente en partes por millón (ppm) desde 1950 en comparación con las proyecciones de las evaluaciones anteriores del IPCC. Las concentraciones globales anuales de CO₂ observadas se muestran en color azul oscuro. El sombreado muestra la gama proyectada del modelo más amplia de las concentraciones globales desde 1950 hasta 2035 del Primer Informe de Evaluación (1IE; figura 3 en el Resumen para responsables de políticas de IPCC 1990), el Segundo Informe de Evaluación (2IE, figura 5b en el Resumen técnico de IPCC 1996), el Tercer Informe de Evaluación (3IE, apéndice II de IPCC 2001), y para los escenarios A2, A1B y B1 del Informe Especial del IPCC sobre Escenarios de Emisiones (IE-EE) presentados en el Cuarto Informe de Evaluación (4IE; figura 10.26). Se muestran los años de publicación de los informes de evaluación. (Parte superior derecha) Las mismas concentraciones de CO₂ observadas promediadas globalmente y las proyecciones de este informe. Solo la RCP8,5 tiene una gama de valores porque los escenarios basados en las emisiones se realizaron solo para esta trayectoria de concentración representativa. Para las demás trayectorias de concentración representativa se da la mejor estimación. (Parte central izquierda) Cambios estimados en la anomalía de la temperatura media global en superficie observada anualmente con referencia al período 1961-1990 (en °C) desde el año 1950 en comparación con la gama de proyecciones de las evaluaciones anteriores del IPCC. Los valores se armonizan para partir del mismo valor en 1990. La anomalía de la temperatura media global en superficie observada anualmente, en relación con 1961-1990, a partir de tres conjuntos de datos se muestra como cuadrados y las series cronológicas suavizadas como líneas continuas

ETE.3 (continuación)

a partir del conjunto 4 de datos reticulares del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4; verde brillante), del análisis de la temperatura en superficie tierra-oceano combinados (MLOST; mostaza cálido) y de los conjuntos de datos del análisis de la temperatura en superficie del Instituto Goddard de Estudios Espaciales (GISTEMP; azul oscuro). El sombreado de color muestra la gama proyectada del cambio medio anual global de la temperatura cerca de la superficie de 1990 a 2035 para los modelos utilizados en el Primer Informe de Evaluación (figura 6.11), el Segundo Informe de Evaluación (figura 19 en el RT de IPCC 1996), y el Tercer Informe de Evaluación (toda la gama del Tercer Informe de Evaluación, figura 9.13 b). Los resultados del Tercer Informe de Evaluación se basan en los análisis del modelo climático sencillo presentado en esta evaluación, y no en las simulaciones individuales completas del modelo climático tridimensional. Para el Cuarto Informe de Evaluación, los resultados se presentan como simples operaciones de los modelos del ensamble de la CMIP3 para el período histórico de 1950 a 2000 (líneas de color gris claro) y para los tres escenarios del IE-EE (A2, A1B y B1) de 2001 a 2035. Para los tres escenarios del IE-EE, las barras muestran la media del ensamble de la CMIP3 y la *probable* gama dada por -40% a $+60\%$ de la media según la evaluación del capítulo 10 del Cuarto Informe de Evaluación. (Parte central derecha) Las proyecciones del promedio anual de la temperatura media global del aire en superficie en el período 1950-2035 (anomalías relativas al período 1961-1990) en diferentes trayectorias de concentración representativas de los modelos de la CMIP5 (gris claro y líneas de colores, un miembro del ensamble por modelo) y las estimaciones observacionales son las mismas que en el gráfico central izquierdo. La región sombreada gris muestra el intervalo indicativo *probable* del promedio anual de la temperatura media global en superficie en el período 2016-2035 para todas las trayectorias de concentración representativas (para más detalles, véase la figura RT.14). La barra gris muestra este mismo intervalo indicativo *probable* para el año 2035. (Parte inferior izquierda) Cambios estimados en el nivel medio global del mar observado anualmente desde 1950. Diferentes estimaciones de los cambios en las anomalías del nivel medio global del mar observados anualmente a partir de datos de mareógrafos (azul oscuro, mostaza cálido, verde oscuro) y sobre la base de promedios anuales de datos de altimetría (azul claro) a partir de 1993 (los valores se han ajustado para que correspondan al valor de 1993 de los datos de los mareógrafos). Los cuadrados indican los valores medios anuales, y las líneas continuas los valores analógicos. El sombreado muestra la gama más amplia proyectada de los modelos de la elevación anual del nivel global del mar de 1950 a 2035 para el Primer Informe de Evaluación (figuras 9.6 y 9.7), el Segundo Informe de Evaluación (figura 21 en el RT de IPCC 1996), el Tercer Informe de Evaluación (apéndice II de IPCC 2001) y sobre la base de los resultados disponibles en el momento del Cuarto Informe de Evaluación utilizando el escenario A1B del IE-EE. Procede mencionar que en el Cuarto Informe de Evaluación no se dio ninguna gama completa de las proyecciones del nivel del mar para este período. Por lo tanto, la figura muestra los resultados que se han publicado posteriormente para el Cuarto Informe de Evaluación. Las barras de la derecha de cada gráfico muestran la gama completa dada para 2035 respecto a cada informe de evaluación. (Parte inferior derecha) La misma estimación de las observaciones que abajo a la izquierda. Las barras son las gamas *probables* (*nivel de confianza medio*) para la elevación del nivel medio global del mar en 2035 con respecto al período 1961-1990 según las cuatro trayectorias de concentración representativas. En el apéndice 1.A se dan detalles de los datos y de los cálculos utilizados para crear estas figuras. Para más detalles, véanse los capítulos 1, 11 y 13. (figuras 1.4, 1.5, 1.10, 11.9, 11.19, 11.25, 13.11)

Cambios del dióxido de carbono

De 1950 a 2011 han aumentado constantemente las concentraciones observadas de CO₂ en la atmósfera. Considerando el período 1990-2011, los cambios en la concentración observada de CO₂ se encuentran en el conjunto de los escenarios estudiados en los cuatro informes de evaluación. La evaluación más reciente previa a la actual, el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC (ETE.3, figura 1; parte superior izquierda) tiene la gama de escenarios más estrecha, y la concentración observada sigue esta gama. Los resultados del Quinto Informe de Evaluación del IPCC (ETE.3, figura 1; parte superior derecha) son coherentes con el Cuarto Informe de Evaluación y en el período 2002-2011 las concentraciones de CO₂ en la atmósfera aumentaron a un ritmo de 1,9 a 2,1 ppm año⁻¹. {2.2.1, 6.3; cuadro 6.1}

Anomalía de la temperatura media global

En relación con la media del período 1961-1990, la anomalía de la temperatura media global en superficie ha sido positiva y mayor de 0,25 °C desde 2001. Las observaciones son generalmente buenas en la gama de extensión de las proyecciones anteriores del IPCC (ETE.3, figura 1, parte central izquierda) Esto es igualmente así para los resultados de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) (ETE.3, figura 1; parte central derecha) en el sentido de que el registro observado se encuentra en la gama de las proyecciones del modelo, pero en el extremo inferior del penacho. En 1991 entró en erupción el monte Pinatubo (véase PF 11.1 para las consideraciones de cómo influyen los volcanes en el sistema climático), lo que condujo a un breve período de enfriamiento medio global relativo en los primeros años de la década de 1990. El Primer, Segundo y Tercer Informes de Evaluación del IPCC no incluyen los efectos de las erupciones volcánicas y, por lo tanto, no abarcan el enfriamiento asociado con la erupción del monte Pinatubo. Sin embargo, en el Cuarto Informe de Evaluación y el Quinto Informe de Evaluación se recogieron los efectos de los volcanes y se simuló con éxito el enfriamiento asociado. En el período 1995-2000, la anomalía de la temperatura media global fue bastante variable: una fracción significativa de esta variabilidad se debió al gran fenómeno El Niño en 1997-1998 y a la fuerte intensidad de La Niña asociada en el período 1999-2001. Con las proyecciones conexas a estos informes de evaluación no se trata de captar la evolución real de estos episodios de El Niño y La Niña, pero se incluyen como fuente de incertidumbre debido a la variabilidad natural que abarca, por ejemplo, la gama derivada de las simulaciones y la proyección individuales de la CMIP3 y la CMIP5 (ETE.3, figura 1). La cuña gris en ETE.3, figura 1 (parte central derecha), corresponde al intervalo indicativo *probable* de las temperaturas anuales, que se determina a partir del valor resultante de la evaluación de las trayectorias de concentración representativas para la media de 20 años del período 2016-2035 (para los detalles, véanse las consideraciones de la figura RT.14 y de la sección 11.3.6). De 1998 a 2012, las estimaciones de las observaciones se han situado en gran medida en el extremo inferior de la gama dada por los escenarios solamente en informes de evaluación anteriores y en las proyecciones de la CMIP3 y la CMIP5. {2.4; recuadro 9.2}

Nivel medio global del mar

Sobre la base de los mareógrafos y de los datos de altimetría por satélite relativos al período 1961-1990, el nivel medio global del mar ha seguido aumentando. Aunque el aumento es bastante constante, ambos registros de las observaciones muestran breves períodos sin cambios o una ligera disminución. Las estimaciones observadas se sitúan en la envolvente de todas las proyecciones, salvo quizá en los primeros años de la década de 1990. La incertidumbre de la elevación del nivel del mar debida a la incertidumbre relacionada con el escenario es más pequeña para las evaluaciones más recientes (Cuarto y Quinto Informes de Evaluación) y las estimaciones observadas se sitúan debidamente en esta incertidumbre relacionada con el escenario. Es *prácticamente seguro* que el nivel del mar aumentará en el siglo XX. La tasa media de elevación del nivel del mar fue 1,7 mm año⁻¹ con una gama *muy probable* de 1,5 a 1,9 mm año⁻¹ entre 1901 y 2010, y esta tasa aumentó a 3,2 mm año⁻¹ con una gama *probable* de 2,8 a 3,6 mm año⁻¹ entre 1993 y 2010 (véase ETE.2). {3.7.2, 3.7.4}

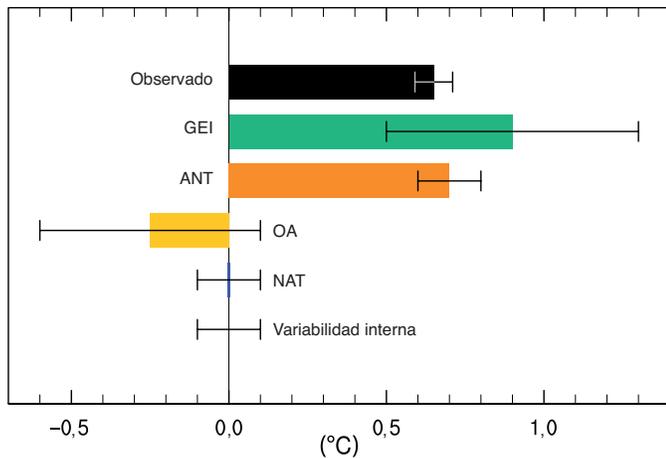


Figura RT.10 | Gamas evaluadas *probables* (bigotes) y sus puntos medios (barras) para las tendencias de calentamiento en el período 1951-2010 debidas a los gases de efecto invernadero (GEI) homogéneamente mezclados, forzamientos antropógenos (ANT), otros forzamientos antropógenos (OA) distintos de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, forzamientos naturales (NAT) y variabilidad interna. La tendencia de las observaciones en el conjunto 4 de datos reticulares de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4) se muestra en negro con su intervalo de incertidumbre de 5% a 95% debido solamente a la incertidumbre de las observaciones en este registro. {figura 10.5}

simulaciones de la CMIP5 que incluyen forzamientos antropógenos y naturales, e incoherentes con las tendencias de la temperatura en las simulaciones de la CMIP5 que incluyen solo forzamientos naturales. En diversos estudios se han investigado los efectos de la Oscilación multidecenal atlántica (OMA) en la temperatura media global en superficie. Aunque en algunos estudios se observa una función significativa de la OMA como motor de la variabilidad multidecenal en la temperatura media global en superficie, la OMA apenas mostró tendencia a lo largo del período 1951-2010, en el que se basan las evaluaciones actuales, y se estima con un *nivel de confianza alto* que la OMA ha contribuido poco a la tendencia de la temperatura media global en superficie entre 1951 y 2010 (considerablemente menos de 0,1 °C). {2.4, 9.8.1, 10.3; PF 9.1}

Es *sumamente probable* que las actividades humanas causaran más de la mitad del aumento observado en la temperatura media global en superficie entre 1951 y 2010. Esta evaluación está respaldada por pruebas sólidas de numerosos estudios en que se han utilizado métodos diferentes. En particular, la tendencia de la temperatura atribuible a todos los forzamientos antropógenos combinados puede estar limitada más estrechamente en la detección de múltiples señales y los análisis de atribución. Las incertidumbres en los forzamientos y en las respuestas de los modelos climáticos a esos forzamientos, junto con la dificultad de distinguir los patrones de respuesta de la temperatura debido a los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados y otros forzamientos antropógenos, impiden una cuantificación precisa de los cambios de temperatura atribuibles a esos gases y otros forzamientos antropógenos individualmente. De conformidad con el Cuarto Informe de Evaluación, se considera *muy probable* que más de la mitad de los aumentos observados en la temperatura media global en superficie entre 1951 y 2010 se deban al aumento antropógeno observado en las concentraciones de gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. Es *probable* que estos gases contribuyeran a un calentamiento medio global en superficie entre 0,5 °C y 1,3 °C en el período comprendido entre 1951 y 2010, que las contribuciones de otros forzamientos antropógenos sean de entre -0,6 °C y 0,1 °C y que las contribuciones de otros forzamientos naturales sean de entre -0,1 °C y 0,1 °C. En conjunto, estas evaluaciones de las contribuciones son coherentes con el calentamiento observado de 0,6 °C aproximadamente en este período (figura RT.10). {10.3}

El forzamiento solar es el único forzamiento natural conocido que actuó en el calentamiento del clima en el período 1951-2010, pero ha aumentado mucho

menos que el forzamiento por gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, y las pautas observadas del calentamiento de la troposfera a largo plazo y del enfriamiento de la estratosfera no son coherentes con la respuesta esperada de las variaciones de irradiación solar. Teniendo en cuenta esta evidencia y la evaluación de la contribución de los forzamientos naturales a las tendencias observadas durante este período, se considera *sumamente improbable* que la contribución del forzamiento solar al calentamiento mundial observado desde 1951 sea mayor que la de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. Como es *muy probable* que el forzamiento solar haya disminuido en un período con mediciones directas por satélite de la radiación solar de 1986 a 2008, hay un *nivel de confianza alto* en que los cambios en la irradiación solar total no han contribuido al calentamiento global durante este período. Sin embargo, hay un *nivel de confianza medio* en que el ciclo de 11 años de variabilidad solar influye en las fluctuaciones decenales del clima en algunas regiones a través de mecanismos de amplificación. {8.4, 10.3; recuadro 10.2}

El calentamiento observado en los últimos 60 años se sitúa muy fuera de la gama de variabilidad interna del clima estimada a partir de datos preinstrumentales, y también mucho más allá de la gama de variabilidad interna simulada en modelos climáticos. Las simulaciones basadas en modelos de variabilidad interna se estiman en forma adecuada para hacer esta evaluación. Además, el patrón espacial del calentamiento observado difiere de los asociados con la variabilidad interna. Sobre la base de esta evidencia, la contribución de la variabilidad interna a la tendencia de la temperatura media global en superficie en el período 1951-2010 se consideró *probable* entre -0,1 °C y 0,1 °C, y es *prácticamente seguro* que el calentamiento desde 1951 no pueda explicarse únicamente por la variabilidad interna. {9.5, 10.3, 10.7}

El registro instrumental muestra un calentamiento pronunciado durante la primera mitad del siglo XX. En conformidad con el Cuarto Informe de Evaluación, según la evaluación del calentamiento a principios del siglo XX es *muy improbable* que este se deba a la variabilidad interna únicamente. Sigue siendo difícil cuantificar las contribuciones de este calentamiento de principios de siglo a partir de la variabilidad interna, el forzamiento natural y el forzamiento antropógeno, debido a las incertidumbres asociadas al forzamiento y a la respuesta y a la incompleta cobertura de las observaciones. {10.3}

RT.4.3 La temperatura atmosférica

En una serie de estudios realizados desde el Cuarto Informe de Evaluación se ha investigado la coherencia de las tendencias simuladas y observadas en las temperaturas de la troposfera libre (véase la sección RT.2). En la mayoría de los modelos de la CMIP3 y la CMIP5, no en todos, se sobrestima la tendencia de calentamiento observada en la troposfera tropical durante el período satelital 1979-2012. Aproximadamente la mitad de dos tercios de esta diferencia con la tendencia observada se debe a una sobrestimación de la tendencia de la temperatura superficial del mar, que se propaga hacia arriba porque los modelos tratan de mantener la estabilidad estática. Sin embargo, hay un *nivel de confianza bajo* en estas evaluaciones, debido al también *nivel de confianza bajo* en las tasas de las tendencias y la estructura vertical observadas en la troposfera tropical. Fuera de los trópicos, y en el período de registro por radiosonda iniciado en 1961, la discrepancia entre las tendencias simuladas y observadas es menor. {2.4.4, 9.4, 10.3}

El análisis de ambos conjuntos de datos por radiosonda y por satélite, combinado con simulaciones de la CMIP5 y la CMIP3, sigue dando resultados de incoherencia en el calentamiento de la troposfera observado con la variabilidad interna y las simulaciones de la respuesta a los forzamientos naturales solamente. En el período 1961-2010 los modelos de la CMIP5 simulan el calentamiento de la troposfera debido a cambios en los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, con solo una pequeña compensación de enfriamiento a causa de los efectos combinados de los cambios en la reflexión y la absorción de aerosoles y el ozono troposférico. Considerando esta evidencia junto con los resultados de la detección de señales múltiples y los análisis de atribución, es *probable* que los forzamientos antropógenos, dominados por los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados,

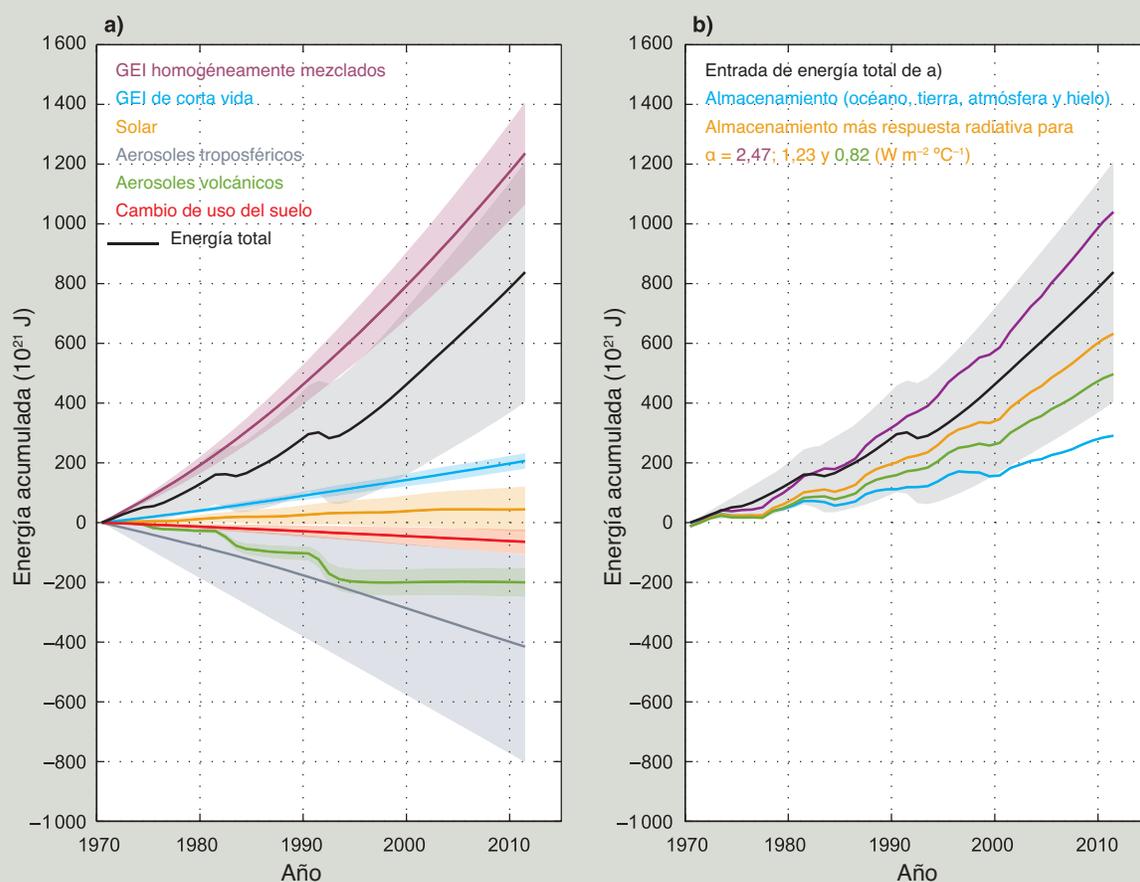
Elementos temáticos específicos

ETE.4 | El presupuesto energético cambiante del sistema climático global

El presupuesto energético global es un aspecto fundamental del sistema climático de la Tierra y depende de muchos fenómenos que lo integran. El océano ha almacenado alrededor del 93% del aumento de la energía en el sistema climático en los últimos decenios, lo que ha provocado su expansión térmica y, por consiguiente, la elevación del nivel del mar. La tasa de almacenamiento de energía en el sistema Tierra debe ser igual al flujo radiativo descendente en la parte superior de la atmósfera, que es la diferencia entre el forzamiento radiativo efectivo debido a los cambios impuestos en el sistema y la respuesta radiativa del sistema. También hay importantes transferencias de energía entre los componentes del sistema climático y de un lugar a otro. Aquí nos centramos en el presupuesto energético global de la Tierra desde 1970, a partir de cuando se dispone de una mejor cobertura mundial de datos observacionales. {3.7, 9.4, 13.4; recuadro 3.1}

El forzamiento radiativo efectivo del sistema climático ha sido positivo como resultado de los aumentos en las concentraciones de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados (larga vida), de los cambios en los gases de efecto invernadero de corta vida (ozono troposférico y estratosférico y vapor de agua estratosférico), y de un incremento de la irradiación solar (ETE.4, figura 1a). Esto se ha compensado en parte por una contribución negativa al forzamiento radiativo efectivo del sistema climático como consecuencia de los cambios en el aerosol troposférico, que reflejan principalmente la luz del sol y, además, mejoran el brillo de las nubes, aunque el carbono negro produce

(continúa en la página siguiente)



ETE.4, figura 1 | Presupuesto energético de la Tierra de 1970 a 2011. a) El flujo de entrada de energía acumulada en el sistema Tierra debido a cambios en los gases de efecto invernadero (GEI) homogéneamente mezclados y de corta vida, el forzamiento solar, el forzamiento por aerosoles troposféricos, el forzamiento volcánico y los cambios en el albedo superficial a causa del cambio de uso del suelo (en todos los casos con respecto al período 1860-1879) se muestran mediante líneas de colores; estas contribuciones se añaden para dar la entrada total de energía (negro; contribuciones del carbono negro sobre la nieve y de estelas de condensación, así como Cirrus inducidos por estelas, pero no se muestran por separado). b) La entrada de energía total acumulada de a) (negro) se equilibra mediante la suma de la absorción de energía del sistema Tierra (azul, energía absorbida en el calentamiento del océano, la atmósfera y la tierra, así como en la fusión de hielo) y un aumento de la radiación saliente derivada de los cambios en la temperatura media global en superficie. La suma de estos dos términos se da para un parámetro de retroalimentación climática de 2,47, 1,23 y $0,82 W m^{-2} \text{ } ^\circ C^{-1}$, que corresponde a una sensibilidad climática en equilibrio de 1,5 °C, 3,0 °C y 4,5 °C, respectivamente; se ha considerado que 1,5 °C a 4,5 °C es el intervalo probable de la sensibilidad climática en equilibrio. El presupuesto energético sería cerrado para un valor particular de α en caso de coincidir la línea correspondiente con la entrada total de energía. Para mayor claridad, todas las incertidumbres (sombreado) que se muestran son intervalos probables. {recuadro 12.2; recuadro 13.1, figura 1}

ETE.4 (continuación)

forzamiento positivo. Las erupciones volcánicas explosivas (como las de El Chichón en México en 1982 y el monte Pinatubo en Filipinas en 1991) pueden inyectar dióxido de azufre en la estratosfera, dando lugar a aerosol estratosférico, que persiste durante varios años. El aerosol estratosférico refleja parte de la radiación solar entrante y produce por tanto un forzamiento negativo. Los cambios en el albedo superficial debidos al cambio de uso del suelo han dado lugar también a una mayor reflexión de la radiación de onda corta de vuelta al espacio y, por ende, a un forzamiento negativo. Desde 1970, el forzamiento radiativo efectivo neto del sistema climático ha aumentado, y el efecto integrado de esos forzamientos es una entrada de energía durante este período (ETE.4, figura 1a). {2.3, 8.5; recuadro 13.1}

A medida que el sistema climático se calienta, la energía se pierde en el espacio al aumentar la radiación saliente. Esta respuesta radiativa del sistema se debe sobre todo a un aumento de la radiación térmica, pero es modificada por retroalimentaciones climáticas como cambios en el vapor de agua, nubes y albedo superficial, que afectan tanto a la onda larga saliente como a la radiación de onda corta reflejada. Los flujos en la parte superior de la atmósfera se han medido con satélites del Experimento sobre el balance de la radiación terrestre (ERBE) de 1985 a 1999 y satélites del Sistema de estudio del balance radiativo de la Tierra y de las nubes (CERES) desde marzo de 2000 hasta ahora. Las mediciones del flujo radiativo en la parte superior de la atmósfera son sumamente precisas, lo que permite identificar los cambios en el presupuesto energético neto de la Tierra de un año a otro en las misiones de ERBE y CERES, pero la calibración absoluta de los instrumentos no es suficientemente precisa para poder determinar el flujo de energía absoluto en la atmósfera superior o para proporcionar continuidad en las misiones. En ETE.4, figura 1b, se relaciona el cambio de energía total acumulada del sistema Tierra con el cambio en el almacenamiento de energía y la radiación saliente acumulada. El cálculo de esta última se basa en la temperatura media global en superficie observada multiplicada por el parámetro α de retroalimentación climática, que se relaciona a su vez con la sensibilidad climática en equilibrio. El valor medio del intervalo de α , $1,23 \text{ W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$, corresponde a un forzamiento radiativo efectivo del doble de concentración de dióxido de carbono (CO_2) de $3,7 [2,96 \text{ a } 4,44] \text{ W m}^{-2}$ en combinación con una sensibilidad climática en equilibrio de $3,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Es *probable* que el parámetro de retroalimentación climática α se encuentre en la gama de $0,82 \text{ a } 2,47 \text{ W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ (lo que corresponde a la gama *probable* en la sensibilidad climática en equilibrio de $1,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ a $4,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$). {9.7.1; recuadro 12.2}

Si se fijara el forzamiento radiativo efectivo, el sistema climático produciría finalmente suficiente calor para que la respuesta radiativa equilibrara el forzamiento radiativo efectivo, y no habría más cambios en el almacenamiento de energía en el sistema climático. Sin embargo, el forzamiento aumenta y la gran capacidad calorífica del océano significa que el sistema climático no está en equilibrio radiativo y su contenido energético es cada vez mayor (ETE.4, figura 1b). Este almacenamiento ofrece una sólida evidencia del cambio climático. La mayoría de este calor adicional se encuentra en los 700 m superiores del océano, pero también se produce calentamiento en el océano profundo y abisal. La expansión térmica asociada del océano ha contribuido aproximadamente en un 40% a la elevación del nivel del mar observada desde 1970. Una pequeña cantidad de calor adicional se ha utilizado para calentar los continentes, calentar y derretir el hielo glacial y marino y calentar la atmósfera. {13.4.2; recuadros 3.1, 13.1}

Además de estas variaciones forzadas en el presupuesto energético de la Tierra, también hay variabilidad interna en escalas de tiempo decenales. Las observaciones y los modelos indican que, debido a la relativamente pequeña capacidad calorífica de la atmósfera, en un mundo que se calienta puede haber un decenio en que la temperatura en superficie sea constante o experimente un declive. Las simulaciones de los modelos climáticos sugieren que esos períodos están asociados con una transferencia de calor de las capas superiores del océano a las profundidades del orden de $0,1 \text{ W m}^{-2}$, estando la radiación emitida al espacio casi constante o en aumento, también del orden de $0,1 \text{ W m}^{-2}$. Aunque esas fluctuaciones naturales representan una gran cantidad de calor, son considerablemente menores que el forzamiento antropógeno del presupuesto energético de la Tierra, sobre todo en escalas temporales de varios decenios o más. {9.4; recuadros 9.2, 13.1}

Las estimaciones independientes disponibles del forzamiento radiativo efectivo, del almacenamiento de calor observado y del calentamiento en superficie se combinan para dar un presupuesto energético de la Tierra coherente con el intervalo *probable* de sensibilidad climática en equilibrio evaluada dentro de las incertidumbres estimadas (*nivel de confianza alto*). La cuantificación de los términos en el presupuesto energético de la Tierra y la verificación de que esos términos se equilibran en los últimos decenios ofrecen una prueba evidente de nuestra comprensión del cambio climático antropógeno. {recuadro 13.1}

han contribuido al calentamiento de la troposfera desde 1961. Debido a las incertidumbres en los registros por radiosonda y por satélite, ofrece menos confianza la evaluación de las causas de las tendencias observadas en la troposfera superior que la evaluación de los cambios de la temperatura global de la atmósfera. {2.4.4, 9.4, 10.3}

Las simulaciones en la CMIP5, con inclusión de los cambios en los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, el ozono y el forzamiento natural, reproducen ampliamente la evolución observada de la temperatura en la estratosfera inferior, con alguna tendencia a subestimar la tendencia del

enfriamiento observada en la era de los satélites (véase la sección RT.2). Los nuevos estudios de la temperatura estratosférica, teniendo en cuenta las respuestas a los forzamientos naturales, los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados y las sustancias que agotan la capa de ozono, demuestran que es *muy probable* que los forzamientos antropógenos, dominados por el agotamiento de la capa de ozono debido a sustancias que lo provocan, hayan contribuido al enfriamiento de la estratosfera inferior desde 1979. Los modelos de la CMIP5 simulan solamente un enfriamiento muy débil de la estratosfera inferior en respuesta a los cambios históricos en los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, y la influencia de estos gases en la temperatura

de la estratosfera inferior no se ha detectado formalmente. Si se consideran las regiones de la troposfera y la estratosfera inferior conjuntamente, es *muy probable* que el forzamiento antropógeno, en particular los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados y el agotamiento del ozono estratosférico, haya dado lugar a un patrón observado detectable de calentamiento troposférico y enfriamiento de la estratosfera inferior desde 1961. {2.4, 9.4, 10.3}

RT.4.4 Los océanos

El calentamiento en la capa superior de los océanos observado a finales del siglo XX y principios del siglo XXI y sus causas se han evaluado con mayor exhaustividad desde el Cuarto Informe de Evaluación utilizando observaciones actualizadas y más simulaciones (véase la sección RT.2.2). Las tendencias y la variabilidad a largo plazo de las observaciones son más consistentes con simulaciones de la respuesta al forzamiento antropógeno y el forzamiento volcánico. Asimismo, se ha detectado la huella antropógena en el calentamiento observado en la capa superior de los océanos, consistente en cambios en el patrón medio global y a escala de cuenca. Este resultado es sólido para una serie de incertidumbres observacionales, de modelo, metodológicas o estructurales. Es *muy probable* que los forzamientos antropógenos hayan contribuido significativamente al calentamiento de la capa superior del océano (por encima de los 700 m) observado desde la década de 1970. Este calentamiento antropógeno del océano ha contribuido a la elevación del nivel global del mar durante este período mediante la expansión térmica. {3.2.2, 3.2.3, 3.7.2, 10.4.1, 10.4.3; recuadro 3.1}

Los cambios observados en la salinidad superficial sugieren también que ha ocurrido un cambio en el ciclo del agua global (véase el ETE.1). Las tendencias a largo plazo muestran que hay una fuerte correlación positiva entre el clima medio de la salinidad superficial y los cambios temporales de salinidad superficial entre 1950 y 2000. Esta correlación muestra una mejora del patrón de salinidad climatológica, de modo que las zonas desalinizadas se han desalinizado aún más y las zonas salinas se han salinizado. Las huellas antropógenas más potentes se observan en los trópicos (30°S a 30°N) y en el Pacífico occidental. El contraste de la salinidad entre los océanos Pacífico y Atlántico también ha aumentado con importantes contribuciones derivadas del forzamiento antropógeno. {3.3, 10.3.2, 10.4.2; PF 3.2}

A escala global, los cambios en la salinidad superficial y subsuperficial (1955-2004) por encima de los 250 m superiores de la columna de agua no se ajustan a los cambios esperados de la variabilidad natural pero se ajustan a la distribución modelizada de los cambios forzados (gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados y aerosoles troposféricos). La variabilidad natural externa tomada de las simulaciones con solo variaciones en el forzamiento solar y volcánico no se ajusta en absoluto a las observaciones, excluyendo así la hipótesis de que las tendencias observadas pueden explicarse teniendo en cuenta solo las variaciones solares o volcánicas. Estas líneas de evidencia y nuestra comprensión de los procesos físicos conducen a la conclusión de que es *muy probable* que los forzamientos antropógenos hayan contribuido palpablemente a los cambios de la salinidad oceánica de superficie y subsuperficie desde la década de 1960. {10.4.2; cuadro 10.1}

El oxígeno es un importante marcador físico y biológico en el océano. Los análisis globales de los datos sobre el oxígeno desde la década de 1960 a la de 1990 ampliaron la cobertura espacial de escala local a global y se han utilizado en estudios de atribución con resultados de una serie limitada de modelos del sistema Tierra. Se concluye que hay un *nivel de confianza medio* en que el patrón global observado de disminución del oxígeno disuelto en los océanos puede atribuirse en parte a la influencia humana. {3.8.3, 10.4.4; cuadro 10.1}

Las observaciones muestran distintas tendencias para la acidificación de los océanos (se observa que oscila entre $-0,0014$ y $-0,0024$ unidades de pH por año). Hay un *nivel de confianza alto* en que el pH del agua marina de la superficie oceánica disminuyó alrededor de 0,1 desde el principio de la era industrial como consecuencia de la incorporación de CO_2 antropógeno en los océanos. {3.8.2, 10.4.4; recuadro 3.2; cuadro 10.1}

RT.4.5 La criosfera

La reducción de la superficie de hielo marino en el Ártico y la extensión de la cubierta de nieve en el hemisferio norte y la reducción generalizada de los glaciares y el aumento de la superficie derretida de Groenlandia son evidencias de los cambios sistemáticos en la criosfera. Todos esos cambios en la criosfera se han vinculado con los forzamientos antropógenos. {4.2.2, 4.4-4.6, 10.5.1, 10.5.3; cuadro 10.1}

De los estudios de atribución, que comparan la evolución estacional de la superficie del hielo marino en el Ártico a partir de observaciones efectuadas desde la década de 1950 con las simuladas con modelos acoplados, se desprende que la influencia humana sobre los cambios en la superficie del hielo marino puede observarse claramente desde principios de la década de 1990. La huella antropógena puede detectarse también en los distintos meses entre mayo y diciembre, lo que sugiere que la influencia humana, más clara a finales de verano, se extiende también ahora a estaciones más frías. De esas simulaciones del hielo marino y la superficie del hielo marino observada desde que existe registro instrumental con alto acuerdo entre estudios, se concluye que es *muy probable* que el forzamiento antropógeno haya contribuido a la pérdida de hielo marino en el Ártico desde 1979 (figura RT.12). {10.5.1}

Para la superficie del hielo marino en la Antártida, la falta de registros observados y las diferencias en la variabilidad simulada y observada impide evaluar si el aumento observado desde 1979 es o no incongruente con la variabilidad interna. Desentramar los procesos involucrados con las tendencias y la variabilidad en la Antártida y las aguas circundantes sigue siendo complejo y varios estudios son contradictorios a este respecto. En conclusión, hay un *nivel de confianza bajo* en la comprensión científica del aumento observado en la superficie de hielo marino en la Antártida desde 1979, debido a las grandes diferencias entre las simulaciones del hielo marino de los modelos de la CMIP5 y las explicaciones científicas incompletas y antagónicas de las causas del cambio, así como un *nivel de confianza bajo* en las estimaciones de la variabilidad interna (figura RT.12). {9.4.3, 10.5.1; cuadro 10.1}

El manto de hielo de Groenlandia ha experimentado recientes episodios de derretimiento importantes en respuesta a las temperaturas récord en relación con el siglo XX asociadas con cambios persistentes en la circulación atmosférica a principios de verano, y esos cambios se han vuelto más pronunciados desde 2007. Pese a que muchos de los registros instrumentales en Groenlandia son relativamente cortos (dos decenios), la modelización y las observaciones regionales reflejan una historia coherente de la respuesta de las temperaturas y la escorrentía de la capa de hielo en Groenlandia a los cambios en la circulación atmosférica regional asociados con patrones de flujo a mayor escala y aumentos de la temperatura global. La pérdida de masa y el deshielo ocurren también en Groenlandia por la intrusión de agua caliente en los principales fiordos con glaciares como el glaciar de Jacobshaven. Es *probable* que el forzamiento antropógeno haya contribuido al deshielo de la superficie del manto de hielo de Groenlandia desde 1993. {10.5.2; cuadro 10.1}

Las estimaciones de la masa de hielo en la Antártida desde 2000 muestran que las pérdidas más importantes se registran en los bordes. De un análisis realizado debajo de una plataforma de hielo flotante en la Antártida occidental se desprende que el calentamiento del océano en esta región y el aumento de transporte de calor por la circulación oceánica son responsables en gran medida de la aceleración del ritmo de deshielo. El registro de observaciones de la pérdida de masa en la Antártida es corto y se sabe muy poco sobre la variabilidad interna del manto de hielo. Debido al escaso nivel de conocimiento científico hay un *nivel de confianza bajo* en la atribución de las causas de la pérdida de masa observada del manto de hielo de la Antártida desde 1993. {3.2, 4.2, 4.4.3, 10.5.2}

Las evidencias del retroceso de los glaciares debido al calentamiento y al cambio de humedad son ahora más completas que cuando se realizó el Cuarto Informe de Evaluación. Hay un *nivel de confianza alto* en las estimaciones de la pérdida de masa observada y las estimaciones de las variaciones naturales

Elementos temáticos específicos

ETE.5 | Irreversibilidad y cambio abrupto

Se ha propuesto que varios componentes o fenómenos dentro del sistema climático exhiben potencialmente un comportamiento umbral. Traspasar el umbral puede conducir a una transición abrupta o irreversible hacia un estado diferente del sistema climático o de algunos de sus componentes.

En este Quinto Informe de Evaluación del IPCC se define el *cambio climático abrupto* como un cambio a gran escala en el sistema climático que tiene lugar en algunos decenios o en un lapso menor, persiste (o se prevé que persista) durante al menos algunos decenios y provoca importantes perturbaciones en los sistemas humanos y naturales. Se dispone de información sobre las posibles consecuencias de algunos cambios abruptos, pero en general hay un *nivel de confianza bajo* y poco consenso acerca de la probabilidad de esos fenómenos a lo largo del siglo XXI. Ejemplos de componentes susceptibles de estar expuestos a cambios abruptos son la intensidad de la circulación meridional de retorno del Atlántico (AMOC), la liberación de clatrato (metano), la extinción paulatina de los bosques tropicales y boreales, la desaparición de los hielos marinos en verano en el océano Ártico, las sequías largas y la circulación monzónica. {5.7, 6.4.7, 12.5.5; cuadro 12.4}

Se dice que un cambio es *irreversible* si la escala del tiempo necesario para que el sistema se recupere partiendo de ese estado mediante procesos naturales es significativamente mayor que la del tiempo consumido para alcanzar ese estado perturbado. Ese comportamiento puede surgir porque las escalas de tiempo para los procesos de perturbación y recuperación sean diferentes, o porque el cambio climático persista debido al largo tiempo de permanencia de una perturbación de dióxido de carbono (CO₂) en la atmósfera (véase ETE.8). Mientras que se estima que los cambios registrados en la extensión del hielo marino durante el verano en el océano Ártico, las largas sequías y la circulación monzónica son reversibles en períodos de años a decenios, la extinción paulatina de los bosques tropicales o boreales puede ser reversible solamente en períodos seculares. Los cambios en la liberación de clatrato (metano) y carbono del permafrost y el colapso de los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida puede que sean irreversibles durante milenios tras una perturbación causal. {5.8, 6.4.7, 12.5.5, 13.4.3, 13.4.4; cuadro 12.4}

Cambio climático abrupto relacionado con la circulación meridional de retorno del Atlántico

Las nuevas simulaciones transitorias de modelos climáticos han confirmado con un *nivel de confianza alto* que los pronunciados cambios en la intensidad de la AMOC producen cambios climáticos abruptos a escala global con una magnitud y un patrón que se asemejan a los pasados episodios glaciales Dansgaard-Oeschger y estadiales Heinrich. La confianza en la relación entre los cambios en el clima del Atlántico Norte y la precipitación en latitudes bajas ha aumentado desde el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC. Según nuevas reconstrucciones paleoclimáticas y estudios de modelización, hay un *nivel de confianza muy alto* en que una intensidad reducida de la AMOC y un enfriamiento superficial asociado en la región del Atlántico Norte hayan causado desplazamientos de la zona de convergencia intertropical del Atlántico y hayan afectado a los monzones americanos (norte y sur), africanos y asiáticos. {5.7}

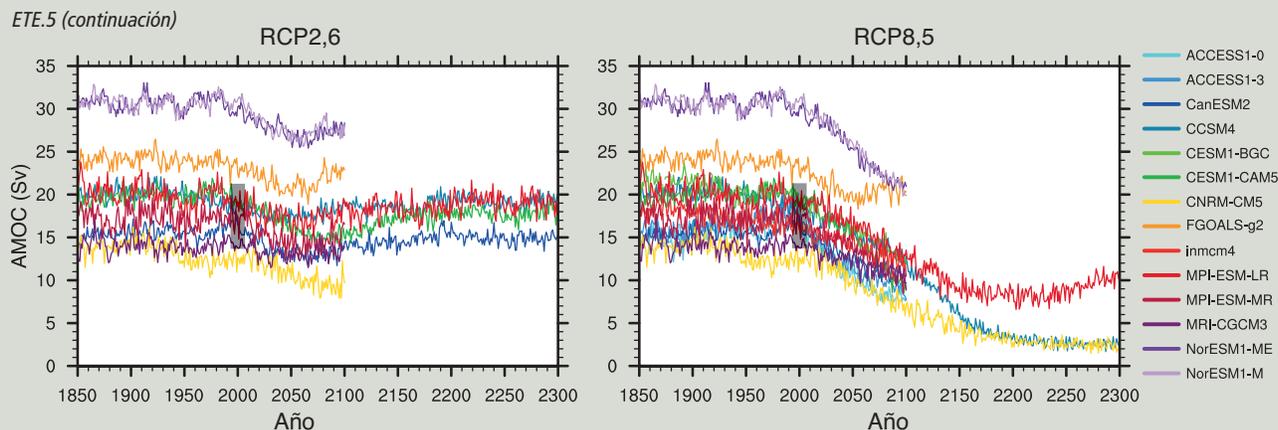
El modo interglacial de la AMOC puede recuperarse (*nivel de confianza alto*) de una entrada de agua dulce poco duradera en el Atlántico Norte subpolar. En el "episodio 8.2 ka", hace aproximadamente 8 200 años, se produjo una liberación repentina de agua dulce en las etapas finales de la fusión del manto de hielo de América del Norte. Las observaciones paleoclimáticas y los resultados de los modelos indican, con un *nivel de confianza alto*, una marcada reducción en la intensidad de la AMOC, seguida de una rápida recuperación, unos 200 años después de la perturbación. {5.8.2}

Aunque se han realizado muchas más simulaciones de modelos desde el Cuarto Informe de Evaluación en una amplia gama de escenarios de forzamiento futuro, las proyecciones del comportamiento de la AMOC no han variado. Sigue siendo *muy probable* que la AMOC se debilite en el siglo XXI en relación con los valores del período 1850-1900. Las mejores estimaciones y gamas de reducción de la CMIP5 son 11% (1% a 24%) para la RCP2,6 y 34% (12% a 54%) para la RCP8,5, pero hay un *nivel de confianza bajo* en la magnitud del debilitamiento. También es *muy improbable* que la AMOC sufra una transición abrupta o un colapso en el siglo XXI para los escenarios considerados (*nivel de confianza alto*) (ETE.5, figura 1). Para que se produzca una transición abrupta de la AMOC, la sensibilidad de esta al forzamiento debería ser mucho mayor que la observada en los modelos actuales, o requeriría un flujo de agua de derretimiento de la capa de hielo de Groenlandia que superara considerablemente incluso las mayores proyecciones actuales. Si bien no se puede excluir totalmente esa posibilidad, es *improbable* que la AMOC colapse más allá de finales del siglo XXI en los escenarios considerados, pero no se puede excluir un colapso después del siglo XXI para un gran calentamiento sostenido. Hay un *nivel de confianza bajo* en la evolución de la AMOC después del siglo XXI debido al limitado número de análisis y los resultados equívocos. {12.4.7, 12.5.5}

Irreversibilidad potencial de los cambios en el permafrost, los clatratos de metano y los bosques

En un clima que se calienta, el deshielo del permafrost puede inducir la descomposición del carbono acumulado en los suelos congelados, que podría persistir de cientos a miles de años, dando lugar a un aumento de las concentraciones de CO₂ y/o de metano (CH₄) en la atmósfera. Los estudios de modelización existentes del balance de carbono del permafrost

(continúa en la página siguiente)



ETE.5, figura 1 | Intensidad (Sv) de la circulación meridional de retorno del Atlántico (AMOC) a 30°N en función del año, de 1850 a 2300, simulada por diferentes modelos de circulación general atmósfera-oceano en respuesta al escenario RCP2,6 (izquierda) y RCP8,5 (derecha). La barra de color negro vertical muestra la gama de intensidad de la AMOC medida a 26°N, de 2004 a 2011. {figuras 3.11, 12.35}

bajo el calentamiento futuro que tengan en cuenta al menos algunos de los procesos esenciales relacionados con el permafrost no producen resultados coherentes, exceptuado el hecho de que hoy día el permafrost se convertirá en un emisor neto de carbono durante el siglo XXI en escenarios de calentamiento futuro plausibles (*nivel de confianza bajo*). Esto refleja también una comprensión insuficiente de los procesos del suelo pertinentes durante y después del deshielo del permafrost, incluidos los procesos que conducen a la estabilización del carbono en el suelo no congelado, e impide cualquier evaluación cuantitativa de la amplitud de los cambios irreversibles en el sistema climático potencialmente relacionados con la desgasificación del permafrost y las retroalimentaciones asociadas. {6.4.7, 12.5.5}

Es *muy probable* que el calentamiento antropógeno potencie las emisiones de CH₄ procedentes de los clatratos terrestres y oceánicos. Los depósitos de clatratos de CH₄ bajo el fondo del mar pueden desestabilizarse a causa del calentamiento del océano. Sin embargo, la elevación del nivel del mar debida a cambios en la masa oceánica mejora la estabilidad de los clatratos en el océano. Aunque es difícil hacer una evaluación formal, según las primeras estimaciones, la retroalimentación en el siglo XXI de la desestabilización de los clatratos de CH₄ es pequeña, pero no insignificante. Es *muy improbable* que el CH₄ de los clatratos experimente una liberación catastrófica durante el siglo XXI (*nivel de confianza alto*). En escalas temporales de varios milenios, esas emisiones de CH₄ pueden provocar una retroalimentación positiva al calentamiento antropógeno, y pueden ser irreversibles, debido a la diferencia entre las escalas temporales de liberación y de acumulación. {6.4.7, 12.5.5}

La existencia de umbrales de extinción críticos a causa únicamente del cambio climático en la Amazonía y en otras selvas tropicales sigue siendo muy incierta. No se puede descartar la posibilidad de que se traspase un umbral crítico en el volumen de la precipitación y la duración de estaciones secas. La respuesta del bosque boreal al cambio climático proyectado también es muy incierta, y en estos momentos no se puede excluir la existencia de umbrales críticos. Hay un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones del colapso de grandes zonas de bosques tropicales y boreales. {12.5.5}

Irreversibilidad potencial de los cambios en la criosfera

La reversibilidad de la pérdida de hielo marino se ha evaluado directamente en estudios de sensibilidad del aumento y la disminución de CO₂ con modelos de circulación general atmósfera-oceano (MCGAO) o modelos del sistema Tierra. Ninguno de ellos muestra evidencias de que en algún momento se vaya a producir un cambio irreversible en el hielo del Ártico. En cambio, como resultado del fuerte acoplamiento entre las aguas superficiales y profundas en el océano Austral, el hielo marino del Antártico en algunos modelos integrados con la concentración de CO₂ en la atmósfera en aumento o en disminución presenta algún comportamiento de histéresis. {12.5.5}

En la actualidad, tanto en Groenlandia como en la Antártida los mantos de hielo presentan un balance de masa superficial positivo (las nevadas superan a la fusión), aunque ambos están perdiendo masa debido a que la descarga de hielo en el mar es superior al balance neto de la masa superficial. Se produce una retroalimentación positiva para reducir el volumen y la extensión del manto de hielo cuando una disminución de la elevación de la superficie del manto de hielo da lugar a una disminución del balance de masa superficial. Esto se produce generalmente por una mayor fusión en la superficie y, por lo tanto, se aplica en el siglo XXI a Groenlandia, pero no a la Antártida, donde la fusión en la superficie es actualmente muy pequeña. Las proyecciones indican que la fusión en la superficie en la Antártida será importante tras varios siglos de forzamiento radiativo de gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. {4.4, 13.4.4; recuadros 5.2, 13.2}

(continúa en la página siguiente)

ETE.5 (continuación)

El cambio abrupto en la descarga del manto de hielo en el mar puede deberse a la retirada inestable de la línea de conexión a tierra en regiones donde el lecho rocoso se encuentra bajo el nivel del mar y se inclina, descendiendo, hacia el interior del manto de hielo. Esto se aplica principalmente a la Antártida occidental, pero también a partes de la Antártida oriental y Groenlandia. La reducción de la plataforma de hielo puede provocar la retirada de la línea de conexión a tierra debido al agua más cálida del océano que se encuentra bajo las plataformas de hielo que facilitan la fusión de la plataforma de hielo submarina o el deshielo de charcas de agua en su superficie de la plataforma que promueve su fractura. Como el crecimiento del manto de hielo es un proceso lento, esos cambios serían irreversibles en la definición adoptada aquí. {4.4.5; recuadro 13.2}

Hay un *nivel de confianza alto* en que los volúmenes de los mantos de hielo de Groenlandia y de la Antártida occidental se redujeron en los períodos de los últimos millones de años que fueron globalmente más cálidos que en la actualidad. Las simulaciones de los modelos del manto de hielo y los datos geológicos sugieren que el manto de hielo de la Antártida occidental es muy sensible al calentamiento del océano subsuperficial e implican con un *nivel de confianza medio* una retirada del manto de hielo de la Antártida occidental si la concentración de CO₂ en la atmósfera se mantiene dentro o por encima de la gama de 350-450 ppm durante varios milenios. {5.8.1, 13.4.4; recuadro 13.2}

Las evidencias de que se dispone indican que el calentamiento global más allá de cierto umbral entrañaría la pérdida casi completa del manto de hielo de Groenlandia durante un milenio o más, y daría origen a una elevación del nivel medio del mar global de aproximadamente 7 m. Los estudios con la topografía fija del actual manto de hielo muestran que el umbral es mayor de 2 °C pero menor de 4 °C (*nivel de confianza medio*) de aumento de la temperatura media global en superficie por encima de la era preindustrial. El único estudio con un manto de hielo dinámico sugiere que el umbral es mayor que un calentamiento medio global de 1 °C aproximadamente (*nivel de confianza bajo*) con respecto a la era preindustrial. Con el actual estado de incertidumbre científica no se puede cuantificar una gama *probable*. La pérdida total del manto de hielo de Groenlandia no es inevitable, dado que esta llevaría un milenio o más: si la temperatura baja antes de que desaparezca completamente el manto de hielo, este podría volver a crecer. Sin embargo, una parte de la pérdida de la masa podría ser irreversible, dependiendo de la duración y el grado de superación del umbral, porque el manto de hielo puede tener múltiples estados estables, debido a su interacción con el clima regional. {13.4.3, 13.4.4}

y la variabilidad interna a partir de los registros de glaciares a largo plazo. A tenor de estos factores y nuestro conocimiento de la respuesta de los glaciares a los impulsores climáticos hay un *nivel de confianza alto* en que es *probable* que una parte sustancial de la pérdida de masa de los glaciares se deba a la influencia humana. Es *probable* que haya habido un componente antropógeno en las reducciones observadas en la cubierta de nieve en el hemisferio norte desde 1970. {4.3.3, 10.5.2, 10.5.3; cuadro 10.1}

RT.4.6 El ciclo del agua

Desde el Cuarto Informe de Evaluación han aparecido nuevas evidencias de una influencia humana detectable en varios aspectos del ciclo del agua. Hay un *nivel de confianza medio* en que los cambios observados en la humedad específica cerca de la superficie desde 1973 contienen un componente antropógeno perceptible. Se ha detectado la huella antropógena en el vapor de agua simulado por un ensamble de modelos climáticos en la estimación del contenido de humedad en la baja troposfera derivada de los datos proporcionados por el reproductor de imágenes con detector especial en microondas (SSM/I) para el período 1988-2006. Hay un *nivel de confianza medio* en la contribución antropógena al incremento de la humedad específica troposférica. {2.5, 10.3}

En los estudios de atribución de la precipitación terrestre media zonal global y de la precipitación en el Ártico se encuentra una influencia antropógena perceptible. En general hay un *nivel de confianza medio* en una influencia humana significativa en los cambios a escala global de los patrones de precipitación, inclusive en aumentos en latitudes medias y altas en el hemisferio norte. Las incertidumbres restantes de las observaciones y los modelos y el gran efecto de la variabilidad interna en la precipitación observada impiden hacer una evaluación más segura. {2.5, 7.6, 10.3}

A tenor de las evidencias compiladas para los cambios atribuibles (con diversos niveles de confianza y probabilidad) en la humedad específica, la precipitación terrestre y la salinidad de la superficie oceánica mediante su conexión con la precipitación y la evaporación, y de la comprensión física del ciclo del agua, es

probable que la influencia humana haya repercutido en el ciclo del agua global desde 1960. Esto representa un avance importante desde el Cuarto Informe de Evaluación. {2.4, 2.5, 3.3, 9.4.1, 10.3, 10.4.2; cuadro 10.1; PF 3.2}

RT.4.7 Valores climáticos extremos

En varios estudios de atribución nuevos se ha observado una influencia antropógena perceptible en el aumento de la frecuencia observada de días y noches cálidos y la disminución de la frecuencia de días y noches fríos. Desde el Cuarto Informe de Evaluación y el Informe especial sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático (SREX), hay nuevas evidencias para la detección de la influencia humana en las temperaturas diarias extremadamente cálidas y hay nuevas evidencias de que la influencia del forzamiento antropógeno puede detectarse separadamente de la influencia del forzamiento natural a escala global y en algunas regiones continentales y subcontinentales. Esto refuerza las conclusiones del Cuarto Informe de Evaluación y del mencionado informe, y es ahora *muy probable* que el forzamiento antropógeno haya contribuido a los cambios observados en la frecuencia y la intensidad de las temperaturas extremas diarias a escala global desde mediados del siglo XX. Es *probable* que la influencia humana haya aumentado significativamente la probabilidad de ocurrencia de olas de calor en algunas localidades. Véanse ETE.9 y ETE.9, cuadro 1, para un resumen de la evaluación de fenómenos meteorológicos y climáticos extremos. {10.6}

Desde el Cuarto Informe de Evaluación, hay nuevas evidencias directas limitadas de una influencia antropógena sobre las precipitaciones extremas, inclusive un estudio oficial sobre detección y atribución y pruebas indirectas de que se espera que aumenten las precipitaciones extremas dada la evidencia de la influencia antropógena en varios aspectos del ciclo hidrológico global y hay un *nivel de confianza alto* en que la intensidad de los episodios de precipitaciones extremas aumentará con el calentamiento, a un ritmo que supera ampliamente el de la precipitación media. En regiones terrestres en las que la cobertura de observaciones es suficiente para proceder a la evaluación, hay un *nivel de confianza medio* en que el forzamiento antropógeno ha contribuido a la

intensificación de precipitaciones fuertes a escala global durante la segunda mitad del siglo XX. {7.6, 10.6}

Globalmente, hay un *nivel de confianza bajo* en la atribución de cambios en la actividad ciclónica tropical a la influencia humana. Esto se debe a las insuficientes evidencias de observaciones, la falta de conocimiento físico de los vínculos entre los impulsores antropógenos del clima y la actividad ciclónica tropical, y el bajo nivel de acuerdo entre los estudios en cuanto a la relativa importancia de la variabilidad interna y los forzamientos antropógeno y natural. En la región del Atlántico Norte hay un *nivel de confianza medio* en cuanto a que, desde la década de 1970, una reducción en el forzamiento por aerosoles en el Atlántico Norte ha contribuido, al menos en parte, al aumento observado en la actividad de los ciclones tropicales. Sigue habiendo un desacuerdo sustancial sobre la importancia relativa de la variabilidad interna, el forzamiento de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados y los aerosoles para esta tendencia observada. {2.6, 10.6, 14.6}

Pese a que en el Cuarto Informe de Evaluación se concluyó que es *más probable que improbable* que la influencia antropógena haya contribuido a un aumento del riesgo de sequías en la segunda mitad del siglo XX, una evaluación actualizada de las evidencias de observaciones indica que ya no se admiten las conclusiones del Cuarto Informe de Evaluación sobre las tendencias de aumento global en las seguías hidrológicas desde la década de 1970. Debido al *nivel de confianza bajo* en las tendencias observadas a gran escala en la aridez en combinación con las dificultades para distinguir la variabilidad a escala decenal en la sequía del cambio climático a largo plazo, hay ahora un *nivel de confianza bajo* en la atribución de cambios en la sequía sobre tierra a escala global desde mediados del siglo XX a la influencia humana. {2.6, 10.6}

RT.4.8 Del ámbito global al regional

En una perspectiva a largo plazo se observa la importante función que desempeñan los forzamientos externos como motores de la variabilidad climática en escalas hemisféricas en la era preindustrial (recuadro RT.5). Es *muy improbable* que las variaciones de la temperatura en el hemisferio norte de 1400 a 1850 puedan explicarse por la variabilidad interna solamente. Hay un *nivel de confianza medio* en que el forzamiento externo contribuyó a la variabilidad de la temperatura en el hemisferio norte de 850 a 1400 y en que el forzamiento externo ha contribuido a las variaciones de la temperatura en Europa en los últimos cinco siglos. {5.3.3, 5.5.1, 10.7.2, 10.7.5; cuadro 10.1}

Los cambios en la circulación atmosférica son importantes para el cambio climático local, ya que podrían producir cambios mayores o menores en el clima de una región determinada que en otras regiones. Es *probable* que la influencia humana haya alterado los patrones de presión del nivel del mar a nivel global. Hay un *nivel de confianza medio* en que el agotamiento del ozono estratosférico ha contribuido al desplazamiento hacia los polos observado de la frontera meridional de la Célula de Hadley durante el verano austral. Es *probable* que el agotamiento del ozono estratosférico haya contribuido a la tendencia positiva en el Modo Anular del Sur observado en el verano austral desde la mitad del siglo XX, lo que corresponde a reducciones de la presión del nivel del mar en latitudes altas y al aumento en los subtropicos (figura RT.11). {10.3}

Hay evidencias más sólidas de que los cambios observados en el sistema climático se pueden atribuir ahora a actividades humanas a escalas global y regional en muchos componentes (figura RT.12). La incertidumbre de las observaciones se ha explorado mucho más a fondo que antes, y las huellas de la influencia humana se han deducido a partir de una nueva generación de modelos climáticos. Ahora se comprenden mejor los cambios oceánicos, incluidos los cambios de salinidad, que son coherentes con la intensificación a gran escala del ciclo del agua predicho por los modelos climáticos. Los cambios en las temperaturas cerca de la superficie, las temperaturas en la atmósfera libre, las temperaturas oceánicas y la capa de nieve en el hemisferio norte y la extensión del hielo marino, consideradas conjuntamente, muestran no solo los cambios medios globales sino también los patrones regionales distintivos coherentes con las huellas previstas de cambio por

los forzamientos antropógenos y las respuestas esperadas de las erupciones volcánicas (figura RT.12). {10.3-10.6, 10.9}

La influencia humana se ha detectado en casi todos los principales componentes evaluados del sistema climático (figura RT.12). Considerada conjuntamente, la evidencia combinada aumenta el nivel general de confianza en la atribución del cambio climático observado, y reduce las incertidumbres asociadas a la evaluación basada en una sola variable climática. A partir de esta evidencia combinada es *prácticamente seguro* que la influencia humana haya ocasionado un calentamiento del sistema climático mundial. La influencia antropógena se ha observado en los cambios de temperatura cerca de la superficie de la Tierra, en la atmósfera y en los océanos, así como en cambios en la criosfera, el ciclo de agua y algunos extremos. Hay fuertes indicios que excluyen el forzamiento solar, los volcanes y la variabilidad interna como los principales motores del calentamiento desde 1950. {10.9; cuadro 10.1; PF 5.1}

En todos los continentes excepto la Antártida, es *probable* que la influencia antropógena haya hecho una contribución sustancial a los aumentos de la temperatura en superficie desde mediados del siglo XX (figura RT.12). Es *probable* que haya habido una contribución antropógena considerable al calentamiento muy sustancial de las temperaturas en la superficie terrestre del Ártico en los últimos 50 años. Para la Antártida, debido a las grandes incertidumbres de las observaciones hay un *nivel de confianza bajo* en que la influencia antropógena haya contribuido al calentamiento observado promediado en las estaciones de que se dispone. La detección y la atribución a nivel regional se complican por la mayor función desempeñada por factores dinámicos (variaciones de circulación), una mayor gama de forzamientos que pueden ser importantes a nivel regional y la mayor dificultad de modelizar procesos pertinentes a escala regional. Sin embargo, es *probable* que la

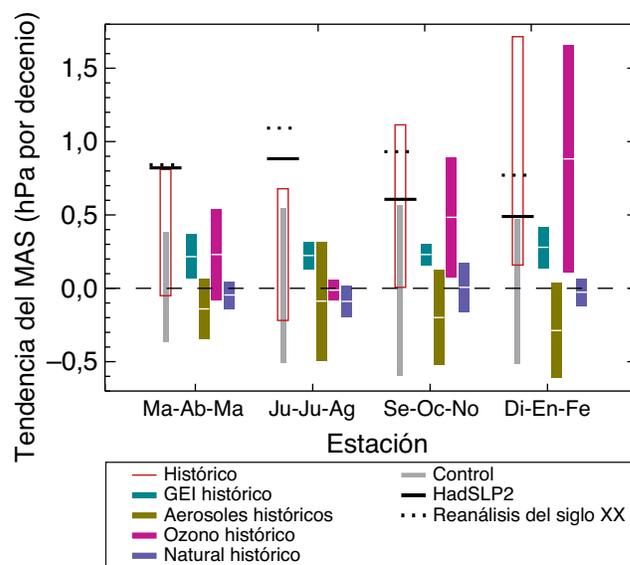


Figura RT.11 | Tendencias simuladas y observadas en el período 1951-2011 en el índice del Modo Anular del Sur (MAS), por estación. El índice del Modo Anular del Sur es la diferencia entre la presión del nivel del mar medio zonal a 40°S y a 65°S. El índice del Modo Anular del Sur se define sin normalización, de modo que puedan compararse las magnitudes de las tendencias simuladas y observadas. Las líneas negras muestran las tendencias observadas a partir del conjunto de datos de la presión al nivel del mar del Centro Hadley (HadSLP2r) (línea continua), y el Reanálisis del siglo XX (línea de puntos). Las barras grises muestran las gamas de percentiles 5° a 95° de las tendencias de control, y las casillas rojas la gama de percentiles 5° a 95° de las tendencias en simulaciones históricas, incluidos los forzamientos antropógenos y naturales. Las barras de colores muestran tendencias medias del conjunto y sus gamas de confianza asociadas de 5% a 95% simuladas en respuesta a los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados (verde claro), aerosoles (verde oscuro), ozono (magenta) y los cambios en los forzamientos naturales (azul) en las simulaciones de forzamiento individuales de la CMIP5. (figura 10.13b)

influencia humana haya contribuido a aumentos de la temperatura en muchas regiones subcontinentales. {10.3; recuadro 5.1}

La coherencia de los cambios observados con simulaciones de forzamientos antropógenos y naturales en el sistema físico es notable (figura RT.12), en particular para las variables relacionadas con la temperatura. La temperatura superficial y el contenido de calor del océano muestran nuevas señales antropógenas y naturales en ambos registros, y una clara separación de la

hipótesis alternativa de variaciones naturales únicamente. Estas señales no aparecen tan solo en las medias globales, sino también a escalas regionales en los continentes y en las cuencas oceánicas en cada una de esas variables. La extensión del hielo marino se desprende claramente de la gama de variabilidad interna para el Ártico. A escalas subcontinentales, es probable que la influencia humana haya hecho aumentar sustancialmente la probabilidad de que se produzcan olas de calor en algunos lugares. {cuadro 10.1}

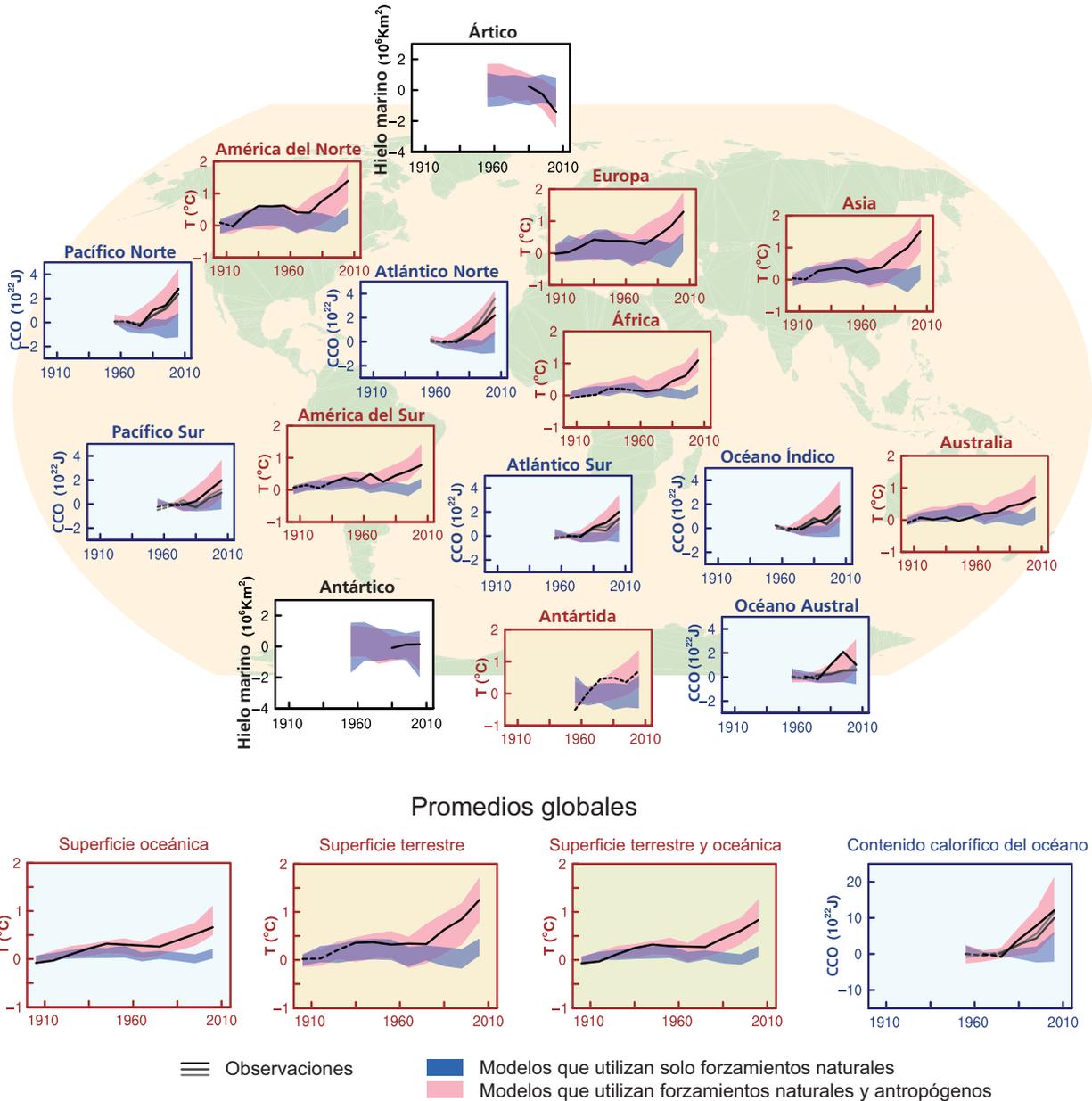


Figura RT.12 | Comparación de los cambios observados y simulados en el sistema climático, a escalas regionales (gráficos superiores) y escalas globales (cuatro gráficos inferiores). Los gráficos marrones son las series temporales de la temperatura (T) en la superficie terrestre, los gráficos azules son las series temporales del contenido calorífico del océano (CCO), y los gráficos blancos son las series temporales del hielo marino (promedios decenales). Cada gráfico muestra las observaciones (color negro o negro y tonos de gris) y la gama del 5% al 95% de la respuesta simulada a los forzamientos naturales (sombreado azul) y a los forzamientos natural y antropógeno (sombreado rosa), junto con las medias del ensamble correspondientes (azul oscuro y rojo oscuro, respectivamente). La temperatura en superficie observada se deriva del conjunto de datos de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4). Se muestran tres registros observados del contenido de calor del océano. Se trazan las anomalías del hielo marino (en lugar de valores absolutos) y se basan en los modelos de la figura 10.16. Las líneas de las observaciones son continuas o discontinuas e indican la calidad de las observaciones y de las estimaciones. Para los gráficos de las temperaturas en la superficie terrestre y oceánica y los gráficos de las precipitaciones, las líneas de observaciones continuas indican cuándo la cobertura especial de las zonas examinadas es superior al 50%, y las líneas de observaciones discontinuas cuándo la cobertura es inferior al 50%. Por ejemplo, la cobertura de datos de la Antártida nunca es superior al 50% de la superficie terrestre del continente. Para los gráficos del contenido de calor del océano y del hielo marino, la línea continua de las observaciones indica cuándo la cobertura de datos es buena y de mejor calidad, y la línea discontinua cuándo la cobertura de datos es solamente adecuada. Esta cifra se basa en la figura 10.21, salvo cuando los valores se presentan como promedios decenales en lugar de promedios anuales. En el material complementario del Resumen técnico se dan más detalles respecto a la figura RRP.6 conexas. {figura 10.21}

Recuadro RT.4 | Evaluación de los modelos

Los modelos climáticos se han seguido mejorando desde el Cuarto Informe de Evaluación, y muchos modelos se han ampliado en los modelos del sistema Tierra mediante la inclusión de la representación de ciclos biogeoquímicos importantes para el cambio climático. En recuadro RT.4, figura 1, se ofrece un panorama parcial de las capacidades de los modelos evaluadas en este informe, inclusive mejoras o falta de ellas en relación con los modelos evaluados en el Cuarto Informe de Evaluación o de los que se disponía en el momento del Cuarto Informe de Evaluación. {9.1, 9.8.1; recuadro 9.1}

La capacidad de los modelos climáticos para simular la temperatura en superficie ha mejorado en muchos aspectos importantes, aunque no en todos, en relación con la generación de modelos evaluados en el Cuarto Informe de Evaluación. Sigue habiendo un *nivel de confianza muy alto* en que en los modelos se reproducen los patrones observados del promedio temporal de la temperatura en superficie a gran escala (correlación del patrón de aproximadamente 0,99), a pesar de observarse errores sistemáticos de varios grados Celsius en algunas regiones. Hay un *nivel de confianza alto* en que en la escala regional (subcontinental y menor), el promedio temporal de la temperatura en superficie se simula mejor que en el momento del Cuarto Informe de Evaluación; sin embargo, la confianza en la capacidad de los modelos es menor que para la gran escala. Los modelos pueden reproducir la magnitud de la media global o la media en el hemisferio norte observadas de la variabilidad de la temperatura a escalas temporales interanuales o seculares. Los modelos también pueden reproducir los patrones a gran escala de la temperatura durante el Último Máximo Glacial, lo que indica la capacidad de simular un estado del clima muy diferente del actual (véase también el recuadro RT.5). {9.4.1, 9.6.1}

Hay un *nivel de confianza muy alto* en que los modelos reproducen las características generales de los cambios en la temperatura media global y anual en superficie en el período histórico, incluido el calentamiento en la segunda mitad del siglo XX y el enfriamiento que se produce inmediatamente después de las grandes erupciones volcánicas. La mayoría de las simulaciones del período histórico no reproducen la reducción observada en la tendencia del calentamiento medio global en superficie en los últimos 10 a 15 años (véase el recuadro RT.3). Hay un *nivel de confianza medio* en que la diferencia de tendencia entre modelos y observaciones en el período 1998-2012 se debe en gran parte a la variabilidad interna, con posibles contribuciones de deficiencias de forzamiento en los modelos y algunas sobrestimaciones en los modelos de la respuesta al creciente forzamiento por gases de efecto invernadero. La mayoría de los modelos, aunque no todos, sobrestiman la tendencia de calentamiento observada en la troposfera tropical en los últimos 30 años, y suelen subestimar la tendencia del enfriamiento en la baja estratosfera a largo plazo. {9.4.1; recuadro 9.2}

La simulación de los patrones de precipitación a gran escala ha mejorado algo desde el Cuarto Informe de Evaluación, aunque los resultados de los modelos siguen siendo menos buenos en lo que respecta a las precipitaciones que a la temperatura en superficie. La correlación del patrón espacial entre las precipitaciones anuales medias modelizadas y las observadas ha aumentado de 0,77 para los modelos de que se disponía en el momento del Cuarto Informe de Evaluación a 0,82 para los modelos actuales. A escalas regionales, la precipitación no se simulaba tan bien, y la evaluación sigue siendo difícil a causa de las incertidumbres de las observaciones. {9.4.1, 9.6.1}

Muchos modelos pueden reproducir los cambios observados en el contenido de calor en la capa superior del océano de 1961 a 2005. Las series cronológicas de la media de varios modelos se sitúan en la gama de las estimaciones de observación disponibles en la mayor parte del período. {9.4.2}

Hay evidencias sólidas de que la tendencia descendente de la extensión del hielo marino del Ártico en verano se simula mejor que en el momento del Cuarto Informe de Evaluación. Aproximadamente la cuarta parte de los modelos muestran una tendencia tan fuerte o más que la tendencia de las observaciones en la era satelital de 1979 a 2012. La mayoría de los modelos simulan una pequeña tendencia decreciente en la extensión del hielo marino del Antártico, aunque con gran dispersión entre modelos, en contraste con la pequeña tendencia creciente en las observaciones. {9.4.3}

Desde el Cuarto Informe de Evaluación se han realizado grandes progresos en la evaluación de las simulaciones de modelos de episodios extremos. Los cambios en la frecuencia de días y noches cálidos y fríos extremos en la segunda mitad del siglo XX son coherentes entre los modelos y las observaciones, situándose el promedio de las series temporales medias mundiales en su conjunto en la gama de las estimaciones de las observaciones. La mayoría de los modelos subestiman la sensibilidad de las precipitaciones extremas a la variabilidad o las tendencias de la temperatura, especialmente en los trópicos. {9.5.4}

En la mayoría de los modelos que incluyen un ciclo del carbono interactivo, los sumideros de carbono globales terrestres y oceánicos simulados en la última parte del siglo XX se situaban en la gama de las estimaciones de observación. Sin embargo, los modelos subestiman sistemáticamente el sumidero terrestre en el hemisferio norte indicado mediante técnicas de inversión atmosférica. {9.4.5}

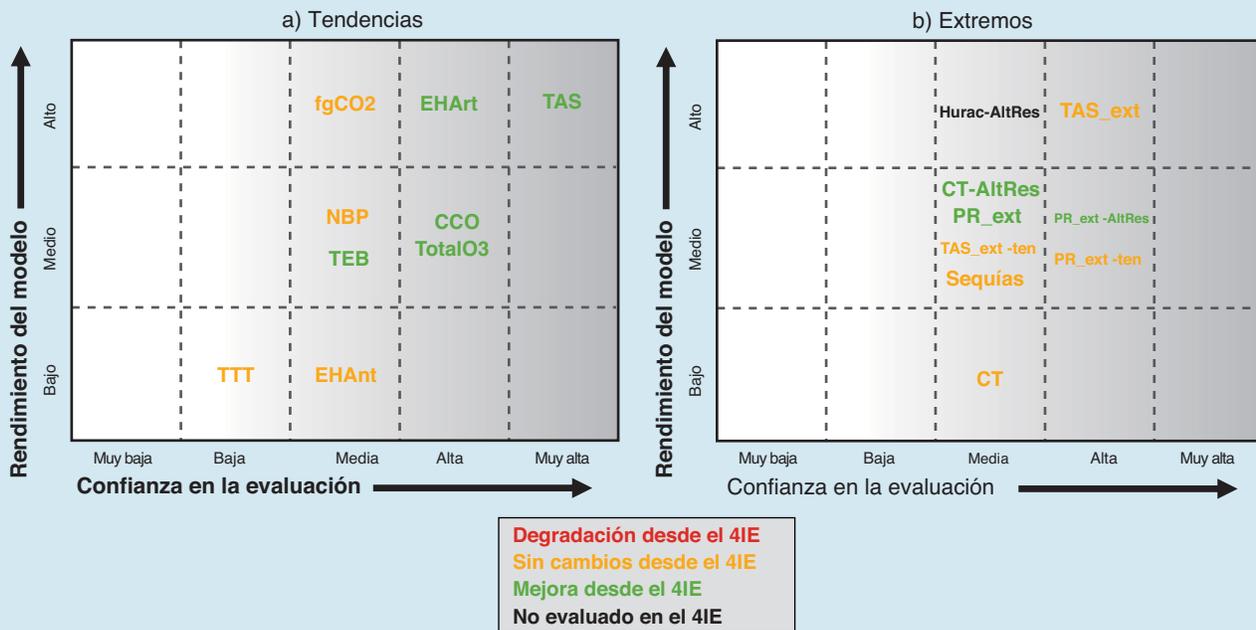
Los métodos de reducción de escala regionales proporcionan información sobre el clima en las escalas más pequeñas necesarias para muchos estudios de impacto climático. Hay un *nivel de confianza alto* en que la reducción de escala aporta un valor añadido en las regiones con topografía muy variable y en los diversos fenómenos de pequeña escala. {9.6.4}

La gama de los modelos en la sensibilidad climática en equilibrio varía de 2,1 °C a 4,7 °C y es muy similar a la evaluación del Cuarto Informe de Evaluación. Hay un *nivel de confianza muy alto* en que el factor principal que contribuye a la gama en la sensibilidad climática en equilibrio continúa siendo la retroalimentación de las nubes. Esto se aplica tanto al clima moderno como al Último Máximo Glacial. Hay igualmente un *nivel de confianza muy alto* en que, en consonancia con las observaciones, los modelos muestran una fuerte correlación positiva entre la temperatura de la troposfera y el vapor de agua a escalas regional y global, lo que implica una retroalimentación del vapor de agua positiva en los modelos y las observaciones. {5.3.3, 9.4.1, 9.7}

(continúa en la página siguiente)

Recuadro RT.4 (continuación)

Los modelos climáticos se basan en principios físicos y reproducen muchos elementos importantes del clima observado. Ambos aspectos contribuyen a nuestra confianza en la adecuación de los modelos para aplicarlos en estudios de detección y atribución (véase el capítulo 10) y para las predicciones y proyecciones cuantitativas futuras (véanse los capítulos 11 a 14). Cada vez aumentan más las evidencias de que algunos elementos de la variabilidad observada o las tendencias observadas guardan una buena correlación con las diferencias entre modelos en las proyecciones de modelos para cantidades como las tendencias del hielo marino del Ártico en verano, la retroalimentación nieve-albedo y la pérdida de carbono de la tierra tropical. Sin embargo, aún no existe una estrategia universal para transferir los resultados anteriores de un modelo a un peso relativo de ese modelo en una media de ensambles de varios modelos de proyecciones climáticas. {9.8.3}



Recuadro RT.4, figura 1 | Resumen de cuán acertadamente los modelos climáticos actuales simulan importantes características del clima del siglo XX. La confianza en la evaluación aumenta hacia la derecha, como lo sugiere la intensificación de la fuerza de sombreado. La calidad del modelo aumenta de abajo arriba. La codificación de color indica mejoras desde los modelos disponibles en el momento del Cuarto Informe de Evaluación (4IE) hasta los disponibles en la evaluación actual. Desde el Cuarto Informe de Evaluación se ha realizado una serie de mejoras, y algunas cantidades modelizadas no se simulan mejor. En este resumen se enumeran las principales cantidades del clima, y ninguna muestra degradación. La evaluación se basa principalmente en la media de varios modelos, sin excluir que pueda haber desviaciones para modelos particulares. La calidad de los modelos evaluados se simplifica para la representación en esta figura; en el capítulo 9 se dan los detalles de cada evaluación. {9.8.1; figura 9.44}

En la figura se destacan las siguientes características fundamentales, con las secciones que respaldan la evaluación añadida entre llaves:

a) Tendencias en:

- EHAnt Extensión del hielo del Antártico {9.4.3}
- EHArt Extensión del hielo del Ártico {9.4.3}
- fgCO2 Sumidero global de carbono oceánico {9.4.5}
- TEB Temperatura de la estratosfera baja {9.4.1.}
- NBP Sumidero global de carbono terrestre {9.4.5}
- CCO Contenido de calor del océano global {9.4.2}
- TotalO3 Ozono total en columna {9.4.1}
- TAS Temperatura del aire en superficie {9.4.1}
- TTT Temperatura troposférica tropical {9.4.1}

b) Extremos:

- Sequías Sequías {9.5.4}
- Hurac-AltRes Recuento interanual de huracanes del Atlántico en los modelos de la circulación general atmosférica (MCGA) en alta resolución {9.5.4}
- PR_ext Distribución global de precipitaciones extremas {9.5.4}
- PR_ext-AltRes Distribución global de precipitaciones extremas en los MCGA en alta resolución {9.5.4}
- PR_ext-ten Tendencias globales de las precipitaciones extremas {9.5.4}
- TAS_ext Distribuciones globales de las temperaturas extremas del aire en superficie {9.5.4}
- TAS_ext-ten Tendencias globales de las temperaturas extremas del aire en superficie {9.5.4}
- CT Trayectorias e intensidad de los ciclones tropicales {9.5.4}
- CT-AltRes Trayectorias e intensidad de los ciclones tropicales en los MCGA en alta resolución {9.5.4}

Recuadro RT.5 | Paleoclima

Las reconstrucciones realizadas a partir de archivos paleoclimáticos permiten analizar los cambios actuales en la composición de la atmósfera, el nivel del mar y el clima (incluidos fenómenos extremos como sequías e inundaciones), así como las proyecciones futuras, con una perspectiva más amplia de la variabilidad del clima en el pasado (véase la sección RT.2). {5.2-5.6, 6.2, 10.7}

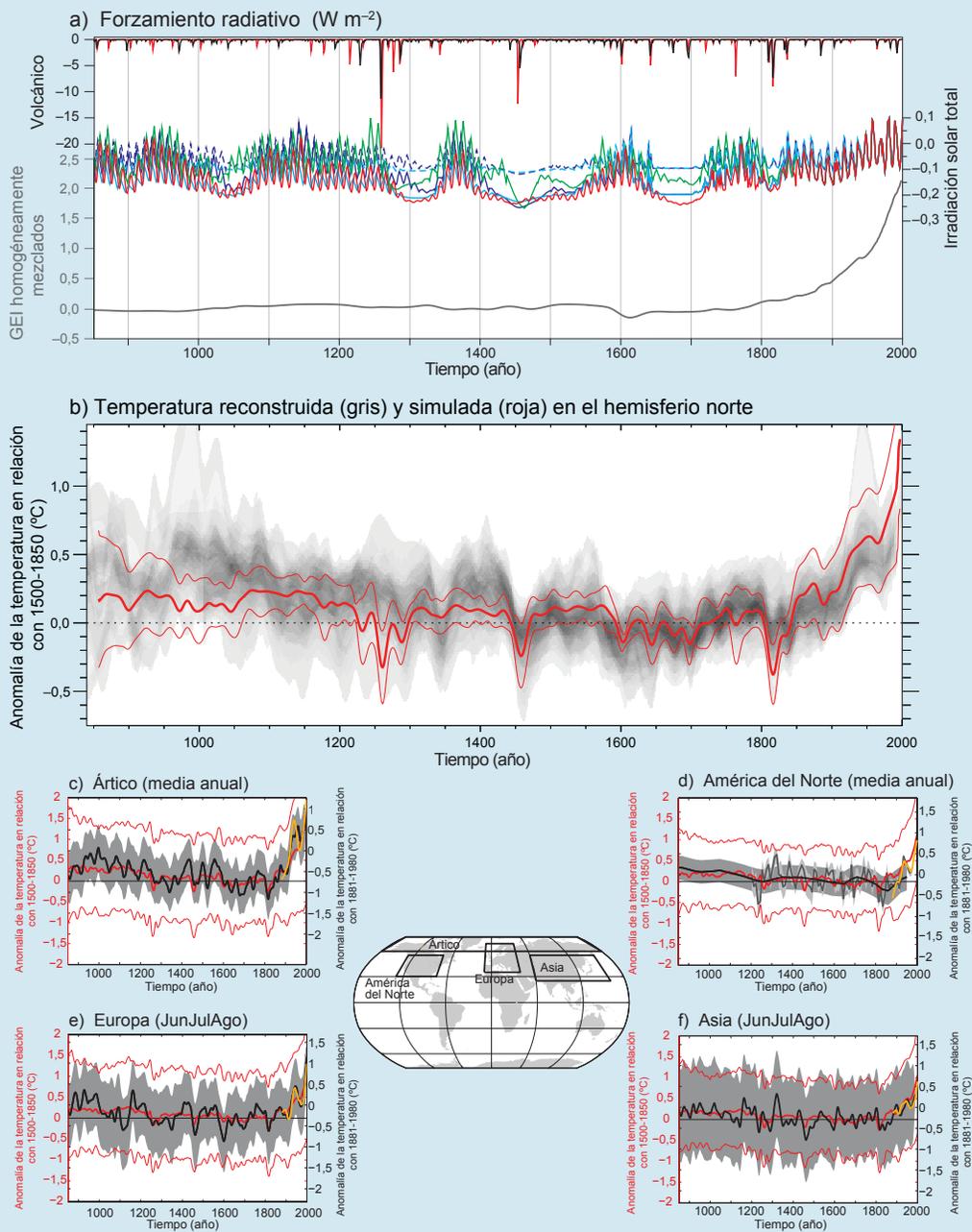
La información sobre el clima en el pasado también permite documentar el comportamiento de los componentes lentos del sistema climático, incluido el ciclo del carbono, los mantos de hielo y el océano profundo, para los que los registros instrumentales corresponden a períodos breves en comparación con sus escalas temporales características de respuesta a perturbaciones y que, por tanto, informan sobre mecanismos de cambios bruscos e irreversibles. Junto con el conocimiento de forzamientos climáticos externos del pasado, las síntesis de datos paleoclimáticos han documentado la amplificación polar, caracterizada por cambios más acusados en la temperatura en el Ártico en comparación con la media global, en respuesta a concentraciones elevadas o bajas de CO₂. {5.2.1, 5.2.2, 5.6, 5.7, 5.8, 6.2, 8.4.2, 13.2.1, 13.4; recuadros 5.1, 5.2}

Desde el Cuarto Informe de Evaluación, la inclusión de simulaciones paleoclimáticas en el marco de la tercera fase del Proyecto de comparación de los modelos paleoclimáticos (PMIP3) y de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) ha permitido relacionar de forma más estrecha la información paleoclimática con las proyecciones del clima futuro. La información paleoclimática del Holoceno medio (hace 6 000 años), del Último Máximo Glacial (hace aproximadamente 21 000 años) y del último milenio, se ha utilizado para verificar la capacidad de los modelos de simular de forma realista la magnitud y los patrones de cambios pasados a gran escala. La combinación de la información obtenida de las simulaciones paleoclimáticas y de las reconstrucciones permite cuantificar la respuesta del sistema climático a las perturbaciones radiativas, examinar las limitaciones del rango de la sensibilidad climática en equilibrio y documentar los patrones de la variabilidad interna del clima del pasado a escalas interanuales y multiseculares. {5.3.1-5.3.5, 5.4, 5.5.1, 9.4.1, 9.4.2, 9.5.3, 9.7.2, 10.7.2, 14.1.2}.

En recuadro RT.5, figura 1, se ilustra la comparación entre las simulaciones y reconstrucciones paleoclimáticas del último milenio de la PMIP3 y la CMIP5, junto con los forzamientos radiativos solar, volcánico y por gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. En relación con el promedio de las temperaturas anuales en el hemisferio norte, es *muy probable* que el período 1983-2012 fuera el período de 30 años más cálido de los últimos 800 años (*nivel de confianza alto*) y es *probable* que fuera el período de 30 años más cálido de los últimos 1 400 años (*nivel de confianza medio*). Ello se basa en la comparación de temperaturas instrumentales con numerosas reconstrucciones realizadas a partir de una serie de datos indirectos y métodos estadísticos, y es coherente con los datos del Cuarto Informe de Evaluación. En respuesta a cambios radiativos por causas solares, volcánicas y antropógenas, los modelos climáticos simulan cambios en las temperaturas multidecenales durante los últimos 1 200 años en el hemisferio norte que, por lo general, son coherentes en la magnitud y el momento de ocurrencia con las reconstrucciones, dentro de sus intervalos de incertidumbre. Las reconstrucciones de la temperatura a escala continental muestran, con un *nivel de confianza alto*, períodos multidecenales durante la Anomalía Climática Medieval (aproximadamente del año 950 al 1250) que en algunas regiones fueron tan cálidos como el final del siglo XX. Existe un *nivel de confianza alto* en que dichos períodos cálidos regionales no fueron tan coincidentes en el tiempo y en las diversas regiones como lo ha sido el calentamiento ocurrido desde la mitad del siglo XX. De acuerdo con la comparación entre reconstrucciones y simulaciones, existe un *nivel de confianza alto* en que no solo el forzamiento externo orbital, solar y volcánico, sino también la variabilidad interna, han contribuido sustancialmente al patrón espacial y a los plazos de los cambios de la temperatura en superficie ocurridos entre la Anomalía Climática Medieval y la Pequeña Edad de Hielo (aproximadamente 1450-1850). Sin embargo, solo existe un *nivel de confianza muy bajo* en las estimaciones cuantitativas de sus contribuciones relativas. Es *muy improbable* que las variaciones de temperatura en el hemisferio norte entre los años 1400 y 1850 puedan explicarse exclusivamente por la variabilidad interna. Existe un *nivel de confianza medio* en que el forzamiento externo contribuyó a la variabilidad de la temperatura en el hemisferio norte desde el año 850 al 1400 y que el forzamiento externo ha contribuido a las variaciones de la temperatura en Europa durante los últimos cinco siglos. {5.3.5, 5.5.1, 10.7.2, 10.7.5; cuadro 10.1}

(continúa en la página siguiente)

Recuadro RT.5 (continuación)



Recuadro RT.5, figura 1 | Simulaciones y reconstrucciones del último milenio. a) forzamiento radiativo según la PMIP3/CMIP5 de origen volcánico, solar y por gases de efecto invernadero (GEI) homogéneamente mezclados entre los años 850 y 2000. Los distintos colores ilustran los dos conjuntos de datos existentes del forzamiento volcánico y cuatro estimaciones del forzamiento solar. En el caso del forzamiento solar, las líneas continuas/discontinuas representan las variantes de reconstrucción en las que se consideran/no se consideran los cambios de fondo en la irradiación; b) simulaciones (rojo) y reconstrucciones (sombreado) de los cambios de temperatura en el hemisferio norte entre los años 850 y 2000 según la PMIP3/CMIP5. La línea roja gruesa representa la media multimodelos y las líneas rojas finas representan el rango del 90% de los múltiples modelos. El solapamiento de las temperaturas reconstruidas se representa mediante una zona sombreada gris; todos los datos se expresan como anomalías respecto a la media del período 1500-1850, suavizadas mediante un filtro de 30 años. Nótese que algunas reconstrucciones representan un dominio espacial menor que el hemisferio norte completo o una estación específica, mientras que las temperaturas anuales para toda la media del hemisferio norte se muestran para las simulaciones. En c), d), e) y f) se representa la temperatura media anual en el Ártico y en América del Norte, y las temperaturas de junio, julio y agosto en Europa y en Asia entre los años 950 y 2000 a partir de reconstrucciones (línea negra) y simulaciones de la PMIP3/CMIP5 (línea roja gruesa, media multimodelos; línea roja fina, rango del 90% de los modelos). Todas las curvas rojas se expresan como anomalías respecto a sus valores medios del período 1500-1850, suavizados mediante un filtro de 30 años. La envoltura sombreada refleja las incertidumbres de cada reconstrucción (bandas de confianza del 90% para el Ártico; ± 2 desviaciones típicas para América del Norte; ± 2 veces el error cuadrático medio para Asia; bandas de confianza del 95% para Europa). Para la comparación con los registros instrumentales no son necesariamente los utilizados en la calibración de las reconstrucciones y, por tanto, pueden corresponder en mayor o menor medida con las reconstrucciones utilizadas por los datos instrumentales para la calibración; el bloqueo temporal también puede contribuir a los efectos finales que se muestran para los datos suavizados. Todas las líneas se suavizan aplicando una media móvil de 30 años. El mapa muestra las distintas regiones de cada reconstrucción. [5.3.5; cuadro 5.A.1; figuras 5.1, 5.8, 5.12]

RT.5 Proyecciones del cambio climático a niveles global y regional

RT.5.1 Introducción

Las proyecciones de los cambios del sistema climático se realizan utilizando una jerarquía de modelos climáticos, desde modelos climáticos sencillos y modelos climáticos de complejidad intermedia, hasta modelos climáticos completos y modelos del sistema Tierra. Estos modelos simulan cambios basados en un conjunto de escenarios de forzamientos antropógenos. En el marco de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas se utilizó un nuevo conjunto de escenarios, denominados trayectorias de concentración representativas (RCP), para realizar las nuevas simulaciones de modelos climáticos. En la CMIP5 se ha utilizado un gran número de modelos climáticos integrales y modelos del sistema Tierra cuyos resultados constituyen el elemento fundamental de las proyecciones del sistema climático.

En esta sección se resume la evaluación de esas proyecciones del cambio climático. En primer lugar, se presentan el forzamiento futuro y los escenarios. En las subsecciones siguientes se abordan diversos aspectos de las proyecciones del cambio climático a nivel global y regional, incluidas las proyecciones a corto plazo (hasta aproximadamente la mitad del siglo XXI) y a largo plazo (hasta el final del siglo XXI) para la atmósfera, los océanos y la criosfera; las proyecciones del ciclo del carbono y de otros ciclos biogeoquímicos; las proyecciones del cambio en el nivel del mar; y, por último, los cambios en los fenómenos climáticos y otros aspectos del clima regional durante el siglo XXI.

Los cambios proyectados se presentan en relación con los valores medios del período 1986-2005, a menos que se indique otra cosa. En el elemento temático específico ETE.8 se proporcionan las proyecciones del cambio climático a más largo plazo e información sobre la estabilización y los objetivos climáticos. Se han propuesto, bajo la denominación de geoingeniería, métodos para luchar contra el cambio climático de los que se ofrece una panorámica general en el recuadro RT.7. {11.3, 12.3-12.5, 13.5-13.7, 14.1-14.6, anexo I}

RT.5.2 Forzamiento futuro y escenarios

En este informe de evaluación se utiliza un conjunto de nuevas trayectorias de concentración representativas (RCP) que sustituye en gran medida a los escenarios del Informe especial del IPCC sobre escenarios de emisiones (IE-EE) (véanse el recuadro RT.6 y el anexo II para consultar los cuadros de escenarios del sistema climático). Estos producen una serie de respuestas que van desde el actual proceso de calentamiento, pasando por un forzamiento aproximadamente estabilizado, hasta un escenario de mitigación exigente (RCP2,6) que estabiliza y posteriormente reduce lentamente el forzamiento radiativo después de la mitad del siglo XXI. En contraste con el Cuarto Informe de Evaluación, el cambio climático de los escenarios RCP del Quinto Informe se estructura como una combinación de adaptación y mitigación. Las medidas de mitigación aplicadas de forma inmediata a los escenarios RCP no producen unos resultados discernibles relativos al cambio climático durante los próximos 30 años aproximadamente, mientras que los efectos a largo plazo del cambio climático después de mediados de siglo muestran una diferencia apreciable en las RCP. {recuadro 1.1}

RT

Recuadro RT.6 | Nuevos escenarios de trayectorias de concentración representativas y modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados

Las emisiones antropógenas futuras de gases de efecto invernadero, aerosoles y otros agentes de forzamiento, como los cambios de uso del suelo, dependen de factores socioeconómicos y pueden verse afectadas por acuerdos geopolíticos globales sobre el control de dichas emisiones en aras de la mitigación. El Cuarto Informe de Evaluación hizo un amplio uso de los escenarios del IE-EE que no incluían iniciativas climáticas adicionales, es decir, no incluían ningún escenario basado explícitamente en la aplicación de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC) o en los objetivos de emisiones del Protocolo de Kyoto. No obstante, las emisiones de gases de efecto invernadero se ven directamente afectadas por políticas no vinculadas al cambio climático y encaminadas a muchos otros fines. Los escenarios del IE-EE se elaboraron utilizando un enfoque secuencial, es decir, introduciendo factores socioeconómicos en los escenarios de emisiones, que se utilizaron en modelos climáticos sencillos para determinar las concentraciones de gases de efecto invernadero y de otros agentes necesarios para los modelos de circulación general atmósfera-océano (MCGAO). En este informe se evalúan los resultados de simulaciones climáticas que utilizan nuevos escenarios (algunas de las cuales incluyen medidas políticas implícitas encaminadas a la mitigación) denominados trayectorias de concentración representativas (RCP). Las RCP representan un conjunto más numeroso de escenarios de mitigación seleccionados con objetivos diferentes en términos de forzamiento radiativo en 2100 (aproximadamente 2,6; 4,5; 6,0 y 8,5 W m⁻²; véase la figura RT.15). Los escenarios deberían considerarse plausibles e ilustrativos y no incluyen probabilidades. {12.3.1; recuadro 1.1}

Las RCP se elaboraron utilizando modelos de evaluación integrada que típicamente incluyen componentes económicos, demográficos, energéticos y climáticos sencillos. Los escenarios de emisiones resultantes se ejecutan sobre un modelo sencillo para obtener series temporales de concentraciones de gases de efecto invernadero que pueden aplicarse a los modelos MCGAO. Las series temporales de emisiones obtenidas de las RCP pueden utilizarse directamente en modelos del sistema Tierra que incluyen biogeoquímica interactiva (al menos un ciclo del carbono en tierra y en el océano). {12.3.1; recuadro 1.1}

El experimento multimodelos de la CMIP5 (coordinado a través del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas) presenta un nivel sin precedentes de información sobre la que se basarán las evaluaciones de la variabilidad del clima y el cambio climático. La CMIP5 incluye nuevos modelos del sistema Tierra además de los modelos MCGAO, nuevos experimentos basados en modelos y más resultados de diagnóstico. La CMIP5 es mucho más completa que el experimento multimodelos de la CMIP3 anterior que se utilizó en el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC. La CMIP5 considera más del doble de modelos, muchos más experimentos (que también incluyen experimentos sobre la comprensión de las respuestas en los futuros escenarios de cambio climático) y casi 2 x 10¹⁵ bytes de datos (en comparación con los 30 x 10¹² bytes de datos de la CMIP3). Los modelos de la CMIP5, particularmente en relación con los aerosoles y el uso del suelo, tratan de forma más exhaustiva un mayor número de agentes de forzamiento. El aerosol del carbono negro actualmente se incluye, por lo general, como agente de forzamiento. En relación con el CO₂, la CMIP5 evalúa las proyecciones "determinadas por la concentración" y las "determinadas por las emisiones". Ello permite la cuantificación de las incertidumbres de la respuesta física así como las interacciones entre el ciclo del carbono y el clima. {1.5.2}

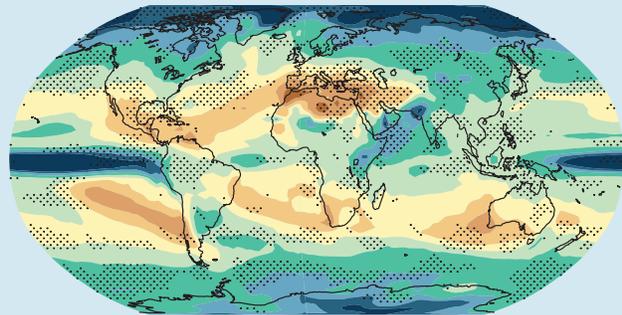
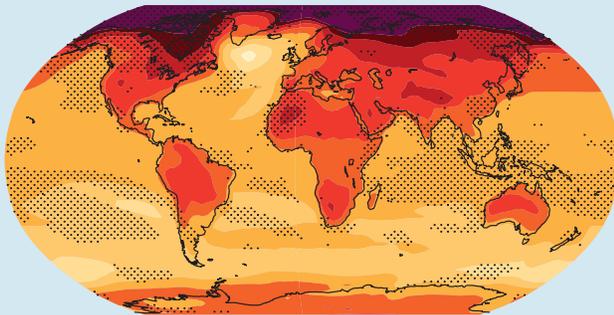
(continúa en la página siguiente)

Recuadro RT.6 (continuación)

La evaluación de los valores medios y de las gamas de cambios de la temperatura media global del Cuarto Informe de Evaluación no habría sido sustancialmente distinta si en dicho informe se hubieran utilizado los modelos de la CMIP5. Las diferencias en las proyecciones de la temperatura global pueden atribuirse en gran medida a los distintos escenarios. La respuesta en términos de la temperatura media global simulada por los modelos de la CMIP3 y la CMIP5 es muy similar, tanto en el valor medio como en el rango de los modelos, en situación transitoria o en equilibrio. Las gamas de cambios en la temperatura en todos los escenarios son más amplias porque las RCP incluyen un escenario en el que se aplica una intensa mitigación (RCP2,6) que no tiene equivalente en los escenarios del IE-EE utilizados en la CMIP3. Para cada escenario, el rango entre el 5% y el 95% de las proyecciones de la CMIP5 se obtiene mediante una aproximación a las distribuciones de la CMIP5 utilizando una distribución normal con la misma media y desviación típica, que se evalúa como *probable* en las proyecciones de cambio de la temperatura global para el final del siglo XXI. Las proyecciones probabilísticas con modelos más sencillos calibrados para todo el rango de sensibilidad climática en equilibrio evaluada en el Cuarto Informe de Evaluación proporcionan intervalos de incertidumbre congruentes con los de la CMIP5. El Cuarto Informe de Evaluación estableció que las incertidumbres de las proyecciones de la temperatura global eran aproximadamente constantes cuando se expresaban como una fracción del calentamiento medio del modelo (incertidumbre fraccional constante). Actualmente se estima que para las RCP superiores la incertidumbre es inferior a la obtenida con el método del Cuarto Informe de Evaluación para el cambio climático a largo plazo, dado que las retroalimentaciones del ciclo climático del carbono no son pertinentes para las proyecciones de las RCP determinadas por la concentración (por el contrario, las incertidumbres de las proyecciones de la temperatura global evaluadas en el Cuarto Informe tenían en cuenta la retroalimentación clima-ciclo del carbono, aunque esta no se considerara en los modelos de la CMIP3). Cuando se aplica el forzamiento de las emisiones de CO₂ de RCP8,5 en lugar de las concentraciones de CO₂ de RCP8,5, los modelos del sistema Tierra de la CMIP5 con el ciclo del carbono interactivo simulan, en promedio, una concentración de CO₂ atmosférico que es 50 (-140 a +210) ppm (dispersión entre los modelos de la CMIP5) más elevada y un aumento de la temperatura global en superficie mayor en 0,2 °C para 2100. Para las RCP inferiores, la incertidumbre fraccional es mayor debido a que es mayor la contribución a la incertidumbre total de la variabilidad interna y del forzamiento por causas distintas al CO₂. {12.4.1, 12.4.8, 12.4.9} *(continúa en la página siguiente)*

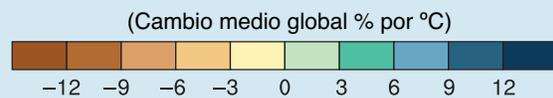
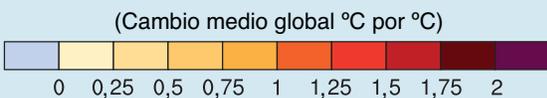
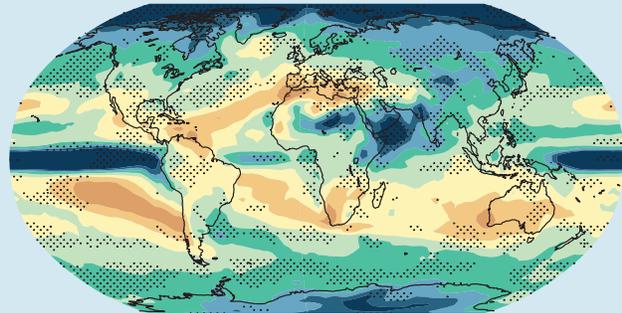
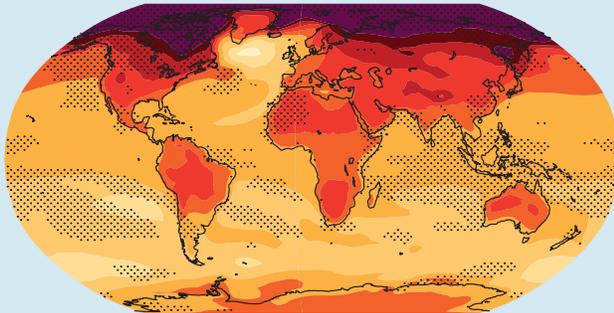
Cambio de escala de la temperatura según la T global (°C por °C)
CMIP3 : 2080-2099

Cambio de escala de la precipitación según la T global (% por °C)
CMIP3 : 2080-2099



CMIP5 : 2081-2100

CMIP5 : 2081-2100



Recuadro RT.6, figura 1 | Patrones de cambio de la temperatura (columna izquierda) y cambio porcentual en las precipitaciones (columna derecha) para el promedio de los modelos de la CMIP3 (primera fila) y de los modelos de la CMIP5 (segunda fila), ajustando la escala a los correspondientes cambios de la temperatura media global. En ambos casos, los patrones están calculados tomando la diferencia entre los valores medios de los experimentos de los últimos 20 años del siglo XXI (2088-2099 para la CMIP3 y 2081-2100 para la CMIP5) y los últimos 20 años para los experimentos históricos (1980-1999 para la CMIP3 y 1986-2005 para la CMIP5), y ajustando la escala de cada diferencia mediante el correspondiente cambio en la temperatura media global. Ello se aplica, en primer lugar, a cada modelo individual y, posteriormente, los resultados se promedian teniendo en cuenta todos los modelos. El punteado indica una medición significativa de la diferencia entre los dos patrones obtenidos mediante un ejercicio de inicialización. Se muestrearon de forma aleatoria 500 veces dos subconjuntos del conjunto de los ensambles de la CMIP3 y la CMIP5 del mismo tamaño que los ensambles originales, pero sin hacer distinción entre los que eran de la CMIP3 y de la CMIP5. Se calcularon los correspondientes patrones y sus diferencias para todas las muestras aleatorias, comparándose a continuación las diferencias verdaderas entre los mismos puntos de cada rejilla, con la distribución de las diferencias reinicializadas, marcando en la gráfica solo aquellos puntos de la rejilla en los que el valor de la diferencia se encuentra en la zona de las colas de la distribución reinicializada (inferiores a los percentiles 2,5° ó 97,5°). (figura 12.4.1)

Recuadro RT.6 (continuación)

Existe una coherencia general entre las proyecciones de temperatura y de precipitación basadas en la CMIP3 y la CMIP5, en relación con patrones a gran escala y las magnitudes de los cambios (recuadro RT.6, figura 1). La concordancia entre modelos y el nivel de confianza de las proyecciones dependen de la variable y del promedio espacial y temporal, existiendo una concordancia más sólida para escalas mayores. El nivel de confianza es superior para la temperatura que para las cantidades relacionadas con el ciclo del agua o la circulación atmosférica. Se han desarrollado métodos mejorados para la cuantificación y representación de la solidez del modelo con el fin de indicar si la falta de concordancia entre las tendencias locales de los modelos es resultado de la variabilidad interna, más que de la falta de concordancia en la respuesta al forzamiento de los modelos. Aunque el conocimiento de las fuentes y de los medios para caracterizar las incertidumbres de las proyecciones a gran escala y largo plazo del cambio climático no ha cambiado significativamente desde el Cuarto Informe de Evaluación, han seguido realizándose experimentos y estudios para lograr una caracterización más completa y rigurosa. {9.7.3, 12.2, 12.4.1, 12.4.4, 12.4.5, 12.4.9; recuadro 12.1}

La reconocida estabilidad de los patrones geográficos de los cambios de temperatura y de precipitación durante un experimento transitorio sigue siendo válida en los modelos de la CMIP5 (recuadro RT.6, figura 1). Los patrones son similares a lo largo del tiempo y para distintos escenarios y, como primera aproximación, pueden ajustarse al cambio en la temperatura media global. Siguen existiendo limitaciones a la validez de esta técnica cuando se aplica a escenarios con una intensa mitigación, a escenarios en los que los forzamientos localizados (por ejemplo, aerosoles) son significativos y varían con el tiempo, así como para variables distintas a la temperatura y precipitación media estacional. {12.4.2}

La gama de emisiones antropógenas de aerosoles en todos los escenarios tiene un impacto mayor en las proyecciones climáticas a corto plazo que las correspondientes gamas de gases de efecto invernadero de larga duración, particularmente a escala regional y para las variables del ciclo hidrológico. Los escenarios de las trayectorias de concentración representativas no abarcan toda la gama de las futuras emisiones de aerosoles incluidas en los escenarios del IE-EE ni en escenarios alternativos (recuadro RT.6). {11.3.1, 11.3.6}

Una rápida reducción de aerosoles de sulfatos para mejorar la calidad del aire o reducir las emisiones de CO₂ de origen fósil se asocia a un *nivel de confianza medio* en que ello podría producir un rápido calentamiento a corto plazo. Hay indicios de que los correspondientes controles sobre las emisiones de metano (CH₄) podrían compensar parte del calentamiento inducido por los sulfatos, aunque el enfriamiento debido a la mitigación de CH₄ será más lento que el calentamiento por la mitigación de sulfatos, debido a las distintas escalas temporales en las que disminuyen las concentraciones atmosféricas de dichas sustancias como resultado de la reducción de las emisiones. Aunque la remoción de los aerosoles de carbono negro también podría contrarrestar el calentamiento asociado a la remoción de sulfatos, las incertidumbres son demasiado grandes como para limitar el signo neto de la respuesta de la temperatura global por la reducción de las emisiones de carbono negro, que dependen de la reducción de los aerosoles conjuntamente emitidos (reflectantes) y de los efectos indirectos de los aerosoles. {11.3.6}

La inclusión de incertidumbres en las proyecciones de los gases de efectos invernadero químicamente reactivos CH₄ y N₂O derivados de las emisiones contempladas en las trayectorias de concentración representativas (RCP) implica un rango de concentraciones que es *probable* que sea un 30% mayor que las de las RCP utilizadas para evaluar el forzamiento de los modelos climáticos de la CMIP5. La inclusión de incertidumbres en las estimaciones de las emisiones procedentes de la agricultura, la explotación forestal y los recursos de la tierra, genera un rango de concentraciones mucho mayor de N₂O, CH₄ e hidrofluorocarbonos (HFC) y de sus forzamientos radiativos. En el caso del CH₄ en el año 2100, el rango *probable* de la concentración en el escenario RCP8,5 supera en 520 ppm el valor de considerar solo la concentración de CH₄ para RCP8,5, y en el caso de RCP2,6 la concentración es 230 ppm inferior al valor de considerar solo la concentración de CH₄ para RCP2,6. {11.3.5}

Existe un *nivel de confianza muy bajo* en las proyecciones del forzamiento natural. Las grandes erupciones volcánicas causan un forzamiento radiativo negativo de hasta varios vatios por metro cuadrado, con una duración típica

de un año, pero se desconocen las posibles futuras erupciones volcánicas y su lugar de ocurrencia. Excepto en lo que respecta al ciclo solar de 11 años, los cambios en la irradiación solar total son inciertos. Salvo que se indique otra cosa, las futuras erupciones volcánicas y los cambios en la irradiación solar total adicional al ciclo solar recurrente de 11 años no se incluyen en las proyecciones climáticas a corto y medio plazo evaluadas. {8, 11.3.6}

RT.5.3 Cuantificación de la respuesta del sistema climático

Las estimaciones de la sensibilidad climática en equilibrio basadas en el cambio climático observado, los modelos climáticos y el análisis de las retroalimentaciones, así como la evidencia paleoclimática, indican que la sensibilidad climática en equilibrio es positiva, *probable* en el rango de 1,5 °C a 4,5 °C (*nivel de confianza alto*), *sumamente improbable* por debajo de 1 °C (*nivel de confianza alto*) y *muy improbable* por encima de 6 °C (*nivel de confianza medio*). La sensibilidad del sistema Tierra con escalas temporales superiores a milenios, incluyendo las retroalimentaciones a largo plazo que normalmente no se incluyen en los modelos, podría ser significativamente más elevada que la sensibilidad climática en equilibrio (para más información, véase ETE.6). {5.3.1, 10.8; recuadro 12.2}

Existe un *nivel de confianza alto* en que la respuesta climática transitoria es positiva, *probable* en el rango de 1 °C a 2,5 °C, y *sumamente improbable* por encima de 3 °C, en función del cambio climático observado y los modelos climáticos (para más información, véase ETE.6). {10.8, recuadro 12.2}.

La relación entre el cambio en la temperatura media global en superficie y las emisiones de carbono antropógenas acumuladas es relativamente constante e independiente del escenario, pero depende del modelo, y es una función de la fracción atmosférica acumulada de carbono del modelo y de la respuesta climática transitoria. Para cualquier objetivo determinado de temperatura, mayores emisiones en decenios pasados implican menores emisiones posteriormente. Es *probable* que la respuesta climática transitoria a emisiones de carbono acumuladas se encuentre entre 0,8 °C y 2,5 °C por 1 000 PgC (*nivel de confianza alto*) para emisiones de carbono acumuladas inferiores a unos 2 000 PgC hasta el momento en que la temperatura alcance su máximo (para más información, véase ETE.8). {10.8, 12.5.4; recuadro 12.2}

Elementos temáticos específicos

ETE.6 | Sensibilidad climática y retroalimentaciones

La descripción del cambio climático como respuesta a un forzamiento amplificado por retroalimentaciones se remonta a varios decenios. Los conceptos de forzamiento radiativo y de retroalimentación climática se siguen perfeccionando y sus limitaciones se entienden mucho más; por ejemplo, las retroalimentaciones pueden ser mucho más rápidas que el calentamiento en superficie, dependen del tipo de agente de forzamiento (por ejemplo, gases de efecto invernadero o forzamiento solar), o pueden producirse en escalas temporales intrínsecas (asociadas principalmente con el cambio en la vegetación y en los mantos de hielo) de varios siglos a milenios. El análisis de las retroalimentaciones físicas en los modelos junto con las derivadas de las observaciones sigue siendo un marco de referencia muy útil que establece limitaciones al calentamiento transitorio futuro para distintos escenarios relativos a la sensibilidad climática y, en combinación con estimaciones de retroalimentaciones del ciclo del carbono (véase ETE.5), determina las emisiones de gases de efecto invernadero compatibles con la estabilización o los objetivos climáticos (véase ETE.8). {7.1, 9.7.2, 12.5.3; recuadro 12.2}

El gradiente vertical de vapor de agua, el albedo y las retroalimentaciones de nube son los principales determinantes de la sensibilidad climática en equilibrio. Las evaluaciones de todas esas retroalimentaciones dan un resultado positivo, pero con distintos grados de probabilidad, desde *probable* a *sumamente probable*. Por consiguiente, existe un *nivel de confianza alto* en que la retroalimentación neta es positiva y que la respuesta de un cuerpo negro del clima a un forzamiento, por tanto, se amplificará. Las retroalimentaciones de nube continúan siendo la principal incertidumbre. Es *sumamente probable* que la retroalimentación neta conjunta de los cambios del vapor de agua y del gradiente vertical sea positiva y que aproximadamente duplique la respuesta de un cuerpo negro. El valor medio y la dispersión de los dos procesos en los modelos climáticos permanecen esencialmente inalterados desde el Cuarto Informe de Evaluación, pero ahora se apoyan en evidencias más sólidas de observaciones y en un mejor conocimiento de los procesos que determinan las distribuciones de la humedad relativa. Las nubes responden a los mecanismos de forzamiento climático de múltiples formas y, en consecuencia, las retroalimentaciones de nube individuales pueden ser positivas o negativas. Algunos aspectos fundamentales son la representación de la convección nubosa profunda y superficial, los procesos microfísicos en las nubes de hielo y la nubosidad parcial producida por variaciones a pequeña escala de los procesos de producción y disipación de las nubes. Los nuevos enfoques del diagnóstico de la retroalimentación de nube aplicados a los modelos de circulación general (MCG) han clarificado la solidez de las repuestas de las nubes, al tiempo que siguen considerando la cubierta de nubes bajas como la fuente más importante de dispersión entre modelos en las retroalimentaciones de nube simuladas. Es *probable* que la retroalimentación radiativa neta debida a todos los tipos de nubes sea positiva. Esta conclusión es el fruto de la consideración de un conjunto plausible de contribuciones desconocidas realizadas con arreglo a determinados procesos que deben tenerse en cuenta además de los que se contemplan en los modelos climáticos actuales. Actualmente las observaciones no proporcionan por sí solas una limitación sólida y directa, pero existen numerosas evidencias que ponen de manifiesto las contribuciones de una retroalimentación positiva por cambios en la altura de las nubes altas y en la distribución horizontal de las nubes. La retroalimentación adicional de las nubes bajas también es positiva en la mayoría de los modelos climáticos, pero dicho resultado aún no se comprende bien ni está efectivamente limitado por las observaciones, por lo que el *nivel de confianza* en él es *bajo*. {7.2.4-7.2.6, 9.7.2}

La representación de los procesos aerosol-nube en los modelos climáticos sigue siendo un reto. La variabilidad de los aerosoles y de las nubes a escalas significativamente menores que las contempladas en los modelos climáticos y las respuestas sutiles de las nubes a los aerosoles a esas escalas se traduce en que, en un futuro previsible, los modelos climáticos continuarán dependiendo de la parametrización de las interacciones aerosol-nube o de otros métodos que representen una variabilidad a escala de subretícula. Ello conlleva incertidumbres importantes en las estimaciones de los forzamientos asociados a las interacciones aerosol-nube. {7.4, 7.5.3, 7.5.4}

La sensibilidad climática en equilibrio y la respuesta climática transitoria son métricas útiles que resumen la respuesta de la temperatura del sistema climático global ante un forzamiento radiativo de origen externo. La sensibilidad climática en equilibrio se define como el cambio en condiciones de equilibrio de la temperatura media global en superficie por efecto de una duplicación de la concentración atmosférica de dióxido de carbono (CO₂), y la respuesta climática transitoria se define como la variación de la temperatura media global en superficie centrada en el instante de duplicación del dióxido de carbono tras un aumento lineal del forzamiento del CO₂ durante un período de 70 años (véase el glosario). Ambas métricas tienen una aplicación más amplia de lo que implican dichas definiciones: la sensibilidad climática en equilibrio determina el posible calentamiento en respuesta a la estabilización de la composición atmosférica en escalas temporales que abarcan varios siglos, mientras que la respuesta climática transitoria determina el calentamiento esperado en un momento dado tras un aumento constante del forzamiento durante un período de tiempo de 50 a 100 años. {recuadro 12.2; 12.5.3}

La sensibilidad climática en equilibrio y la respuesta climática transitoria pueden calcularse a partir de diversas líneas de evidencia (ETE.6, figuras 1 y 2). Las estimaciones pueden basarse en los valores de la sensibilidad climática en equilibrio y la respuesta climática transitoria obtenidos a partir de los modelos climáticos, o pueden estar limitados por el análisis de retroalimentaciones de los modelos climáticos, los patrones del clima medio y la variabilidad de los modelos en comparación con las observaciones, las fluctuaciones de la temperatura reconstruidas a partir de archivos paleoclimáticos, las perturbaciones a corto plazo observadas y modelizadas del balance energético como las causadas por erupciones volcánicas, y las tendencias observadas de la temperatura en superficie y de los océanos desde la era preindustrial. En muchas aplicaciones deben tenerse en cuenta las limitaciones del marco de análisis de la retroalimentación del forzamiento y la dependencia de las retroalimentaciones respecto a las escalas temporales y el estado del clima. {5.3.1, 5.3.3, 9.7.1-9.7.3, 10.8.1, 10.8.2, 12.5.3; recuadro 5.2; cuadro 9.5} (*continúa en la página siguiente*)

ETE.6 (continuación)

Los estudios recientes sobre las limitaciones de la sensibilidad climática en equilibrio se basan en el calentamiento observado desde la era preindustrial, analizado utilizando modelos sencillos o de complejidad intermedia, métodos estadísticos mejorados y conjuntos de datos recientes. Los estudios muestran, conjuntamente con las limitaciones paleoclimáticas pero sin tener en cuenta las evidencias basadas en el Proyecto de comparación de modelos acoplados, que la sensibilidad climática en equilibrio es *probable* entre 1,5 °C y 4,5 °C (*nivel de confianza medio*), y *sumamente improbable* por debajo de 1 °C. {5.3.1, 5.3.3, 10.8.2; recuadros 5.2, 12.2}

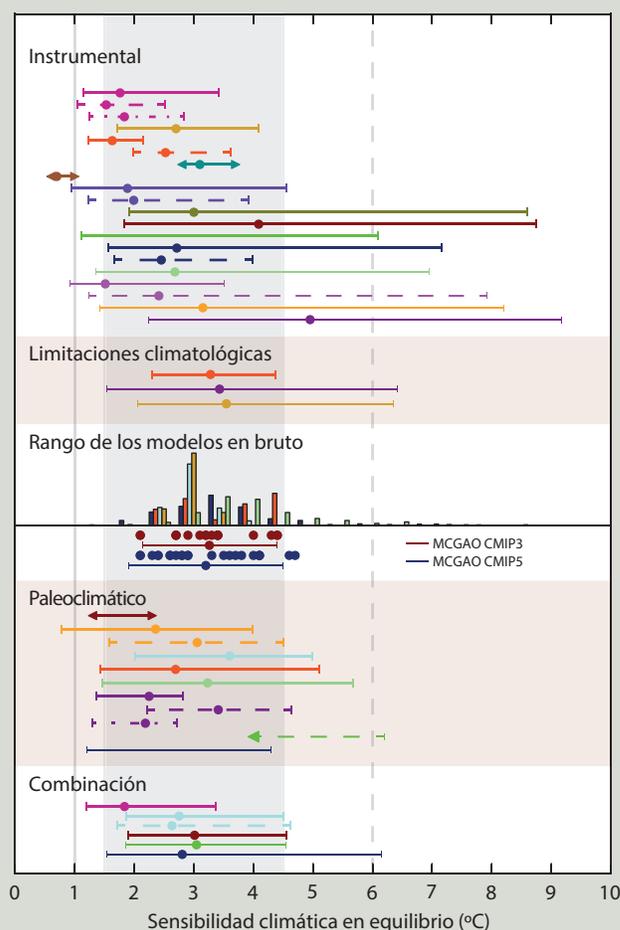
Las estimaciones basadas en los modelos de circulación general atmósfera-oceano (MCGAO) y el análisis de retroalimentaciones indican un rango de 2 °C a 4,5 °C, con la media de los modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) en 3,2 °C, es decir, similar a la de la tercera fase (CMIP3). En algunos modelos de ensambles de parámetros perturbados se han encontrado sensibilidades climáticas elevadas, aunque comparaciones recientes entre ensambles de procesos físicos perturbados y el clima observado muestran que los modelos con valores de sensibilidad climática en equilibrio de 3 °C a 4 °C presentan los errores más pequeños para muchos campos. A menudo, las relaciones entre cantidades climatológicas y sensibilidad climática se localizan en un modelo específico de ensamble de parámetros perturbados, aunque en muchos casos dicha relación no es coherente para modelos de ensambles de parámetros perturbados de diferentes modelos o en la CMIP3 y la CMIP5. Los estudios analizados sugieren que el rango de sensibilidades climáticas y de respuestas transitorias abarcadas por la CMIP3 y la CMIP5 no puede reducirse significativamente limitando los modelos con observaciones del clima medio y de la variabilidad. Los estudios basados en modelos de ensambles de parámetros perturbados y en la CMIP3 respaldan la conclusión de que es muy difícil conseguir una representación verosímil del clima medio y de su variabilidad con una sensibilidad climática en equilibrio por debajo de 2 °C. {9.2.2, 9.7.3; recuadro 12.2}

Las nuevas estimaciones de la sensibilidad climática en equilibrio basadas en reconstrucciones y simulaciones del Último Máximo Glacial (21 000 a 19 000 años) muestran que los valores por debajo de 1 °C y por encima de 6 °C son *muy improbables*. En algunos modelos, la sensibilidad climática es diferente para climas cálidos y fríos debido a las diferencias en la representación de las retroalimentaciones de nube. Las estimaciones de la sensibilidad del sistema Tierra, incluidas las retroalimentaciones lentas (por ejemplo, mantos de hielo o vegetación), son incluso más difíciles de relacionar con la sensibilidad climática del estado actual del clima. Las principales limitaciones de las estimaciones de la sensibilidad climática en equilibrio a partir de estados paleoclimáticos son las incertidumbres en los datos indirectos, la cobertura espacial de los datos, las incertidumbres sobre algunos forzamientos y las limitaciones estructurales de los modelos utilizados en las comparaciones entre modelos y datos. {5.3, 10.8.2, 12.5.3}

Los métodos bayesianos para limitar la sensibilidad climática en equilibrio o la respuesta climática transitoria son sensibles a las distribuciones previas asumidas. Dichos métodos permiten, en principio, estimaciones con menos dispersión mediante la combinación de limitaciones derivadas de la tendencia al calentamiento observada, las erupciones volcánicas, la climatología de los modelos y el paleoclima, como se ha hecho en algunos estudios, aunque no existe un consenso sobre cómo aplicarlos con solidez. Este enfoque es sensible a los supuestos de independencia entre las diversas líneas de evidencia, la posibilidad de desviaciones comunes a los distintos modelos o las estimaciones de la retroalimentación, así como al supuesto de que cada línea de evidencia individual no sufre desviación alguna. En esta evaluación, la combinación de diferentes estimaciones se basa en el dictamen de expertos. {10.8.2; recuadro 12.2}

De acuerdo con la evidencia combinada del cambio climático observado, incluyendo el calentamiento observado durante el siglo XX, los modelos climáticos, el análisis de la retroalimentación y el paleoclima, como se ha analizado anteriormente, la sensibilidad climática en equilibrio es *probable* en el rango de 1,5 °C a 4,5 °C (*nivel de confianza alto*).

(continúa en la página siguiente)



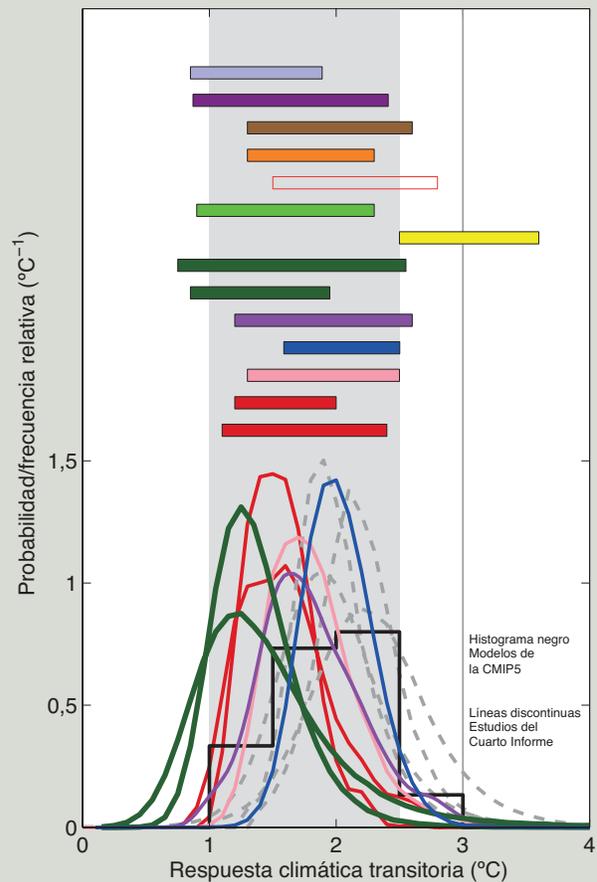
ETE.6, figura 1 | Funciones de densidad de probabilidad, distribuciones y rangos de la sensibilidad climática en equilibrio, basadas en la figura 10.20b, en las limitaciones climatológicas del Cuarto Informe de Evaluación del IPCC (recuadro 10.2, figura 1, Cuarto Informe de Evaluación), y en resultados de la CMIP5 (cuadro 9.5). La zona sombreada en gris indica el rango *probable* de 1,5 °C a 4,5 °C, la línea gris continua muestra el caso *sumamente improbable* inferior a 1 °C y la línea gris discontinua el caso *muy improbable* superior a 6 °C. Véase la figura 10.20b y el capítulo 10 del material complementario para una descripción completa e información adicional. {recuadro 12.2, figura 1}

ETE.6 (continuación)

La sensibilidad climática en equilibrio es positiva, *sumamente improbable* por debajo de 1 °C (*nivel de confianza alto*) y *muy improbable* por encima de 6 °C (*nivel de confianza medio*). Actualmente ha mejorado el conocimiento del significado de las colas de la distribución de la sensibilidad climática en equilibrio. Numerosas líneas de evidencia proporcionan un *nivel de confianza alto* en que resulta *sumamente improbable* que el valor de la sensibilidad climática en equilibrio sea inferior a 1 °C. El límite superior del rango *probable* es el mismo que el señalado en el Cuarto Informe de Evaluación. El límite inferior del rango *probable*, de 1,5 °C, es inferior a los 2 °C señalado en el Cuarto Informe de Evaluación. El cambio refleja la evidencia de nuevos estudios sobre el cambio en la temperatura observada, utilizando los registros ampliados de la atmósfera y el océano. Dichos estudios sugieren que se consigue una mejor adaptación al calentamiento observado de la superficie y del océano para valores de la sensibilidad climática en equilibrio en la parte baja del rango *probable*. Nótese que estos estudios no son solo observacionales, ya que requieren una estimación de la respuesta de los modelos al forzamiento radiativo. Además, sigue siendo significativa la incertidumbre sobre la incorporación de calor en los océanos. La consideración de la variabilidad a corto plazo en los modelos sencillos sigue siendo un reto, y es importante no dar un peso inadecuado a algún período a corto plazo que pueda estar intensamente afectado por la variabilidad interna. Por otro lado, los modelos de circulación general atmósfera-océano (MCGAO) para la climatología observada y los valores de sensibilidad climática en equilibrio de la parte superior del rango de 1,5 °C a 4,5 °C muestran una estrecha concordancia con la climatología observada, aunque la simulación de las retroalimentaciones fundamentales, como la de las nubes, sigue siendo un problema para dichos modelos. Las estimaciones derivadas del calentamiento observado, el paleoclima y los modelos climáticos son coherentes dentro de sus intervalos de incertidumbre, estando cada una de ellas apoyada por múltiples estudios y conjuntos de datos que proporcionan un *nivel de confianza alto* para el rango evaluado como *probable*. Aunque dicho rango evaluado es similar al de informes previos, el nivel de confianza es actualmente mucho más elevado como resultado de registros de observaciones de alta calidad y de largos períodos con señales antropógenas más evidentes, de un mejor conocimiento de los procesos y de más y mejores evidencias derivadas de las reconstrucciones paleoclimáticas y de modelos climáticos más adecuados, con una resolución superior que recoge de forma más realista muchos más procesos. Cada una de estas líneas de evidencia apoyan el rango evaluado como *probable* de 1,5 °C a 4,5 °C. {3.2, 9.7.3, 10.8; recuadros 9.2, 13.1}

Para escalas temporales multiseculares y más prolongadas, las retroalimentaciones adicionales con sus propias escalas temporales (por ejemplo vegetación, mantos de hielo) pueden ser importantes, pero normalmente no se incluyen en los modelos de circulación general atmósfera-océano (MCGAO). La respuesta de la temperatura de equilibrio como consecuencia de la duplicación del CO₂ a escalas temporales milenarias, o la sensibilidad del sistema Tierra, está menos limitada pero es *probable* que sea superior a la sensibilidad climática en equilibrio, es decir, que concentraciones inferiores de CO₂ en la atmósfera son compatibles con la limitación del calentamiento por debajo de un nivel de temperatura dado. Es menos probable que dichas retroalimentaciones lentas sean proporcionales a un cambio en la temperatura media global, lo que implica que la sensibilidad del sistema Tierra cambia con el tiempo. Resulta difícil relacionar las estimaciones de sensibilidad del sistema Tierra con la sensibilidad climática del estado actual del clima. {5.3.3, 10.8.2, 12.5.3}

En escenarios de aumento del forzamiento radiativo, la respuesta climática transitoria es un indicador más orientativo del cambio climático futuro que la sensibilidad climática en equilibrio. Esta evaluación concluye con un *nivel de confianza alto* en que es *probable* que la respuesta climática transitoria esté en el rango de 1 °C a 2,5 °C, cercana al rango estimado del 5% al 95% de la CMIP5 (1,2 °C a 2,4 °C), es positiva y es *sumamente improbable* que esté por encima de 3 °C. En relación con la sensibilidad climática en equilibrio, se trata de un valor evaluado por expertos y apoyado por diversas líneas de evidencia parcialmente independientes, cada una de las cuales se basa en múltiples estudios, modelos y conjuntos de datos. La respuesta climática transitoria se estima a partir de cambios globales observados de la temperatura en superficie, la incorporación de calor al océano y el forzamiento radiativo, incluidos estudios de detección y atribución que identifican los patrones de respuesta con concentraciones crecientes de gases de efecto invernadero, y los resultados de la CMIP3 y la CMIP5.



ETE.6, figura 2 | Funciones de densidad de probabilidad, distribuciones y rangos (5% a 95%) de la respuesta climática transitoria de distintos estudios, basadas en la figura 10.20a, y en resultados de la CMIP5 (histograma en negro, cuadro 9.5). La zona sombreada en gris indica el rango *probable* de 1 °C a 2,5 °C, la línea gris continua muestra el caso *sumamente improbable* superior a 3 °C. Véase la figura 10.20a y el material complementario del capítulo 10 para una descripción completa e información adicional. {recuadro 12.2, figura 2}

(continúa en la página siguiente)

ETE.6 (continuación)

La estimación de la respuesta climática transitoria presenta menos dificultades en términos de retroalimentaciones en función del estado o del tiempo, y se ve menos afectada por la incertidumbre sobre la cantidad de energía que incorpora el océano. A diferencia de la sensibilidad climática en equilibrio, los rangos de la respuesta climática transitoria estimada a partir del calentamiento observado y de los MCGAO concuerdan adecuadamente, aumentando el nivel de confianza en la evaluación de las incertidumbres de las proyecciones a lo largo del siglo XXI.

Los rangos evaluados de la sensibilidad climática en equilibrio y de la respuesta climática transitoria son en gran medida congruentes con el calentamiento observado, el forzamiento radiativo y la proyección del calentamiento futuro. A diferencia del Cuarto Informe de Evaluación, no se ofrecen las mejores estimaciones de la sensibilidad climática en equilibrio dada la falta de acuerdo sobre cuáles son las mejores estimaciones basadas en las líneas de evidencia y en estudios, y un mejor conocimiento de las incertidumbres presentes en las estimaciones basadas en el calentamiento observado. Los modelos climáticos con valores de sensibilidad climática en equilibrio en la parte alta del rango *probable* muestran una muy buena concordancia con la climatología observada, mientras que las estimaciones derivadas del cambio climático observado tienden a ajustarse mejor al calentamiento observado en la superficie y en el océano para valores de sensibilidad climática en equilibrio en la parte inferior del rango *probable*. En estimaciones basadas en el calentamiento observado, el valor más probable es sensible a las incertidumbres observacionales y de los modelos, a la variabilidad interna del clima y a supuestos sobre la distribución previa de la sensibilidad climática en equilibrio. Además, los conceptos de “la mejor estimación” y “el valor más probable” se definen de formas distintas en diversos estudios. {9.7.1, 10.8.1, 12.5.3; cuadro 9.5}

RT

RT.5.4 Cambio climático a corto plazo

La predicción climática decenal a corto plazo proporciona información que no ofrecen las predicciones estacionales e interanuales (de meses a uno o dos años) existentes ni las proyecciones a largo plazo del cambio climático (desde mediados del siglo XXI en adelante). La realización de predicciones estacionales e interanuales exige disponer de estimaciones precisas del estado inicial del clima y otorgar menos prioridad a los cambios del forzamiento externo¹², mientras que las proyecciones climáticas a largo plazo se basan más en estimaciones del forzamiento externo, dando poca importancia al estado inicial de la variabilidad interna. Las estimaciones climáticas a corto plazo dependen del calentamiento asegurado (causado por la inercia de la respuesta de los océanos al forzamiento externo histórico), de la evolución temporal de la variabilidad del clima generada internamente y de las trayectorias futuras del forzamiento externo. Las predicciones a corto plazo de hasta alrededor de un decenio (figura RT.13) dependen más de una descripción precisa de la variabilidad del clima generada internamente. {11.1, 12, 14}

Un calentamiento adicional a corto plazo debido a emisiones pasadas es inevitable por la inercia térmica de los océanos. Este calentamiento aumentará por las emisiones actuales de gases de efecto invernadero a corto plazo, y el clima observado a corto plazo también se verá fuertemente influido por la variabilidad del sistema climático generada internamente. En evaluaciones anteriores del IPCC solo se describían las proyecciones del cambio climático, incluyéndose el forzamiento externo del clima futuro, pero sin intentar inicializar la variabilidad del clima generada internamente. Por otra parte, las predicciones climáticas decenales tienen por objeto predecir el componente del cambio climático futuro forzado externamente y el componente generado internamente. Las predicciones a corto plazo no proporcionan información detallada sobre la evolución del tiempo. En lugar de ello, pueden proporcionar cambios estimados de la evolución temporal de estadísticas climáticas a corto plazo. {11.1, 11.2.2; recuadro 11.1; PF 11.1}

Para evaluar la calidad de las predicciones se han utilizado experimentos de predicción retrospectiva. Existe un *nivel confianza alto* en que los experimentos de predicción retrospectiva para períodos de predicción de hasta 10 años ofrecen un buen nivel de acierto cuando se contrastan con observaciones en amplias regiones del planeta y con valores medios globales. La inicialización basada en las observaciones de las predicciones contribuye a la calidad de

las predicciones de temperatura media anual de los dos primeros años, así como de las predicciones de hasta 10 años de la temperatura media global en superficie y de la temperatura sobre el Atlántico Norte, regiones del Pacífico Sur y el océano Índico tropical (*nivel de confianza alto*) en parte debido a una corrección de la respuesta forzada. Las predicciones probabilísticas de la temperatura son estadísticamente fiables (véase en la sección 11.2.3 la definición de fiabilidad) debido a la representación correcta de las tendencias globales, pero siguen sin ser fiables a escala regional cuando las probabilidades se calculan a partir del ensamble multimodelos. Las predicciones inicializadas en el período 2000-2005 mejoran las estimaciones del reciente hiato de la temperatura media global. Las predicciones de las precipitaciones sobre zonas continentales con tendencias de forzamiento elevadas también muestran un grado de acierto positivo. {11.2.2, 11.2.3; recuadro 9.2}

RT.5.4.1 Proyecciones de cambios en el clima a corto plazo

Las proyecciones del clima a corto plazo muestran poca sensibilidad a los escenarios de gases de efecto invernadero en comparación con la dispersión de los modelos, aunque muestran una sensibilidad notable a las incertidumbres en las emisiones de aerosoles, especialmente a escalas regionales y para variables del ciclo hidrológico. En algunas regiones, las respuestas locales y regionales de las precipitaciones y de valores medios y extremos de la temperatura ante los cambios de uso del suelo serán mayores que los debidos al forzamiento de los gases de efecto invernadero y de los aerosoles a gran escala. Estos escenarios parten del supuesto de que no se producirán grandes erupciones volcánicas y que las emisiones de aerosoles antropógenas se reducen rápidamente a corto plazo. {11.3.1, 11.3.2, 11.3.6}

RT.5.4.2 Proyecciones de cambios en las temperaturas a corto plazo

En ausencia de grandes erupciones volcánicas, que causarían un enfriamiento significativo aunque temporal, y suponiendo que no se producen cambios significativos a largo plazo en la irradiación solar, es *probable* que la anomalía de la temperatura media global en superficie para el período 2016-2035, en relación con el período de referencia 1986-2005, esté en el rango de 0,3 °C a 0,7 °C (*nivel de confianza medio*). Ello se basa en múltiples líneas de evidencia. Este rango es coherente con el rango obtenido al utilizar las tendencias del 5% al 95% de los modelos de la CMIP5 para 2012-2035. También es coherente con

¹² Las predicciones estacionales e interanuales normalmente incluyen el impacto del forzamiento externo.

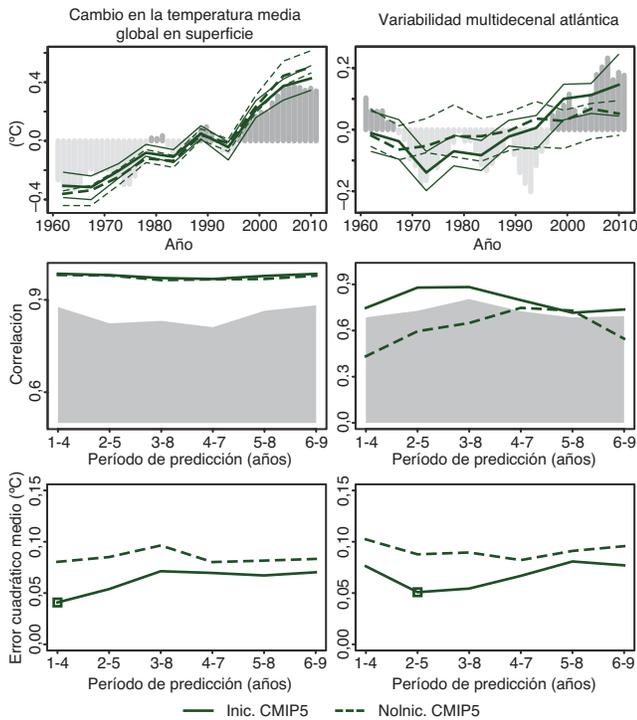


Figura RT.13 | Calidad de las predicciones decenales de varios índices climáticos. (Fila superior) Series temporales de las anomalías de las predicciones retrospectivas inicializadas para un promedio de 2 a 5 años y los correspondientes experimentos no inicializados de la media del ensamble para dos índices climáticos: temperatura media global en superficie (izquierda) y variabilidad multidecenal atlántica (derecha). Las series temporales de las predicciones se muestran para las simulaciones inicializadas (Inic.) (línea continua) y no inicializadas (Nolnic.) (línea discontinua) de la CMIP5, con predicciones retrospectivas que se inician cada cinco años durante el período 1960-2006. Los cuartiles inferior y superior del ensamble multimodelos se dibujan con líneas finas. El índice de la variabilidad multidecenal atlántica se ha calculado como las anomalías de la temperatura superficial del mar promediadas para la región desde el ecuador hasta 60°N y de 80°W a 0°W, menos las anomalías promediadas entre 60°S y 60°N. Obsérvese que los ejes verticales son distintos para cada serie temporal. (Fila central) Correlación de la predicción media del ensamble con la referencia observacional durante el tiempo de predicción para promedios de 4 años de los tres conjuntos de predicciones retrospectivas de la CMIP5 para Inic. (línea continua) y Nolnic. (línea discontinua). En color gris se representa el nivel de confianza del 95% unilateral con una distribución "t". El tamaño efectivo de la muestra se ha calculado teniendo en cuenta la autocorrelación de las series temporales de las observaciones. Se ha utilizado una prueba bilateral *t* (para la que el tamaño efectivo de la muestra se ha calculado teniendo en cuenta la autocorrelación de las series temporales de las observaciones) para verificar las diferencias entre la correlación entre experimentos inicializados y no inicializados, pero no se han encontrado diferencias estadísticamente significativas con un nivel de confianza igual o superior al 90%. (Fila inferior) Error cuadrático medio de la predicción media del ensamble para promedios de 4 años de las predicciones retrospectivas de la CMIP5 para Inic. (línea continua) y Nolnic. (línea discontinua). Se ha aplicado una prueba bilateral *F* (para la que el tamaño efectivo de la muestra se ha calculado teniendo en cuenta la autocorrelación de las series temporales de observación) para verificar la relación entre el error cuadrático medio de Inic. y de Nolnic., indicándose mediante un cuadrado abierto los períodos de predicción con diferencias estadísticas significativas y un nivel de confianza igual o superior al 90%. {figura 11.3}

el rango del 5% al 95% de la CMIP5 para los cuatro escenarios de trayectorias de concentración representativas (RCP), con valores de 0,36 °C a 0,79 °C, utilizando el período de referencia 2006-2012 y una vez que los límites superior e inferior se reducen un 10% para tener en cuenta la evidencia de que algunos modelos pueden ser excesivamente sensibles al forzamiento antropógeno (véase el recuadro RT.1 y la figura RT.14). {11.3.6}

Unas concentraciones más elevadas de gases de efecto invernadero y menores cantidades de aerosoles de sulfatos provocan un mayor calentamiento. A corto plazo, las diferencias en la temperatura media global del aire en superficie para un único modelo climático aplicado a los diversos escenarios de RCP son normalmente menores que en el caso de aplicar varios modelos climáticos a un único escenario RCP. En 2030 los valores de la mediana del ensamble de la CMIP5 para la temperatura media global difieren como máximo en 0,2 °C entre los escenarios RCP, mientras que la dispersión de los modelos (definida en el rango del 17% al 83%) para cada RCP es de aproximadamente 0,4 °C. La dispersión entre escenarios aumenta con el tiempo y para 2050 es comparable a la dispersión de los modelos. A nivel regional, las mayores diferencias en la temperatura del aire en superficie de los distintos escenarios RCP se producen en el Ártico. {11.3.2, 11.3.6}

La elevación proyectada de las temperaturas medias globales implica un *nivel de confianza alto* en que se superarán nuevos niveles de calentamiento respecto del clima medio en 1850-1900, sobre todo en los escenarios de emisiones más elevadas de gases de efecto invernadero. En relación con el período de referencia 1850-1900, en los escenarios RCP4,5 o RCP6,0, es *más probable que improbable* que la temperatura media global en superficie durante el período 2016-2035 sea 1 °C superior a la media de 1850-1900, y es *muy improbable* que sea superior en 1,5 °C a la media de 1850-1900 (*nivel de confianza medio*). {11.3.6}

Una futura erupción volcánica similar a del monte Pinatubo en 1991 produciría una rápida reducción de la temperatura media global del aire en superficie de unos 0,5 °C durante el año siguiente, y la recuperación llevaría unos cuantos años. Con grandes erupciones o varias erupciones sucesivas próximas en el tiempo se producirían efectos más importantes y persistentes. {11.3.6}

Los posibles cambios futuros de la irradiación solar podrían influir en la tasa de aumento de la temperatura media global en superficie, aunque existe un *nivel de confianza alto* en que esa influencia sería pequeña en comparación con la influencia de las crecientes concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera. {11.3.6}

Los patrones espaciales del calentamiento a corto plazo proyectado por los modelos de la CMIP5 según los escenarios RCP (figura RT.15) son en general coherentes con el Cuarto Informe de Evaluación. Es *muy probable* que durante los próximos decenios el calentamiento antropógeno del aire en superficie se produzca más rápidamente sobre zonas terrestres que sobre zonas oceánicas, y que el calentamiento antropógeno en el Ártico en invierno sea mayor que el calentamiento global, lo que concuerda con el Cuarto Informe de Evaluación. En relación con los niveles básicos de la variabilidad generada internamente, existe un *nivel de confianza alto* en las predicciones de que el calentamiento antropógeno en el período de referencia será mayor en zonas tropicales y subtropicales que en latitudes medias. {11.3.2}

Es *probable* que en los próximos decenios la frecuencia de días cálidos y noches cálidas aumente en la mayoría de las regiones, y que la frecuencia de días fríos y noches frías disminuya. Las proyecciones de los modelos también indican aumentos a corto plazo de la duración, intensidad y amplitud espacial de las olas de calor y los episodios cálidos. Estos cambios pueden ocurrir a una velocidad distinta a la del calentamiento medio. Por ejemplo, según las proyecciones de varios estudios, las temperaturas estivales correspondientes a un percentil elevado aumentarán más rápidamente que las temperaturas medias (véase también ETE.9). {11.3.2}

Proyecciones a corto plazo de la temperatura media global en relación con 1986-2005

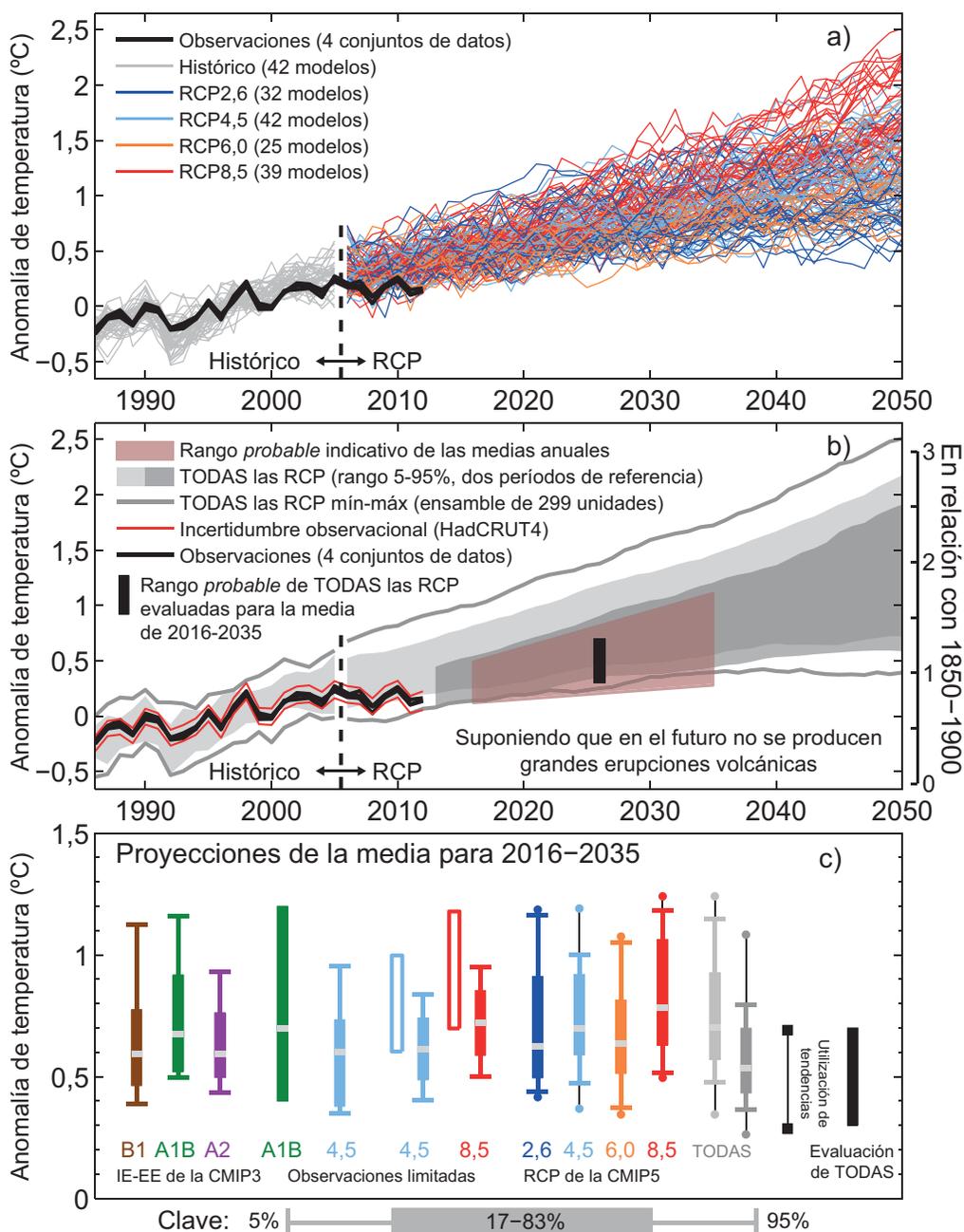


Figura RT.14 | Síntesis de las proyecciones a corto plazo de la temperatura media global del aire en superficie. a) Proyecciones del promedio anual de la temperatura media global del aire en superficie para 1986-2050 (anomalías relativas a 1986-2005) según todas las RCP de los modelos de la CMIP5 (líneas grises y coloreadas, una unidad del ensamble por modelo), con cuatro estimaciones observacionales (conjunto 4 de datos reticulares de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4), Reanálisis provisional de las condiciones globales de la atmósfera y la superficie (ERA-Interim) del Centro europeo de predicción meteorológica a medio plazo (CEPMMP), análisis de la temperatura en superficie del Instituto Goddard de Estudios Espaciales (GISTEMP), Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA) para el período 1986-2012 (líneas negras). b) Lo mismo que a) pero mostrando el rango del 5% al 95% de las proyecciones del promedio anual de la CMIP5 (utilizando una unidad del ensamble por modelo) para todas las RCP aplicando el período de referencia 1986-2005 (sombreado gris claro) y para todas las RCP con el período de referencia 2006-2012, junto con la anomalía observada para (2006-2012) menos (1986-2005) de 0,16 °C (sombreado gris oscuro). Para mayor claridad, los percentiles de 2006 en adelante se han suavizado aplicando una media móvil de cinco años. Los valores máximo y mínimo de la CMIP5 utilizando todas las unidades del ensamble y el período de referencia 1986-2005 se muestran mediante líneas grises (que también están suavizadas). Las líneas negras muestran promedios anuales de las estimaciones observacionales. La trama sombreada en rojo muestra el rango probable indicativo para la anomalía de 20 años de la temperatura media global del aire en superficie para 2016-2035, que se muestra como una barra negra en c) y d) (para más información, véase el texto). La escala de temperatura del clima medio de 1850 a 1900 que figura en el lado derecho considera un calentamiento de la temperatura media global en superficie de 0,61 °C antes de 1986-2005 calculado a partir de HadCRUT4. c) Síntesis de las proyecciones del promedio de la anomalía de la temperatura media global en superficie para 2016-2035 en relación con 1986-2005. Las cajas y los bigotes representan rangos del 66% y del 90% respectivamente. Se muestran las proyecciones no limitadas del IE-EE de la CMIP3 y de las RCP de la CMIP5; las proyecciones observacionales limitadas para el escenario A1B del IE-EE y los escenarios RCP4,5 y RCP8,5; las proyecciones no limitadas para los cuatro escenarios RCP utilizando dos períodos de referencia como en b) (zonas sombreadas gris claro y gris oscuro), de conformidad con b); el rango del 90% calculado utilizando las tendencias de la CMIP5 para el período 2012-2035 y la anomalía de la temperatura media global en superficie observada para 2012; y un rango evaluado como probable (>66%) para todos los escenarios RCP. Los puntos de las estimaciones de la CMIP5 muestran los valores máximo y mínimo utilizando todas las unidades del ensamble. Las medianas (o estimación de mayor probabilidad; barra rellena verde) se indican mediante una banda gris. (Adaptado de la figura 11.25.) Para más información, véase la sección 11.3.6. [Figura 11.25]



RT 5.4.3 Cambios proyectados en el ciclo del agua a corto plazo

Es *muy probable* que la precipitación media zonal aumente en latitudes elevadas y en algunas zonas de latitudes medias, siendo *más probable que improbable* que disminuya en las zonas subtropicales. A escalas más regionales los cambios en las precipitaciones podrán estar dominados por una combinación de variabilidad interna natural, forzamiento volcánico y efectos de los aerosoles antropógenos. {11.3.2}

En los próximos decenios es *muy probable* que se produzcan aumentos de la humedad específica cerca de la superficie. Es *probable* que se produzca un aumento de la evaporación en muchas regiones. Existe un *nivel de confianza bajo* en relación con los cambios proyectados de la humedad del suelo y las escorrentías superficiales. {11.3.2}

A corto plazo, es *probable* que la frecuencia e intensidad de las precipitaciones aumente sobre las zonas terrestres. Estos cambios están principalmente causados por el aumento del contenido de vapor de agua en la atmósfera, pero también por cambios en la circulación atmosférica. El efecto del forzamiento antropógeno a escala regional es menos obvio, ya que los cambios a escala regional están muy afectados por la variabilidad natural y también dependen de la evolución futura de las emisiones de aerosoles, del forzamiento volcánico y de los cambios de uso del suelo (véase también ETE.9). {11.3.2}

RT 5.4.4 Cambios proyectados en la circulación atmosférica a corto plazo

La variabilidad del clima generada internamente y múltiples agentes de forzamiento radiativo (por ejemplo, volcanes, gases de efecto invernadero, ozono y aerosoles antropógenos) contribuirán en conjunto a los cambios a corto plazo de la circulación atmosférica. Por ejemplo, es *probable* que la media anual de la Circulación de Hadley y los vientos del oeste de latitudes medias del hemisferio sur se trasladen en dirección hacia el polo, al tiempo que es *probable* que la recuperación proyectada del ozono estratosférico y los aumentos de la concentración de gases de efecto invernadero tengan efectos que contrarresten la amplitud de la Circulación de Hadley y la posición meridional de las trayectorias de las tormentas en el hemisferio sur. Por tanto, es *improbable* que continúen expandiéndose hacia el polo tan rápidamente como ha ocurrido en los últimos decenios. {11.3.2}

Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones a corto plazo de las trayectorias de las tormentas en el hemisferio norte y la intensidad de las mismas. A corto plazo son más importantes las variaciones naturales que los efectos proyectados de los gases de efecto invernadero. {11.3.2}

Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones a escala de cuenca sobre los cambios en la intensidad y frecuencia de los ciclones tropicales en todas las cuencas hasta la mitad del siglo XXI. Este *nivel de confianza bajo* refleja los pocos estudios realizados sobre la actividad de los ciclones tropicales a corto plazo, las diferencias entre las proyecciones publicadas de la actividad de los ciclones tropicales y el importante papel de la variabilidad natural. Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones a corto plazo sobre una mayor intensidad de los ciclones tropicales en el Atlántico; esta proyección se debe en parte a la disminución proyectada de la concentración de aerosoles. {11.3.2}

RT 5.4.5 Cambios proyectados en el océano a corto plazo

Es *muy probable* que las temperaturas medias globales superficiales y promediadas verticalmente del océano aumenten a corto plazo. En ausencia de erupciones volcánicas importantes, es *muy probable* que las temperaturas medias globales superficiales y promediadas por profundidades para 2016-2035 sean más cálidas que las temperaturas medias del período 1986-2005. {11.3.3}

Es *probable* que en los próximos decenios la salinidad aumente en las zonas tropicales y, especialmente, en las subtropicales del Atlántico, y que disminuya en la zona occidental del Pacífico. En general, es *probable* que se produzca una reducción de la circulación meridional de retorno del Atlántico para el año 2050 (*nivel de confianza medio*). No obstante, la velocidad y magnitud de dicho debilitamiento es muy incierta y también es previsible que se produzcan decenios de aumento de dicha circulación. {11.3.3}

RT 5.4.6 Cambios proyectados en la criosfera a corto plazo

Es *probable* que durante el mes de septiembre se produzca una situación de océano Ártico prácticamente sin hielo (una extensión de hielo marino inferior a 10⁶ km² durante al menos cinco años consecutivos) antes de la mitad del siglo XXI, según el escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*). Esta evaluación se basa en un subconjunto de modelos que reproducen más fielmente la situación climatológica media y la tendencia observada del manto de hielo marino Ártico entre 1979 y 2012. Es *muy probable* que el manto de hielo marino del Ártico siga menguando y reduciendo su espesor, y que se reduzca el manto de nieve en primavera en latitudes altas y el permafrost casi superficial conforme aumente la temperatura media global en superficie (figuras RT.17 y RT.18). Existe un *nivel de confianza bajo* en las disminuciones a corto plazo de la extensión y el volumen del hielo marino del Antártico. {11.3.4}

RT 5.4.7 Posibilidad de cambios abruptos en el clima a corto plazo

Existen diversos mecanismos que pueden provocar cambios abruptos en el clima global o regional en comparación con la velocidad de los cambios experimentados durante los últimos decenios. La probabilidad de que ocurran dichos cambios es generalmente menor a corto plazo que a largo plazo. Por ese motivo, los mecanismos pertinentes se evalúan básicamente en las secciones del capítulo RT.5 sobre cambios a largo plazo y en ETE.5. {11.3.4}

RT 5.4.8 Cambios proyectados en la calidad del aire a corto plazo

El rango de las proyecciones sobre la calidad del aire (O₃ y partículas PM_{2,5} en el aire en superficie) está determinado principalmente por las emisiones (incluido el CH₄) y no por el cambio climático físico (*nivel de confianza medio*). La respuesta de la calidad del aire a los cambios debidos al clima es más incierta que la respuesta a los cambios debidos a las emisiones (*nivel de confianza alto*). Globalmente, el calentamiento disminuye el ozono (O₃) básico en superficie (*nivel de confianza alto*). Unos niveles elevados de metano (CH₄) (como en RCP8,5 y en A2 del IE-EE) pueden compensar esta disminución, haciendo que la media del O₃ básico en superficie aumente para el año 2100 en aproximadamente 8 ppmm (25% de los niveles actuales) frente a los escenarios en que se dan pequeñas variaciones de CH₄ (como en los escenarios RCP4,5 y RCP6,0) (*nivel de confianza alto*). A escala continental, los niveles proyectados de contaminación del aire son más bajos en los nuevos escenarios RCP que con los escenarios del IE-EE porque estos no incluían la legislación sobre la calidad del aire (*nivel de confianza alto*). {11.3.5, 11.3.5.2; figuras 11.22 y 11.23ab, AII.4.2, AII.7.1-AII.7.4}.

Los datos de las observaciones y los modelos indican que, a igualdad del resto de condiciones, las mayores temperaturas locales en superficie en regiones con mayor contaminación desencadenarán retroalimentaciones regionales químicas y emisiones locales que harán que aumenten los niveles máximos del ozono (O₃) y de partículas PM_{2,5} (*nivel de confianza medio*). Es sabido que las emisiones locales combinadas con niveles básicos y con condiciones meteorológicas favorables a la formación y acumulación de contaminación, producen episodios de contaminación extrema a escala local y regional. Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones de cambios en el bloqueo meteorológico asociado a dichos episodios extremos. En relación con las partículas PM_{2,5}, el cambio climático puede alterar las fuentes de aerosoles naturales (incendios naturales, polvo elevado por el viento, precursores biogénicos), y su lavado por la precipitación, pero no se asigna ningún nivel de confianza al impacto general del cambio climático en las distribuciones de partículas PM_{2,5}. {11.3.5, 11.3.5.2; recuadro 14.2}

RT.5.5 Cambios del clima a largo plazo

RT.5.5.1 Cambios proyectados en la temperatura global a largo plazo

Según todas las trayectorias de concentración representativas (RCP), la temperatura media global seguirá aumentando a lo largo del siglo XXI. A partir de mediados de siglo, la tasa de calentamiento global empieza a depender en mayor medida del escenario (figura RT.15). {12.4.1}

En los supuestos de las RCP determinadas por la concentración, es *probable* que los valores de la temperatura media global en superficie para 2081-2100 en relación con los valores de 1986-2005 estén en el rango del 5% al 95% de los modelos de la CMIP5; de 0,3 °C a 1,7 °C (RCP2,6), de 1,1 °C a 2,6 °C (RCP4,5), de 1,4 °C a 3,1 °C (RCP6,0) y de 2,6 °C a 4,8 °C (RCP8,5) (véase el cuadro RT.1). Se considera con un *nivel de confianza alto* que el rango del 5% al 95% de la CMIP5 es *probable*, en lugar de *muy probable*, de acuerdo con la evaluación de la respuesta climática transitoria (véase ETE.6). También se considera que el rango del 5% al 95% de la CMIP5 para el cambio global medio de temperatura a mediados del siglo XXI es *probable*, pero solo con un *nivel de confianza medio*. En relación con las condiciones medias de 1850-1900, las proyecciones apuntan a que es *probable* que el promedio de las temperaturas globales en el período 2081-2100 sea superior en 1,5 °C respecto de los valores de 1850-1900 para RCP4,5, RCP6,0

y RCP8,5 (*nivel de confianza alto*) y es *probable* que sea superior en 2 °C respecto de los valores de 1850-1900 para RCP6,0 y RCP8,5 (*nivel de confianza alto*). Es *improbable* un cambio de temperatura por encima de los 2 °C en relación con 1850-1900 para RCP2,6 (*nivel de confianza medio*). Un calentamiento superior a 4° C en 2081-2100 es *improbable* para todas las RCP (*nivel de confianza alto*) excepto para el escenario RCP8,5, para el que es *tan probable como improbable* (*nivel de confianza medio*). {12.4.1; cuadros 12.2, 12.3}

RT.5.5.2 Cambios proyectados en la temperatura regional a largo plazo

Existe un *nivel de confianza muy alto* en que los cambios promediados a nivel global sobre zonas terrestres serán mayores que sobre los océanos a finales del siglo XXI en un factor que es *probable* que se encuentre en el rango de 1,4 a 1,7. En ausencia de una reducción intensa de la circulación meridional de retorno del Atlántico, las proyecciones indican que el Ártico será la región que experimentará un mayor calentamiento (*nivel de confianza muy alto*) (figura RT.15). Conforme aumenta la temperatura media global en superficie, el patrón de las temperaturas medias zonales de la atmósfera refleja un calentamiento de la troposfera y un enfriamiento de la estratosfera, coherente con las evaluaciones previas. La coherencia es especialmente clara en la troposfera superior de zonas tropicales y en latitudes septentrionales elevadas. {12.4.3; recuadro 5.1}

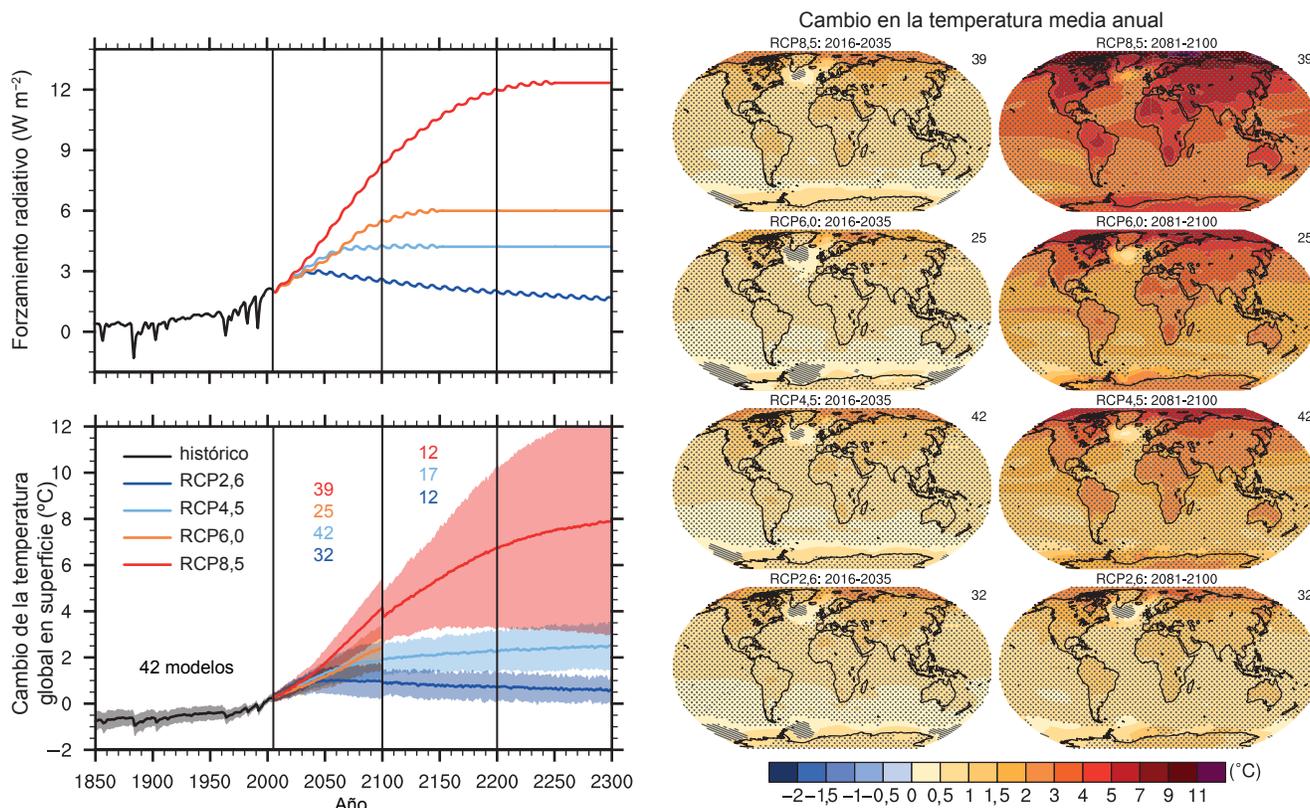


Figura RT.15 | (Parte superior izquierda) Forzamiento radiativo medio global total para los cuatro escenarios de RCP basado en el modelo de balance energético del Modelo de evaluación del cambio climático causado por los GEI (MAGICC). Obsérvese que el forzamiento real simulado por los modelos de la CMIP5 difiere ligeramente de un modelo a otro. (Parte inferior izquierda) Series temporales de los valores medios anuales globales de las anomalías de la temperatura del aire en superficie (en relación con el período 1986-2005) obtenidas de experimentos de la CMIP5 determinados por la concentración. Las proyecciones se muestran para cada RCP para la media multimodelos (líneas continuas) y $\pm 1,64$ desviaciones típicas (5% al 95%) para la distribución de modelos individuales (sombreado) de acuerdo con las medias anuales. El intervalo de 1,64 desviaciones típicas, basado en promedios de 20 años desde 2081 a 2100 en relación con el período 1986-2005, se interpreta como cambios *probables* para finales del siglo XXI. Las discontinuidades en 2100 se deben a cálculos basados en la ejecución de los modelos para fechas posteriores al siglo XXI cuyas cifras no tienen un sentido físico. Los números del mismo color que las líneas indican el número de modelos diferentes que contribuyen en los distintos períodos de tiempo. Mapas: promedio del ensamble multimodelos del cambio medio anual de la temperatura del aire en superficie (comparado con el período de base 1986-2005) para 2016-2035 y 2081-2100, para las RCP2,6; 4,5; 6,0 y 8,5. Las tramas sombreadas son regiones en las que la media multimodelos es inferior a una desviación típica de variabilidad interna. Las tramas punteadas son regiones en las que la media multimodelos es superior a 2 desviaciones típicas de variabilidad interna y donde, por lo menos, el 90% de los modelos concuerdan con el signo del cambio. El número de modelos de la CMIP5 utilizados se indica en la esquina superior derecha de cada mapa. El material complementario del Resumen técnico incluye información adicional sobre las figuras RRP.7a y RRP.8a. {recuadro 12.1; figuras 12.4, 12.5, 12.11; anexo I}

Cuadro RT.1 | Proyección del cambio en la temperatura media global del aire en la superficie y de la elevación media mundial del nivel del mar para mediados y finales del siglo XXI, en relación con el período de referencia 1986-2005. {12.4; cuadros 12.2, 13.5}

	Escenario	2046–2065		2081–2100	
		Media	Rango probable ^c	Media	Rango probable ^d
Cambio en la temperatura media global del aire en superficie (en °C)^a	RCP2,6	1,0	0,4 a 1,6	1,0	0,3 a 1,7
	RCP4,5	1,4	0,9 a 2,0	1,8	1,1 a 2,6
	RCP6,0	1,3	0,8 a 1,8	2,2	1,4 a 3,1
	RCP8,5	2,0	1,4 a 2,6	3,7	2,6 a 4,8
	Escenario	Media	Rango probable ^c	Media	Rango probable ^d
Elevación media mundial del nivel del mar (en metros)^b	RCP2,6	0,24	0,17 a 0,32	0,40	0,26 a 0,55
	RCP4,5	0,26	0,19 a 0,33	0,47	0,32 a 0,63
	RCP6,0	0,25	0,18 a 0,32	0,48	0,33 a 0,63
	RCP8,5	0,30	0,22 a 0,38	0,63	0,45 a 0,82

Notas:

^a Con base en el conjunto de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5); las anomalías se calculan con respecto al período 1986-2005. Mediante el empleo de HadCRUT4 y su estimación de la incertidumbre (intervalo de confianza de entre el 5% y el 95%), el calentamiento observado para el período de referencia 1986-2005 corresponde a 0,61 [0,55 a 0,67] °C, desde 1850-1900, y a 0,11 [0,09 a 0,13] °C, desde 1980-1999, período de referencia para las proyecciones utilizadas en el Cuarto Informe de Evaluación. Los rangos *probables* no se han evaluado aquí con respecto a anteriores períodos de referencia, ya que generalmente en la bibliografía no se dispone de métodos para combinar las incertidumbres relativas a los modelos y a las observaciones. La adición de los cambios de las proyecciones y de las observaciones no explica los posibles efectos de las desviaciones de los modelos en comparación con las observaciones, ni tampoco la variabilidad interna natural durante el período de referencia de las observaciones. {2.4; 11.2; cuadros 12.2 y 12.3}

^b Basado en 21 modelos de la CMIP5; las anomalías se calculan con respecto al período 1986-2005. En los casos en que no se dispone de los resultados de la CMIP5 para un determinado modelo de circulación general atmósfera-oceano (MCGAO) y un escenario, los resultados se han estimado según se explica en el cuadro 13.5 del capítulo 13. Las contribuciones derivadas de un cambio dinámico rápido del manto de hielo y del almacenamiento antropógeno de agua terrestre se tratan como si se comportaran conforme a una distribución de probabilidades uniforme y, en gran medida, con independencia del escenario. Ese trato no implica que las contribuciones correspondientes no dependan de los distintos escenarios; indica más bien que con el estado actual de conocimientos no es posible realizar una evaluación cuantitativa de dicha dependencia. Sobre la base del conocimiento actual, solo en caso de que ocurriera un colapso de sectores marinos del manto de hielo de la Antártida, podría aumentar considerablemente el nivel medio global del mar por encima del rango *probable* durante el siglo XXI. Hay un *nivel de confianza medio* en cuanto a que esa aportación adicional no representaría una elevación del nivel del mar superior a algunos decímetros durante el siglo XXI.

^c Calculado a partir de proyecciones como rangos de los modelos de 5%-95%. Posteriormente, se realiza la evaluación y se obtiene el rango *probable* tras tener en cuenta otras incertidumbres o distintos niveles de confianza de los modelos. Para las proyecciones del cambio de la temperatura media global en superficie en 2046-2065, el *nivel de confianza* es *medio*, porque la importancia relativa de la variabilidad interna natural y la incertidumbre en el forzamiento debido a gases que no tienen efecto invernadero y la respuesta son mayores que para el período 2081-2100. Los rangos *probables* para 2046-2065 no tienen en cuenta la posible influencia de factores que conducen al rango resultante de la evaluación para el cambio de la temperatura media global en superficie a corto plazo (2016-2035), que es menor que el rango de los modelos de 5%-95%, porque la influencia de esos factores en las proyecciones a un plazo mayor no se han cuantificado en razón de conocimientos científicos insuficientes. {11.3}

^d Calculado a partir de las proyecciones como rangos de los modelos de 5%-95%. Posteriormente, se realiza la evaluación y se obtiene el rango *probable* tras tener en cuenta otras incertidumbres o distintos niveles de confianza de los modelos. Para las proyecciones de la elevación media mundial del nivel del mar, el *nivel de confianza* es *medio* para ambos horizontes temporales.

Es *prácticamente seguro* que, conforme vaya aumentando la temperatura media global, se produzcan temperaturas extremas calientes más frecuentes y frías menos frecuentes en la mayoría de las zonas continentales. Estos cambios son previsibles para episodios definidos como extremos a escalas temporales diarias y estacionales. Se prevé que aumente la frecuencia, duración y magnitud de los fenómenos extremos cálidos y el estrés térmico; no obstante, se seguirán produciendo ocasionalmente inviernos fríos de carácter extremo. Las proyecciones de los valores de retorno de 20 años de episodios de temperaturas bajas muestran un aumento más acelerado que el de las temperaturas medias de invierno en la mayoría de las regiones, siendo los cambios más importantes los correspondientes a los valores de retorno de temperaturas bajas en latitudes elevadas. Las proyecciones de los valores de retorno de 20 años para episodios de temperaturas altas reflejan un aumento a una tasa igual o superior a la tasa de aumento de las temperaturas medias estivales en la mayoría de las regiones. Según la RCP8,5 es *probable* que, en la mayoría de las regiones, los episodios de altas temperaturas que actualmente ocurren cada 20 años, sean más frecuentes a finales del siglo XXI (duplicando como mínimo su frecuencia, e incluso convirtiéndose en numerosas regiones en eventos anuales o bianuales) y los actuales episodios de bajas temperaturas cada 20 años sean cada vez menos frecuentes (véase ETE.9). {12.4.3}

Las simulaciones de los modelos muestran una disminución de la cantidad de nubes en el futuro sobre la mayor parte de los trópicos y latitudes medias, principalmente debido a la disminución de nubes bajas. Los cambios en las nubes de la capa límite marina son en gran medida inciertos. Las simulaciones reflejan un aumento de la fracción de nubes y de la profundidad óptica de las nubes y, por tanto, de la reflexión en las nubes en las latitudes altas, por encima de unos 50° de latitud. {12.4.3}.

RT.5.5.3 Cambios proyectados en la circulación atmosférica a largo plazo

Las proyecciones indican que la presión al nivel medio del mar disminuirá en latitudes altas y aumentará en latitudes medias conforme aumenten las temperaturas globales. En los trópicos es *probable* que las circulaciones de Hadley y de Walker reduzcan su velocidad. En el escenario RCP8,5 es *probable* que a finales del siglo XXI se produzca un desplazamiento de las corrientes de latitudes medias de aproximadamente entre 1 y 2 grados hacia los polos en ambos hemisferios (*nivel de confianza medio*), siendo más leve el desplazamiento en el hemisferio norte. Durante el verano austral, la influencia adicional de la recuperación del ozono estratosférico en el hemisferio sur es opuesta a los cambios debidos a los gases de efecto invernadero, aunque la respuesta neta varía sensiblemente en función de los modelos y escenarios. Sigue habiendo incertidumbres sustanciales, y por tanto un *nivel de confianza bajo*, en las proyecciones de cambios en las trayectorias de las tormentas, especialmente en la cuenca del Atlántico Norte. Es *probable* que la célula de Hadley se ensanche, lo que se traduce en regiones tropicales más amplias y una irrupción hacia el polo de las zonas secas subtropicales. En la estratosfera es *probable* que se fortalezca la circulación Brewer-Dobson. {12.4.4}

RT.5.5.4 Cambios proyectados en el ciclo del agua a largo plazo

A escala planetaria las proyecciones indican que, con el calentamiento climático, la humedad relativa permanecerá constante pero la humedad específica aumentará. El diferencial proyectado entre el calentamiento de las masas terrestres y del océano genera cambios en la humidificación de la atmósfera que redundan en una pequeña disminución de la humedad relativa cerca de la superficie en la mayor parte de las zonas terrestres salvo en partes del África tropical (*nivel de confianza medio*) (véase ETE.1, figura 1). {12.4.5}

Es *prácticamente seguro* que el aumento de la temperatura media global en superficie provoque un aumento de la precipitación global a largo plazo. La precipitación media global aumentará a una tasa por °C menor que el vapor de agua en la atmósfera. Para escenarios distintos al RCP2,6 es *probable* que el aumento sea del 1% al 3% °C⁻¹. Para el escenario RCP2,6 el rango de sensibilidades en los modelos de la CMIP5 es del 0,5% al 4% °C⁻¹ a finales del siglo XXI. {7.6.2, 7.6.3, 12.4.1}

Los cambios en el promedio de precipitaciones en un mundo más cálido mostrarán una variación espacial significativa en el escenario RCP8,5. Algunas regiones experimentarán aumentos, y otras, disminuciones, e incluso habrá regiones que no experimenten cambios significativos (véase la figura RT.16). Existe un *nivel de confianza alto* en que, conforme aumenten las temperaturas globales, se agudizará el contraste de la precipitación media anual entre las regiones secas y las húmedas y el contraste entre la estación húmeda y la seca en la mayor parte del mundo. Según el escenario RCP8,5, el patrón general de cambio indica que en latitudes altas es *muy probable* que a finales de siglo se produzcan precipitaciones más abundantes debido al aumento de la humedad específica en una troposfera más cálida, así como al aumento del transporte de vapor de agua desde los trópicos. En el escenario RCP8,5 es *probable* que a finales de siglo muchas regiones áridas y semiáridas de latitudes medias

y subtropicales experimenten menos precipitaciones y es *probable* que en muchas regiones húmedas de latitudes medias aumenten las precipitaciones. En la figura RT.16 se muestran mapas del cambio de las precipitaciones para los cuatro escenarios RCP. {12.4.2, 12.4.5}

Globalmente, y para episodios de precipitación de corta duración, es *probable* que conforme aumenten las temperaturas se produzcan más tormentas individuales intensas y menos tormentas débiles. En un mundo más cálido es *muy probable* que, en la mayor parte de las masas terrestres de latitudes medias y en regiones tropicales húmedas, se produzcan episodios de precipitaciones extremas más intensos y frecuentes. La sensibilidad media global del valor de retorno de 20 años de la precipitación diaria máxima anual, oscila entre el 4% °C⁻¹ de aumento de la temperatura local (promedio de los modelos CMIP3) hasta el 5,3% °C⁻¹ (promedio de los modelos CMIP5), aunque existen notables variaciones a nivel regional. {12.4.2, 12.4.5}

Las proyecciones indican un aumento de la evaporación superficial anual en la mayoría de los océanos conforme se eleven las temperaturas globales, y un cambio para las zonas terrestres de acuerdo con un patrón similar al de precipitaciones. Es *probable* que para finales de siglo, y en el escenario RCP8,5, se produzcan reducciones de la escorrentía anual en zonas del sur de Europa, Oriente Medio y África austral. Por otra parte, según el escenario RCP8,5 es *probable* que a finales del siglo XXI se produzcan aumentos de las escorrentías anuales en latitudes altas del hemisferio norte como consecuencia de un gran aumento en las precipitaciones durante el invierno y la primavera. Según el escenario RCP8,5 es *probable* que para finales de siglo varias regiones actualmente secas experimenten las disminuciones proyectadas a escala regional y global de la humedad del suelo y el riesgo creciente de sequías agrícolas (*nivel de confianza medio*). Las zonas donde las proyecciones muestran de forma más destacada una disminución de la evaporación incluyen el África austral y el África noroccidental a lo largo del Mediterráneo. La

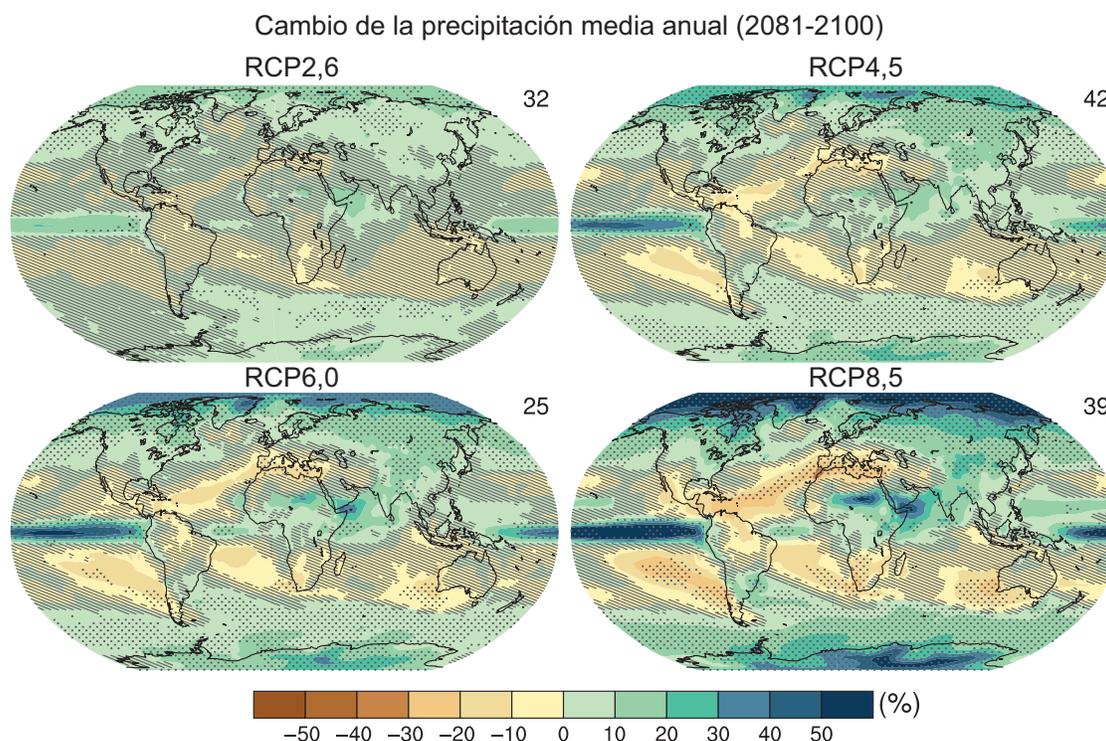


Figura RT.16 | Mapas de resultados multimodelos del promedio del cambio porcentual de la precipitación media para los escenarios RCP2,6, RCP4,5, RCP6,0 y RCP8,5 en 2081-2100. Los cambios se muestran en relación con 1986-2005. En la esquina superior derecha de cada mapa se indica el número de modelos de la CMIP5 utilizados para calcular la media multimodelos. Las tramas sombreadas indican las regiones donde la media multimodelos es inferior a 1 desviación típica de variabilidad interna. Las tramas punteadas indican las regiones donde la media multimodelos es superior a 2 desviaciones típicas de variabilidad interna y donde, por lo menos, el 90% de los modelos concuerdan con el signo del cambio (véase el recuadro 12.1). En el material complementario del Resumen técnico se incluye información adicional sobre la figura RRP.8b. {figura 12.22; anexo I}

deseccación del suelo en las regiones del Mediterráneo y del África austral es congruente con los cambios proyectados de la Circulación de Hadley y con el aumento de las temperaturas en superficie, por lo que, según el escenario RCP8,5, es probable que, conforme aumenten las temperaturas globales, a finales del presente siglo se produzca una desecación de la superficie en esas regiones (*nivel de confianza alto*). En las regiones donde las proyecciones reflejan la humidificación del suelo, los cambios son generalmente menores que la variabilidad natural a una escala temporal de 20 años. En ETE.1, figura 1, se muestra un resumen de los cambios proyectados en el ciclo del agua a partir de los modelos de la CMIP5. {12.4.5; recuadro 12.1}

RT.5.5.5 Cambios proyectados en la criosfera a largo plazo

Es muy probable que el manto de hielo marino del Ártico continúe reduciéndose en extensión y adelgazando a lo largo del año durante el siglo XXI a medida que aumente la temperatura media global en superficie. Al mismo tiempo, las proyecciones señalan, con un *nivel de confianza bajo*, que se producirá una disminución de la extensión y del volumen del hielo marino en el Antártico. Las proyecciones multimodelos de la CMIP5 estiman una reducción media de la extensión del hielo marino del Ártico para 2081-2100, en comparación con 1986-2005, que va desde el 8% para RCP6,2 al 34% para RCP8,5 en febrero, y del 43% para RCP2,6 al 94% para RCP8,5 en septiembre (*nivel de confianza medio*) (figura RT.17). El escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*) contempla condiciones en las que antes de mediados de siglo el océano Ártico estará casi libre de hielo (extensión de hielo inferior a 10⁶ Km² durante al menos 5 años consecutivos) en el mes de septiembre de acuerdo con la evaluación de un subconjunto de modelos que reproducen lo más fielmente posible la situación climática media y la tendencia en 1979-2012 del manto de hielo marino del Ártico. Algunas proyecciones climáticas reflejan períodos de 5 a 10 años con una intensa reducción del hielo marino del Ártico (incluso más aguda que la observada durante el último decenio), siendo probable que en el

futuro se produzcan casos similares de una rápida desaparición del hielo. Los modelos climáticos globales apenas reflejan la existencia de un punto o umbral crítico en la transición desde una situación de hielos perennes a un océano Ártico sin hielo en algunas estaciones, más allá del cual la pérdida de más hielo marino es imparable e irreversible. En el Antártico, la proyección media multimodelos de la CMIP5 apunta a una disminución de la extensión del hielo marino que va desde el 16% para RCP2,6 al 67% para RCP8,5 en febrero, y desde el 8% para RCP2,6 al 30% para RCP8,5 en septiembre para el período 2081-2100 en comparación con el período 1986-2005. No obstante, existe un *nivel de confianza bajo* en dichas proyecciones debido a la amplia dispersión entre los modelos y a la incapacidad de prácticamente todos los modelos para reproducir el aumento global de la extensión del manto de hielo marino del Antártico observada en la era satelital. {12.4.6, 12.5.5}

Es muy probable que el manto de nieve en el hemisferio norte se reduzca globalmente conforme las temperaturas aumenten a lo largo del próximo siglo. Es prácticamente seguro que con la subida de las temperaturas se esté produciendo un retroceso de la extensión del permafrost. Los cambios en el manto de nieve son el resultado de cambios en las precipitaciones y en la ablación, que a veces tienen efectos contrapuestos. Las proyecciones de la zona cubierta de nieve en primavera en el hemisferio norte para el final del siglo XXI oscila entre una disminución del 7% [3 a 10] (RCP2,6) y de 25% [18 a 32] (RCP8,5) (figura RT.18), pero existe solo un *nivel de confianza medio* en dichas cifras porque los procesos que afectan a la nieve en los modelos del cambio climático global están muy simplificados. Los cambios proyectados en el permafrost no son solo una respuesta al calentamiento, sino también a cambios en el manto de nieve, que ejerce un determinado control sobre el suelo subyacente. Las proyecciones reflejan que para el final del siglo XXI la zona con permafrost cercana a la superficie disminuirá entre el 37% (RCP2,6) y el 81% (RCP8,5) (*nivel de confianza medio*). {12.4.6}

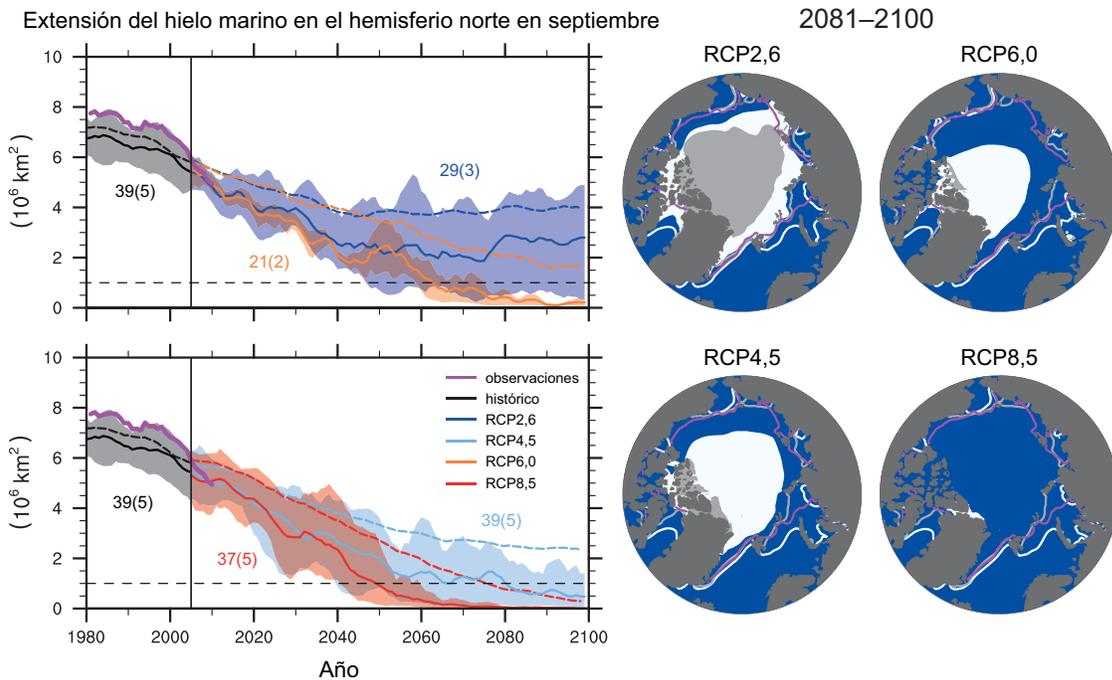


Figura RT.17 | Extensión del hielo marino en el hemisferio norte en septiembre durante el siglo XX y todo el siglo XXI según los escenarios RCP2,6, RCP4,5, RCP6,0 y RCP8,5 en los modelos de la CMIP5 y mapas de los correspondientes resultados multimodelos sobre la extensión cubierta por el hielo marino en septiembre en el hemisferio norte para el período 2081-2100. En las series temporales se indica el número de modelos de la CMIP5 utilizados para calcular la media multimodelos (subconjunto entre paréntesis). Las series temporales se presentan como medias móviles de cinco años. Las líneas continuas representan la extensión media proyectada del hielo marino para un subconjunto de modelos que reproducen con mayor fidelidad el estado climatológico medio y la tendencia registrada entre 1979 y 2012 del hielo marino del Ártico, indicándose mediante sombreado el rango entre los valores mínimo y máximo del subconjunto. El color negro (sombreado gris) representa la evolución histórica de los modelos, utilizando forzamientos históricos reconstruidos. La media multimodelos de la CMIP5 se indica con líneas discontinuas. En los mapas, la media multimodelos de la CMIP5 se presenta en color blanco, y los resultados para el subconjunto, en color gris. Las áreas rellenas corresponden a los valores promediados para el período 2081-2100, y las líneas señalan la extensión media del hielo marino durante el período 1986-2005. La extensión observada de hielo marino se presenta en color rosado como una serie temporal y promediada para 1986-2005 con una línea rosada en el mapa. En el material complementario del Resumen técnico se ofrece más información sobre las figuras RRP.7b y RRP.8c. {figuras 12.18, 12.29, 12.31}

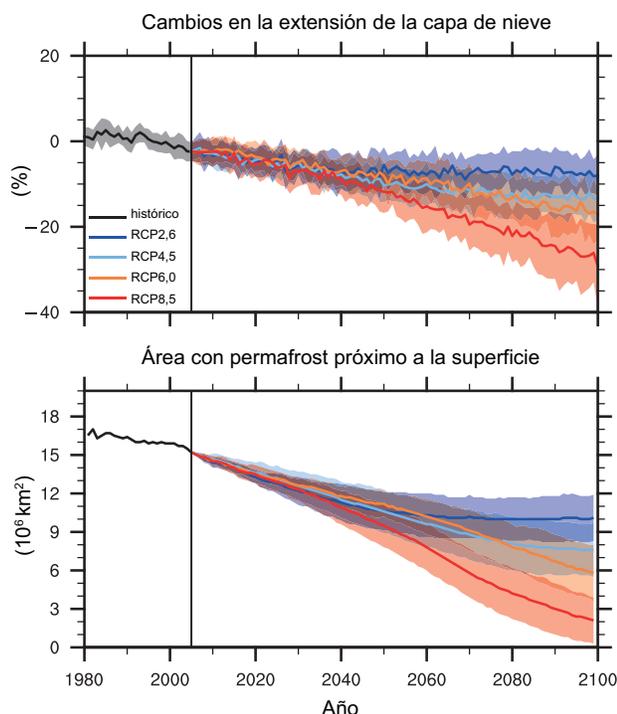


Figura RT.18 | (Parte superior) Área relativa cubierta de nieve en el hemisferio norte en primavera (media de marzo a abril) según la CMIP5, obtenida dividiendo el valor simulado del área cubierta de nieve en primavera suavizado para un período de cinco años por el valor promedio simulado de esa área del período de referencia 1986-2005. (Parte inferior) Área estimada con permafrost próximo a la superficie en el hemisferio norte según la CMIP5 utilizando la temperatura media mensual del aire en superficie y el espesor de la nieve durante 20 años. Las líneas indican la media multimodelos, y la trama sombreada, la dispersión entre modelos (una desviación típica). [figuras 12.32, 12.33]

RT.5.5.6 Cambios proyectados en el océano a largo plazo

Durante el siglo XXI, todos los escenarios RCP reflejan un calentamiento global del océano. La proyección del calentamiento más intenso corresponde a la superficie oceánica de las regiones tropicales y subtropicales. A mayores profundidades el calentamiento proyectado es mayor en el océano Austral. Las mejores estimaciones del calentamiento a finales del siglo XXI de los primeros 100 m del océano son de alrededor de entre 0,6 °C (RCP2,6) y 2,0 °C (RCP8,5), y a una profundidad de 1 000 m entre 0,3 °C (RCP2,6) y 0,6°C (RCP8,5). Según el escenario RCP4,5, a finales del siglo XXI la mitad de la energía absorbida por el océano corresponderá a los primeros 700 m, y el 85% a los primeros 2 000 m. Debido a las prolongadas escalas temporales de esta transferencia de calor desde la superficie a las aguas profundas, el calentamiento del océano seguirá produciéndose durante siglos, aunque las emisiones de gases de efecto invernadero se reduzcan o sus concentraciones permanezcan constantes, lo que supone una contribución continuada a la elevación del nivel del mar (véase la sección RT.5.7). {12.4.3, 12.4.7}

RT.5.6 Proyecciones del ciclo del carbono y de otros ciclos biogeoquímicos a largo plazo

Las proyecciones del ciclo global del carbono hasta 2100 utilizando los modelos del sistema Tierra de la CMIP5 representan una amplia gama de interacciones complejas entre el ciclo del carbono y el sistema climático físico. {6}

En los cuatro escenarios RCP existe un *nivel de confianza alto* en que la incorporación en el océano de las emisiones de CO₂ antropógenas continuará hasta el año 2100, siendo mayor en el caso de trayectorias con una concentración más elevada. La evolución futura de la incorporación de

carbono en zonas terrestres es mucho más incierta. La mayoría de los modelos del sistema Tierra de la CMIP5 proyectan una incorporación continuada neta de carbono por los ecosistemas terrestres hasta el año 2100. Sin embargo, una minoría de modelos simula una fuente neta de CO₂ hacia la atmósfera en el año 2100 debido al efecto combinado del cambio climático y el cambio de uso del suelo. A la vista de la gran dispersión de los resultados de los modelos y la representación incompleta de los procesos, existe un *nivel de confianza bajo* en la magnitud de los cambios futuros del carbono en las zonas terrestres. {6.4.3}

Existe un *nivel de confianza alto* en que el cambio climático compensará parcialmente crecimientos de los sumideros de carbono terrestres y oceánicos causados por el aumento de CO₂ en la atmósfera. Sin embargo, existen diferencias regionales entre los modelos del sistema Tierra de la CMIP5 en la respuesta al clima de los flujos de CO₂ oceánicos y terrestres. Existe un elevado nivel de acuerdo entre los distintos modelos en cuanto a que los ecosistemas tropicales almacenarán menos carbón en un clima más cálido. Hay un nivel de acuerdo medio entre los modelos del sistema Tierra de la CMIP5 en cuanto a que a elevadas latitudes el calentamiento aumentará el almacenamiento de carbono en la tierra, aunque ninguno de los modelos tiene en cuenta la descomposición del carbono del permafrost, lo que puede compensar el aumento de almacenamiento de carbono en la tierra. Existe un *nivel de confianza alto* en que la reducción de la extensión del permafrost debida al calentamiento causará el deshielo de carbono que actualmente permanece congelado. No obstante, existe un *nivel de confianza bajo* en que la magnitud de la pérdida de carbono debido a las emisiones de CO₂ y de CH₄ a la atmósfera está en un rango de entre 50 y 250 PgC entre 2000 y 2100 para el escenario RCP8,5. {6.4.2, 6.4.3}

La pérdida de carbono de los suelos congelados constituye una retroalimentación radiativa positiva no incluida en las proyecciones actuales de los modelos del sistema Tierra acoplados. Existe un elevado nivel de acuerdo entre los modelos del sistema Tierra de la CMIP5 en que el calentamiento oceánico y los cambios en la circulación reducirán la tasa de incorporación de carbono en el océano Austral y el Atlántico Norte, pero que la incorporación del carbono persistirá en dichas regiones. {6.4.2}

De acuerdo con nuevos resultados experimentales y modelizaciones, es *muy probable* que la escasez de nutrientes limite el efecto del aumento de CO₂ en la atmósfera sobre futuros sumideros de carbono para los cuatro escenarios RCP. Existe un *nivel de confianza alto* en que una reducida disponibilidad de nitrógeno limitará el almacenamiento de carbono en la tierra incluso considerando la deposición de nitrógeno antropógeno. El papel que pueda desempeñar la limitación del fósforo es más incierto. {6.4.6}

En las simulaciones de los modelos del sistema Tierra determinadas por las concentraciones de CO₂, la representación del ciclo del carbono terrestre y oceánico permite cuantificar las emisiones de combustibles fósiles compatibles con los escenarios RCP. Entre 2012 y 2100, los resultados de los modelos del sistema Tierra implican emisiones de combustibles fósiles acumuladas compatibles de 270 [140 a 410] PgC para RCP2,6, de 780 [595 a 1 005] PgC para RCP4,5, de 1 060 [840 a 1 250] PgC para RCP6,0 y de 1 685 [1 415 a 1 910] PgC para RCP8,5 (valores redondeados al múltiplo de 5 PgC más próximo, rango de ± 1 desviación típica como consecuencia de los resultados de los modelos de la CMIP5) (figura RT.19). Para el escenario RCP2,6, los modelos proyectan una reducción media de emisiones del 50% (rango del 14% al 96%) para el año 2050 en relación con los niveles de 1990. Aproximadamente la mitad de los modelos infieren emisiones ligeramente por encima de cero para finales del siglo XXI, mientras que la otra mitad infiere una remoción neta de CO₂ de la atmósfera (véase también el recuadro RT.7). {6.4.3; cuadro 6.12}

Cuando los modelos del sistema Tierra de la CMIP5 con ciclos de carbono interactivo se someten al forzamiento de emisiones de CO₂ de RCP8,5, en lugar de las concentraciones de CO₂ de RCP8,5, simulan, en promedio, una concentración de CO₂ atmosférico de 50 (-140 a +210) ppm más elevada y un aumento de la temperatura global en superficie de 0,2 (-0,4 a +0,9) °C más elevada en 2100 (dispersión de los modelos de la CMIP5). {12.4.8}

Es *prácticamente seguro* que el aumento del nivel de almacenamiento de carbono en el océano haga que aumente su acidificación en el futuro, continuando la tendencia observada en los últimos decenios. La acidificación del océano, inicialmente en su superficie, tiene una estrecha correlación con la presencia de CO₂ en la atmósfera y aumentará alcanzando el océano profundo conforme el CO₂ penetre en aguas abisales. Los modelos de la CMIP5 proyectan de forma consistente el aumento de la acidificación del océano

en todo el mundo hasta 2100 para todas las trayectorias de concentración representativas. La correspondiente disminución del pH en la superficie del océano para finales del siglo XXI es de 0,065 (0,06 a 0,07) para RCP2,6, de 0,145 (0,14 a 0,15) para RCP4,5, de 0,203 (0,20 a 0,21) para RCP6,0 y de 0,31 (0,30 a 0,32) para RCP8,5 (dispersión de los modelos de la CMIP5) (figura RT.20). Las proyecciones indican en la mayoría de los escenarios que en un decenio las aguas superficiales se harán corrosivas para el aragonito en

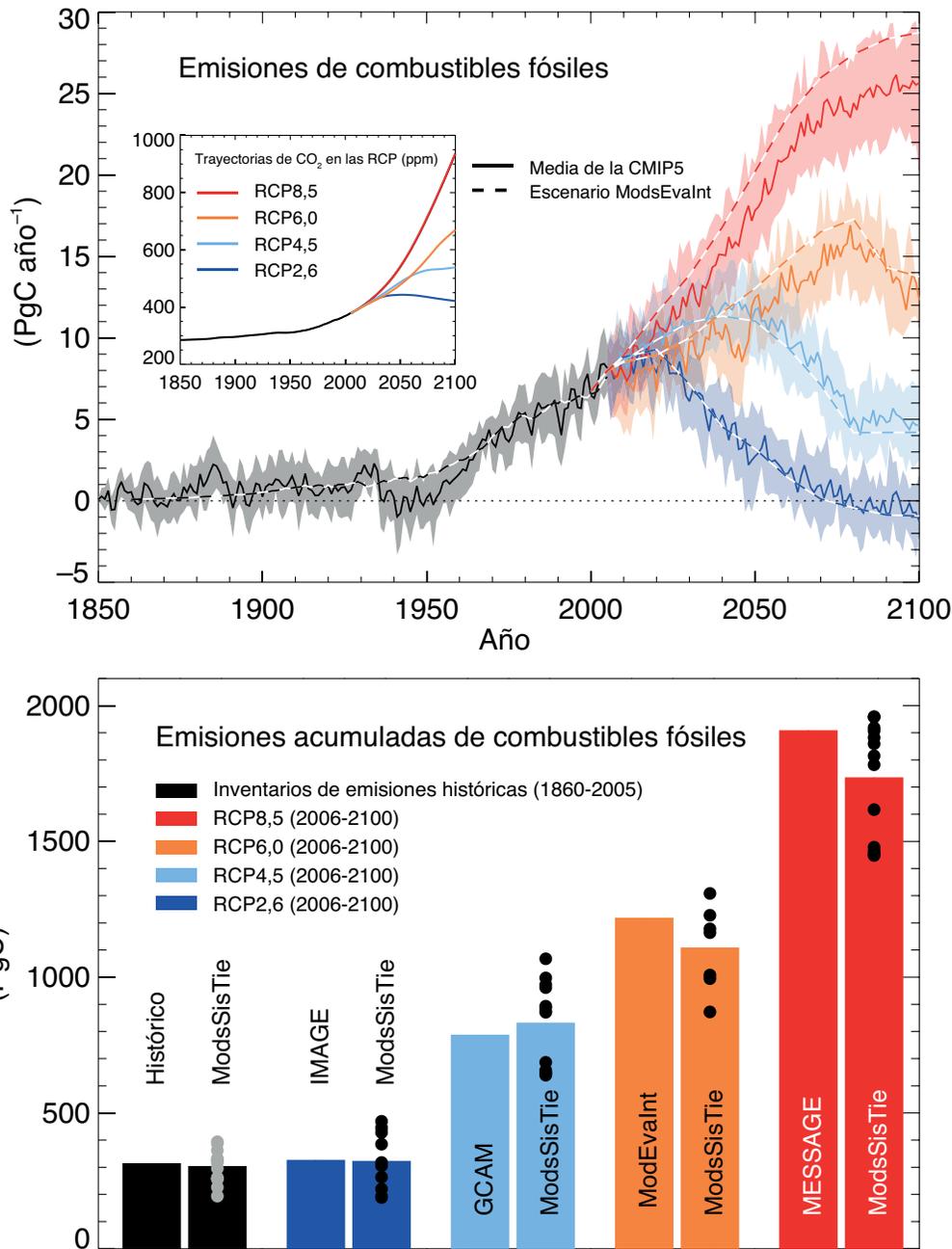


Figura RT.19 | Emisiones de combustibles fósiles compatibles simuladas mediante los modelos de la CMIP5 para los cuatro escenarios RCP. (Parte superior) Series temporales de emisiones anuales (PgC año⁻¹). Las líneas discontinuas representan las estimaciones históricas y emisiones de los distintos escenarios RCP calculadas mediante los modelos de evaluación integrados (ModsEvalInt) utilizados para definir los escenarios RCP, las líneas continuas y los penachos muestran resultados de los modelos del sistema Tierra de la CMIP5 (ModSisTie, media de los modelos, con una desviación típica representada como trama sombreada). (Parte inferior) Emisiones acumuladas del período histórico (1860-2005) y del siglo XXI (definido en la CMIP5 como el período 2006-2100) para estimaciones históricas y los escenarios RCP. Las barras de la izquierda son las emisiones acumuladas de los modelos de evaluación integrados, las barras de la derecha son las estimaciones de las medias multimodelos de los modelos del sistema Tierra de la CMIP5 y los puntos indican resultados de modelos del sistema Tierra individuales. A partir de los resultados de los modelos del sistema Tierra de la CMIP5, puede hacerse un seguimiento del carbono total en el sistema tierra-atmósfera-océano, y los cambios de dicho total deben ser iguales a las emisiones de combustibles fósiles hacia el sistema. Por tanto, las emisiones compatibles son las emisiones acumuladas = $\Delta C_A + \Delta C_T + \Delta C_O$, siendo la tasa de las emisiones $d/dt [C_A + C_T + C_O]$, donde C_A , C_T , C_O representan el carbono almacenado en la atmósfera, la tierra y el océano respectivamente. No se consideran otras fuentes y sumideros de CO₂ como el vulcanismo, la sedimentación o la meteorización de las rocas, que son muy pequeñas a escala secular. [recuadro 6.4; figura 6.25]

algunas regiones del Ártico y en algunos sistemas de afloramientos costeros, y en un plazo de uno a tres decenios, en algunas zonas del océano Austral de forma estacional. El aragonito, una forma menos estable de carbonato cálcico, es la forma generalizada en condiciones de subsaturación en dichas regiones a niveles de CO₂ atmosférico de 500 a 600 ppm. {6.4.4}

Es *muy probable* que el contenido de oxígeno disuelto en el océano disminuya algunos puntos porcentuales durante el siglo XXI en respuesta al calentamiento superficial. Los modelos de la CMIP5 sugieren que esta disminución del oxígeno disuelto tendrá lugar predominantemente a nivel subsuperficial en

latitudes medias de los océanos, a causa de una mayor estratificación, una menor ventilación y el calentamiento. Sin embargo, no existe consenso sobre el desarrollo futuro del volumen de aguas hipóxicas y subóxicas en mar abierto debido a las grandes incertidumbres sobre los potenciales efectos biogeoquímicos y la evolución de las dinámicas de los océanos tropicales. {6.4.5}

Existe un *nivel de confianza muy alto* en cuanto a que el ciclo del carbono en el océano y en tierra continuará respondiendo al cambio climático y al aumento de CO₂ atmosférico que se produzca durante el siglo XXI (véanse ETE.7 y ETE.8). {6.4}

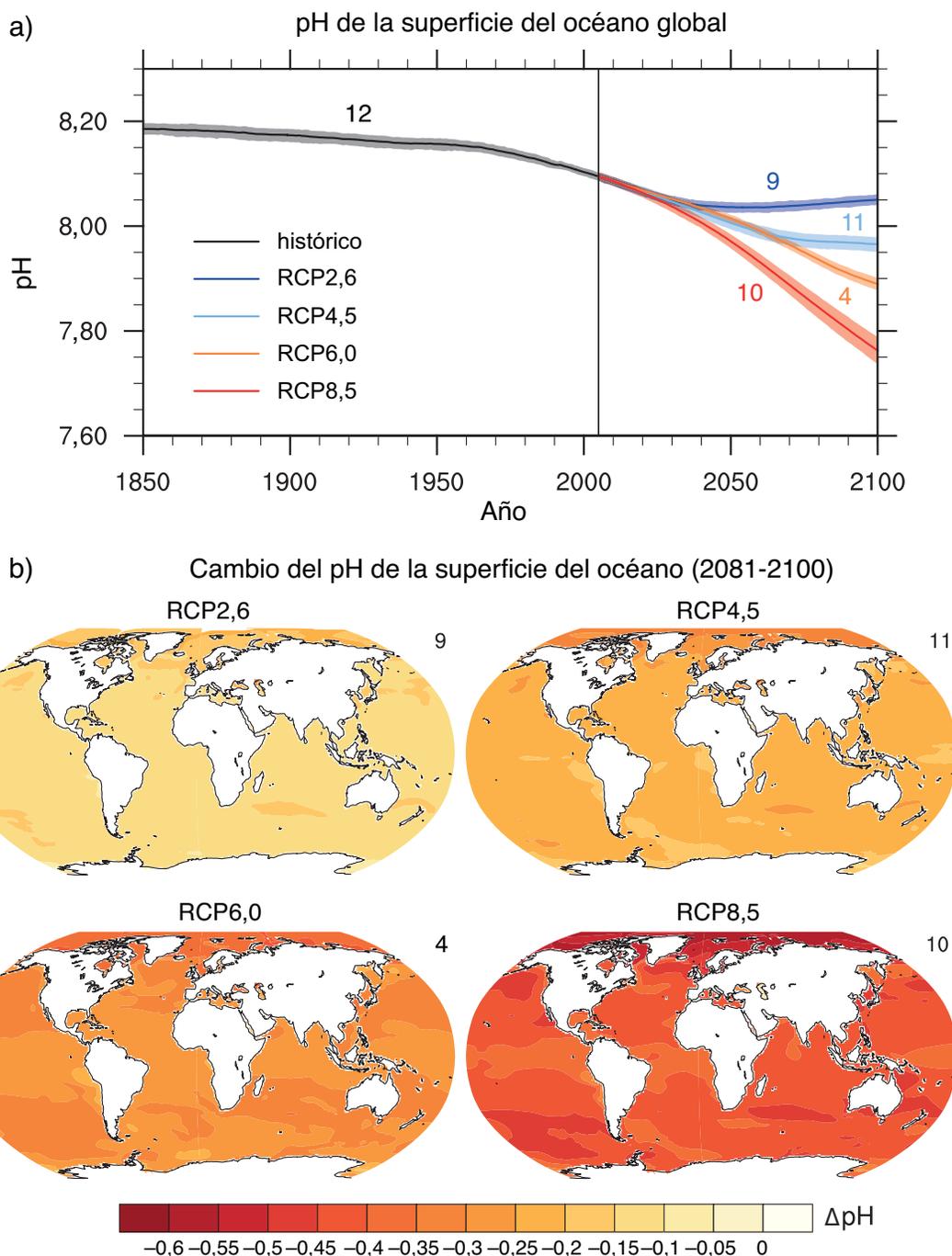


Figura RT.20 | a) Series temporales (promedios de los modelos y rangos entre máximos y mínimos), y b) mapas del pH en la superficie oceánica de los múltiples modelos para los escenarios RCP2,6, RCP4,5, RCP6,0 y RCP8,5 entre 2081 y 2100. Los mapas de b) muestran el cambio global del pH en la superficie del océano en 2081-2100 en relación con 1986-2005. El número de modelos de la CMIP5 para calcular la media multimodelos se indica en la esquina superior derecha de cada mapa. En el material complementario del Resumen técnico se incluye información adicional sobre las figuras conexas RRP.7c y RRP.8d. {figura 6.28}

RT

Elementos temáticos específicos

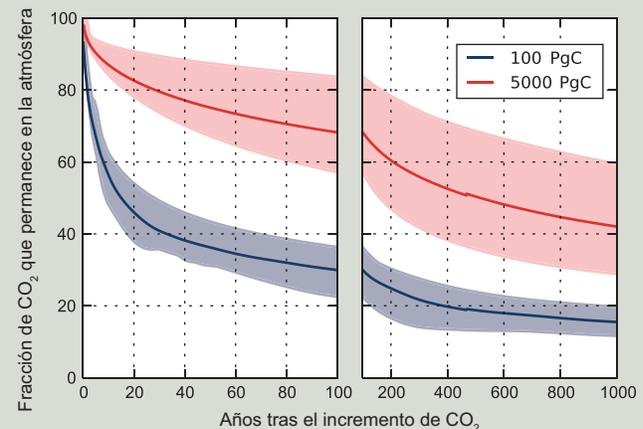
ETE.7 | Perturbación e incertidumbres del ciclo del carbono

El ciclo natural del carbono ha sido perturbado desde el inicio de la Revolución Industrial (alrededor de 1750) por la liberación antropógena de dióxido de carbono (CO_2) a la atmósfera, prácticamente en su totalidad procedente de la quema de combustibles fósiles y por el cambio de uso del suelo, con una pequeña contribución debida a la producción de cemento. La quema de combustibles fósiles es un proceso ligado a la producción de energía. El carbono de los combustibles fósiles tiene su origen en los depósitos geológicos de carbón, petróleo y gas que han permanecido enterrados en la corteza terrestre durante millones de años. Las emisiones de CO_2 debidas al cambio del uso del suelo tienen su origen en la conversión de ecosistemas naturales en ecosistemas gestionados para la producción de alimentos, piensos y madera, generándose emisiones de CO_2 por la quema de materiales vegetales, la descomposición de plantas muertas y el carbono orgánico del suelo. Por ejemplo, cuando se despeja una zona de bosque, la materia vegetal puede liberarse a la atmósfera rápidamente mediante incendios o a lo largo de muchos años por la descomposición natural de la biomasa muerta y el carbono en el suelo. {6.1, 6.3; cuadro 6.1}

El exceso de CO_2 en la atmósfera de origen humano es removido parcialmente de esta por los sumideros de carbono en los ecosistemas terrestres y en el océano, quedando en la atmósfera un remanente menor que la mitad de las emisiones de CO_2 . Los sumideros naturales de carbono tienen su origen en procesos físicos, biológicos y químicos que actúan a diferentes escalas temporales. Un exceso de CO_2 atmosférico impulsa la fijación de CO_2 mediante la fotosíntesis vegetal, que se almacena como biomasa vegetal o en el suelo. Los períodos de permanencia del carbono almacenado en el suelo dependen de la compartimentación (vegetal/suelo) y de la composición del carbono orgánico, con horizontes temporales que varían de días a siglos. Es probable que el aumento del almacenamiento en ecosistemas terrestres no afectados por un cambio de uso del suelo esté causado por una fotosíntesis reforzada para altos niveles de CO_2 y por la deposición de nitrógeno, así como por cambios en el clima que favorecen los sumideros de carbono, como unas estaciones vegetativas cada vez más prolongadas en latitudes medias a altas. {6.3, 6.3.1}

La incorporación de CO_2 antropógeno en el océano es básicamente una respuesta al aumento creciente de CO_2 en la atmósfera. El exceso de CO_2 atmosférico absorbido por la superficie del océano o transportado al océano por los sistemas acuáticos (por ejemplo, ríos o aguas subterráneas) queda enterrado en los sedimentos costeros o se transporta hasta aguas profundas donde permanece almacenado durante decenios o siglos. El carbono del océano profundo puede disolver los sedimentos oceánicos de carbonato para almacenar el CO_2 en exceso a escalas temporales de siglos o milenios. Transcurridos 1 000 años, la fracción remanente en la atmósfera de las emisiones de CO_2 será de entre el 15% y el 40% en función de la cantidad de carbono liberado (ETE.7, figura 1). A escalas temporales geológicas de 10 000 años o más, el CO_2 adicional se remueve de la atmósfera muy lentamente por la meteorización de las rocas, reduciéndose la fracción remanente de CO_2 a entre el 10% y el 25% transcurridos 10 000 años. {recuadro 6.1}

Las respuestas del ciclo del carbono a los cambios futuros del clima y del CO_2 pueden considerarse como dos retroalimentaciones intensas y de sentidos opuestos. La retroalimentación concentración-carbono determina cambios en el almacenamiento debido a un nivel de CO_2 elevado, y la retroalimentación clima-carbono determina cambios en el almacenamiento de carbono debido a cambios en el clima. Existe un *nivel de confianza alto* en que una concentración creciente de CO_2 atmosférico conducirá a una incorporación cada vez mayor del carbono en la tierra y el océano, pero en cantidades inciertas. Los modelos muestran concordancia en el signo positivo de la respuesta de la tierra y de los océanos al aumento de CO_2 , pero solo un nivel de concordancia medio y bajo en relación con la magnitud de la incorporación del carbono en la tierra y el océano respectivamente (ETE.7, figura 2). El cambio climático futuro reducirá la incorporación del carbono en la tierra y el océano en comparación con la situación de un clima constante (*nivel de confianza medio*). Además, las observaciones y los modelos paleoclimáticos sustentan la retroalimentación positiva entre el clima y el ciclo del carbono en escalas temporales de siglos a milenios. Los modelos coinciden en el signo, globalmente negativo, de la respuesta de la tierra y del océano al cambio climático, pero muestran una baja concordancia en relación con la magnitud de la respuesta, especialmente para la tierra (ETE.7, figura 2). Una actualización fundamental desde el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC es la introducción de dinámicas de nutrientes en algunos modelos del carbono en las masas terrestres, en particular las limitaciones del crecimiento vegetal asociadas a la disponibilidad

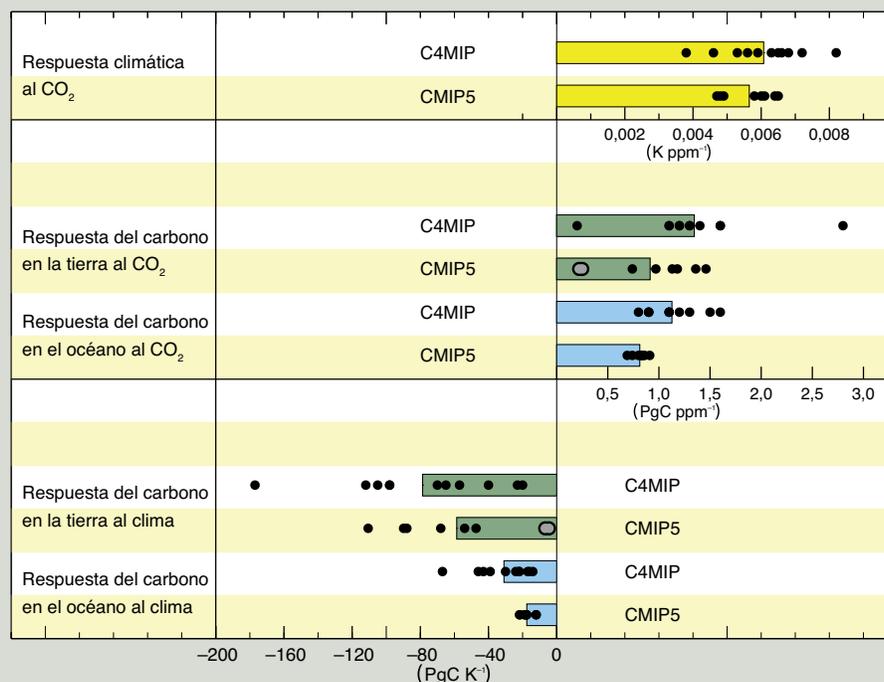


ETE.7, figura 1 | Porcentaje de la perturbación inicial del CO_2 atmosférico que permanece en la atmósfera en respuesta a un incremento de CO_2 instantáneo idealizado en el año 0, calculado mediante un conjunto de modelos acoplados clima-ciclo del carbono. Media multimodelos (línea) e intervalo de incertidumbre (rango máximo del modelo, sombreado) simulado durante 100 años (izquierda) y 1 000 años (derecha) después de un incremento instantáneo de 100 PgC (azul) y de 5 000 PgC (rojo). {recuadro 6.1, figura 1}

(continúa en la página siguiente)

ETE.7 (continuación)

del nitrógeno. Existe un *nivel de confianza alto* en que, a escala global, en comparación con los modelos del sistema Tierra basados solo en el carbono de la CMIP5, los modelos del sistema Tierra de la CMIP5 que incluyen un ciclo del nitrógeno terrestre reducirán la intensidad de las retroalimentaciones concentración-carbono y clima-carbono de los ecosistemas terrestres (ETE.7, figura 2). La inclusión de procesos del ciclo del nitrógeno hace que aumente la dispersión en el ensamble de modelos de la CMIP5. La dispersión que muestra la CMIP5 en términos de sensibilidad del océano al CO₂ y al clima es reducida en comparación con los resultados del Cuarto Informe de Evaluación (ETE.7, figura 2). {6.2.3, 6.4.2}



ETE.7, figura 2 | Comparación de métricas de retroalimentación del ciclo del carbono entre el ensamble de siete modelos de circulación general y cuatro modelos del sistema Tierra de complejidad intermedia en el momento del Cuarto Informe de Evaluación (Proyecto de comparación de los modelos climáticos acoplados del ciclo del carbono (C4MIP)) según el escenario A2 del IE-EE y los ocho modelos de la CMIP5 para un escenario de 140 años con aumento anual del 1% de CO₂. Los puntos negros representan la simulación de un único modelo y las barras coloreadas representan los resultados multimodelos; los puntos grises se utilizan para modelos con un ciclo del nitrógeno terrestre acoplado. La comparación con los modelos del C4MIP se realiza para determinados contextos, pero se sabe que las métricas son variables para los distintos escenarios y velocidades de cambio (véase la sección 6.4.2). El escenario A2 del IE-EE contempla una tasa de cambio de CO₂ cercana al 0,5%, y en consecuencia, es de esperar que la sensibilidad clima-carbono de la CMIP5 sea comparable entre ambos modelos, pero es *probable* que la sensibilidad concentración-carbono sea aproximadamente el 20% inferior para la CMIP5 que para el C4MIP debido a la falta de capacidad de la tierra y del océano para responder a mayores tasas de aumento de CO₂. Esta dependencia de los escenarios reduce la confianza en las afirmaciones cuantitativas sobre las diferencias de la retroalimentación del ciclo del carbono entre la CMIP5 y el C4MIP. {figura 6.21}

La incorporación en el océano del carbono procedente de emisiones de CO₂ antropógenas continuará hasta 2100 con un *nivel de confianza alto* en los cuatro escenarios RCP, con una mayor incorporación en el caso de las trayectorias con concentraciones más elevadas. La evolución futura de la incorporación neta de carbono en la tierra es mucho más incierta, y aunque la mayoría de los modelos proyectan una incorporación neta de carbono continua en todas las RCP, algunos modelos simulan una pérdida neta de carbono de la tierra debido al efecto combinado del cambio climático y el cambio de uso del suelo. A la vista de la gran dispersión de los resultados de los modelos y la representación incompleta del proceso, existe un *nivel de confianza bajo* en la magnitud de la modelización de los futuros cambios del carbono en tierra. {6.4.3; figura 6.24}

Los ciclos biogeoquímicos y las retroalimentaciones distintas a las del ciclo del carbono desempeñan un papel importante en el futuro del sistema climático, aunque el ciclo del carbono sea el de mayor importancia. Los cambios en el ciclo del nitrógeno, además de las interacciones con las fuentes y los sumideros de CO₂, afectan a las emisiones de óxido nítrico (N₂O) tanto en tierra como desde el océano. La creación antropógena de nitrógeno reactivo ha aumentado de manera continuada durante los dos últimos decenios y está dominada por la producción de amoníaco para fertilizantes y la industria, con contribuciones importantes procedentes del cultivo de leguminosas y la quema de combustibles fósiles. {6.3}

No obstante, numerosos procesos aún no están representados en los modelos acoplados clima-biogeoquímica (por ejemplo, otros procesos en los que intervienen otros elementos biogénicos como el fósforo, el silicio y el hierro), por lo que sus magnitudes deben estimarse por otros métodos o con modelos más sencillos, lo cual dificulta su evaluación cuantitativa. Es *probable* que se produzcan interacciones no lineales entre muchos de dichos procesos, aunque aún no han sido bien cuantificadas. Por tanto, cualquier evaluación de retroalimentaciones futuras entre el clima y los ciclos biogeoquímicos aún conlleva una amplia incertidumbre. {6.4}

Recuadro RT.7 | Métodos de geoingeniería climática

La geoingeniería se define como la intervención deliberada a gran escala en el sistema Tierra para contrarrestar impactos indeseables del cambio climático sobre el planeta. La reducción del dióxido de carbono tiene por objetivo desacelerar e incluso revertir los aumentos proyectados de concentraciones futuras de CO₂ atmosférico, acelerando la remoción natural del CO₂ atmosférico y aumentando el almacenamiento de carbono en la tierra, los océanos y los reservorios geológicos. La gestión de la radiación solar tiene por objetivo contrarrestar el calentamiento asociado al aumento de concentraciones de gases de efecto invernadero por medio de reducir la cantidad de luz solar absorbida por el sistema climático. Mediante una técnica conexas se pretende disminuir deliberadamente el efecto invernadero en el sistema climático mediante la alteración de la nubosidad a gran altura. {6.5, 7.7; PF 7.3}

Los métodos de reducción del CO₂ podrían mitigar el cambio climático si realmente se pudiera reducir el CO₂, pero existen incertidumbres, efectos colaterales y riesgos, y la implementación dependería de la madurez tecnológica y de consideraciones económicas, políticas y éticas. Es *probable* que los métodos de reducción del CO₂ deban acometerse a gran escala y al menos durante un siglo para reducir significativamente las concentraciones de CO₂. Existen limitaciones biogeoquímicas, y actualmente también técnicas, que dificultan la elaboración de estimaciones cuantitativas del potencial de la reducción del CO₂. Es *prácticamente seguro* que la remoción de CO₂ de la atmósfera mediante dichos métodos sería compensada parcialmente por las emisiones de CO₂ previamente almacenado en reservorios de carbono terrestres y oceánicos. Algunos de los efectos colaterales climáticos y medioambientales de los métodos de reducción del dióxido de carbono están asociados con el albedo superficial alterado por la forestación, la desoxigenación del océano causado por su fertilización y la intensificación de las emisiones de N₂O. Los métodos de reducción del dióxido de carbono terrestre se enfrentarían probablemente a demandas competitivas para el suelo. Existe un *nivel de confianza bajo* en la eficacia de estos métodos y sus efectos colaterales sobre el ciclo del carbono y otros ciclos biogeoquímicos. {6.5; recuadro 6.2, PF 7.3}

La gestión de la radiación solar sigue sin aplicarse ni verificarse, pero si fuera viable, podría contrarrestar el aumento de la temperatura global y algunos de sus efectos. Existe un *nivel de confianza medio* en la posibilidad de ajustar la escala de la gestión de la radiación solar mediante la inyección de aerosoles en la estratosfera para contrarrestar el forzamiento radiativo y algunos de los efectos climáticos previsibles derivados de la duplicación de la concentración de CO₂. No existe consenso sobre si podría conseguirse un forzamiento radiativo tan grande mediante la gestión de la radiación solar con técnicas de gestión de la radiación solar que intensifiquen el brillo de las nubes, debido a un conocimiento insuficiente de las interacciones entre los aerosoles y las nubes. No parece que una gestión de la radiación solar de cambio del albedo terrestre pudiera producir un forzamiento radiativo grande. Los limitados estudios sobre otros métodos de gestión de la radiación solar impiden su evaluación. {7.7.2, 7.7.3}

Se han identificado numerosos efectos colaterales, riesgos y deficiencias de la gestión de la radiación solar. La gestión de la radiación solar produciría una compensación inexacta del forzamiento radiativo producido por los gases de efecto invernadero. Son varias las líneas de evidencia que indican que la gestión de la radiación solar produciría una disminución pequeña, aunque significativa, de la precipitación global (con mayores diferencias a escala regional) si se mantuviera la temperatura global en superficie. Otro efecto colateral que ha sido relativamente bien caracterizado es la probabilidad de un ligero agotamiento de la capa de ozono polar estratosférico asociado a la gestión de la radiación solar mediante aerosoles estratosféricos. También podrían producirse otras consecuencias aún no previstas. {7.6.3, 7.7.3, 7.7.4}

En la medida en que sigan aumentando las concentraciones de los gases de efecto invernadero, la gestión de la radiación solar debería aumentar proporcionalmente, multiplicando así los efectos colaterales. Además, existe un *nivel de confianza alto* en que si se intensificara la gestión de la radiación solar hasta niveles significativos y, si por alguna razón, se dejaran de aplicar los métodos de gestión de la radiación solar, la temperatura global en superficie aumentaría rápidamente (en un decenio o dos) hasta alcanzar valores coherentes con el forzamiento de los gases de efecto invernadero, lo que generaría un estrés de los sistemas sensibles a la tasa del cambio climático. Finalmente, la gestión de la radiación solar no compensaría la acidificación del océano debida al aumento de CO₂. {7.7.3, 7.7.4}

RT.5.7 Proyecciones del cambio del nivel del mar a largo plazo

RT.5.7.1 Proyecciones del cambio del nivel medio global del mar durante el siglo XXI

Es *probable* que la elevación del nivel medio global del mar para 2081-2100 (en relación con el período 1986-2005) según los escenarios de trayectorias de concentración representativas (RCP) se encuentre en el rango del 5% al 95% obtenido de las proyecciones climáticas de la CMIP5 en combinación con modelos basados en procesos de los equilibrios de las masas superficiales de glaciares y mantos de hielo, con posibles cambios dinámicos en los mantos de hielo evaluados a partir de los estudios publicados. Estos rangos *probables* son de 0,26 a 0,55 m (RCP2,6), de 0,32 a 0,63 m (RCP4,5), de 0,33 a 0,63 m (RCP6,0) y de 0,45 a 0,82 m (RCP8,5) (*nivel de confianza medio*) (cuadro RT.1, figura RT.21). Según el escenario RCP8,5 el rango en el año 2100 es de 0,52 a 0,98 m. Las proyecciones centrales para la elevación del nivel medio global del mar en todos los escenarios se sitúa en un intervalo de 0,05 m hasta la mitad del

siglo, y a partir de entonces comienzan a divergir, presentando a finales de siglo una dispersión de 0,25 m. Aunque los escenarios RCP4,5 y RCP6,0 presentan resultados muy similares a finales de siglo, el escenario RCP4,5 alcanza antes una tasa de elevación superior que el RCP6,0. La elevación del nivel medio global del mar depende de las trayectorias de las emisiones de CO₂, no solo del total acumulado; una reducción de las emisiones adoptada sin demora, manteniendo el mismo total acumulado, redundaría en una mayor mitigación de la elevación del nivel del mar. {12.4.1, 13.4.1, 13.5.1; cuadro 13.5}

El nivel de confianza en los rangos proyectados como *probables* se deriva de la coherencia de los modelos basados en procesos con las observaciones y en un adecuado conocimiento de la física involucrada. Se ha estudiado la base de proyecciones de mayores elevaciones del nivel medio global del mar, y se ha concluido que actualmente no se dispone de suficientes datos para evaluar la probabilidad de niveles específicos por encima del rango *probable*. Sobre la base del conocimiento actual, solo en caso de que ocurriera un colapso de sectores marinos del manto de hielo de la Antártida podría aumentar considerablemente el nivel medio global del mar por encima del rango

probable durante el siglo XXI. No existe consenso sobre la probabilidad de dicho colapso y, por tanto, no puede cuantificarse con precisión la contribución adicional potencial a la elevación del nivel medio global del mar, pero existe un *nivel de confianza medio* en que no excedería de varios decímetros durante el siglo XXI. {13.5.1, 13.5.3}

En todos los escenarios RCP, es *muy probable* que la tasa media de la elevación del nivel medio global del mar durante el siglo XXI exceda la tasa observada durante el período 1971-2010. En las proyecciones, la tasa de elevación aumenta inicialmente. En el escenario RCP2,6 dicha tasa es prácticamente constante (proyección central de aproximadamente 4,5 mm año⁻¹) antes de la mitad del siglo y posteriormente disminuye ligeramente. La tasa de elevación es prácticamente constante para RCP4,5 y RCP6,0 a finales de siglo, mientras que en el escenario RCP8,5 la elevación del nivel del mar continúa a lo largo de todo el siglo (alcanzando 11 [8 a 16] mm año⁻¹ durante 2081-2100). {13.5.1; cuadro 13.5}

En todos los escenarios RCP, la expansión térmica es la contribución más importante a la elevación del nivel medio global del mar, siendo responsable del 30% al 55% del total. Los glaciares constituyen la segunda contribución en importancia, del 15% al 35%. Para el año 2100, la proyección de RCP2,6 indica la desaparición del 15% al 55% del volumen actual de los glaciares, y la de RCP8,5 indica del 35% al 85% (*nivel de confianza medio*). La proyección del aumento del derretimiento en superficie en Groenlandia supera el aumento por acumulación, existiendo un *nivel de confianza alto* en que los cambios en el equilibrio de la masa superficial del manto de hielo en Groenlandia contribuirán de forma positiva a la elevación del nivel del mar durante el siglo XXI. En relación con el manto de hielo de la Antártida, la proyección señala un menor derretimiento en superficie, al tiempo que existe un *nivel de confianza*

medio en que la precipitación de nieve aumentará (figura RT.21). {13.3.3, 13.4.3, 13.4.4, 13.5.1; cuadro 13.5}

Existe un *nivel de confianza medio* en la capacidad de modelización de cambios futuros rápidos de las dinámicas de los mantos de hielo a escalas temporales decenales. Cuando se elaboró el Cuarto Informe de Evaluación los conocimientos científicos no eran suficientes para evaluar las posibilidades de dichos cambios. Desde la publicación del Cuarto Informe de Evaluación se han logrado avances sustanciales en el conocimiento de los procesos pertinentes así como en el desarrollo de nuevos modelos de simulación del manto de hielo capaces de realizar simulaciones. No obstante, los estudios publicados hasta la fecha solo proporcionan una base parcial para elaborar proyecciones de escenarios concretos. En las proyecciones sobre la elevación del nivel medio global del mar para el período 2081-2100, el rango *probable* de cambios rápidos del aflujo del hielo es de 0,03 a 0,20 m para los dos mantos de hielo combinados, y su inclusión es la razón más importante de que las proyecciones sean mayores que las del Cuarto Informe de Evaluación. {13.1.5, 13.5.1, 13.5.3}

Los modelos semiempíricos están diseñados para reproducir los registros del nivel del mar observados durante su período de calibración, pero no atribuyen la elevación del nivel del mar a sus componentes físicos individuales. Para las RCP, algunos modelos semiempíricos proyectan una gama de valores que se solapan con el rango *probable* de los modelos basados en procesos, mientras que otros proyectan valores de la mediana y del percentil 95° que son aproximadamente el doble que en los modelos basados en procesos. En casi todos los casos, el percentil 95° del modelo semiempírico es mayor que el rango de valores *probables* de los modelos basados en procesos. Para el período 2081-2100, en relación con el período 1986-2005, y con arreglo al escenario RCP4,5, los modelos semiempíricos presentan proyecciones de la

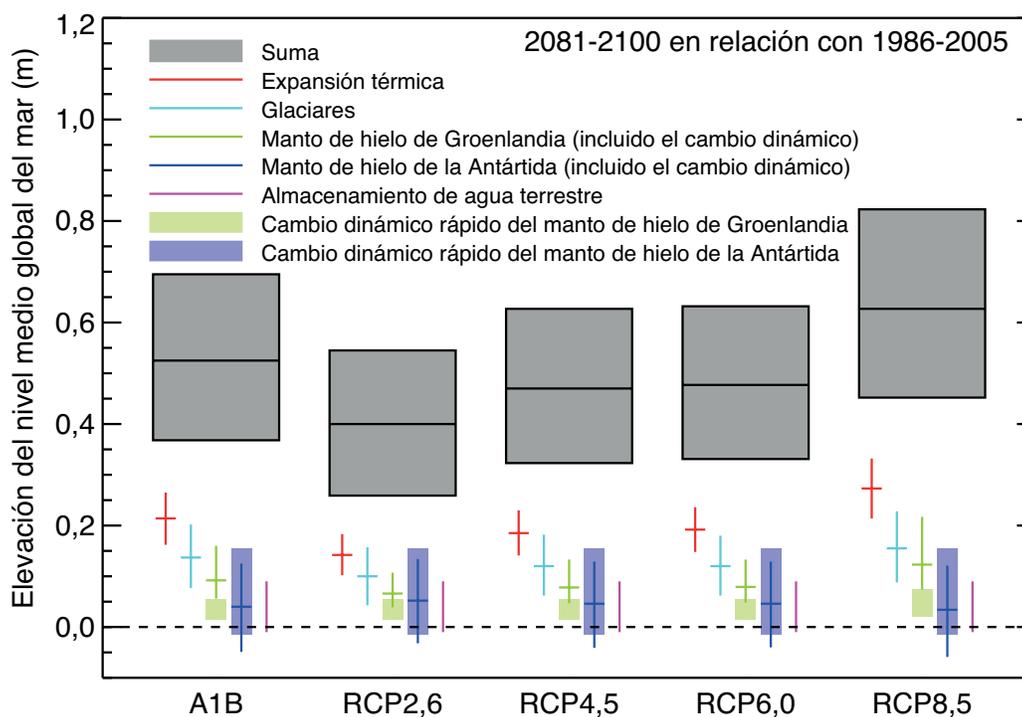


Figura RT.21 | Proyecciones de modelos basados en procesos con rangos y valores *probables* de las medianas de la elevación del nivel medio global del mar y sus contribuciones durante el período 2081-2100 en relación con 1986-2005 para los cuatro escenarios RCP y para el escenario A1B del IE-EE utilizado en el Cuarto Informe de Evaluación. Las contribuciones de los mantos de hielo incluyen las contribuciones del cambio dinámico rápido de los mantos de hielo, que también se muestran de forma separada. Las contribuciones derivadas de la dinámica rápida del manto de hielo y del almacenamiento antropógeno de agua terrestre se tratan como si se comportaran conforme a una distribución de probabilidades uniforme y, en gran medida, con independencia del escenario (excepto en el escenario RCP8,5, que considera una mayor tasa de pérdida por aflujo del manto de hielo de Groenlandia). Ese trato no implica que las contribuciones correspondientes no dependan de los distintos escenarios; indica más bien que con el estado actual de conocimientos no es posible realizar una evaluación cuantitativa de dicha dependencia. En relación con los métodos, véase el análisis de las secciones 13.5.1 y 13.5.3 y el material complementario. Sobre la base del conocimiento actual, solo en caso de que se iniciara un colapso en sectores marinos del manto de hielo de la Antártida, podría aumentar considerablemente el nivel medio global del mar por encima del rango *probable* durante el siglo XXI. Esta contribución adicional potencial no puede ser cuantificada de forma precisa, pero existe un *nivel de confianza medio* en que no representaría una elevación del nivel del mar superior a algunos decímetros durante el siglo XXI. {figura 13.10}

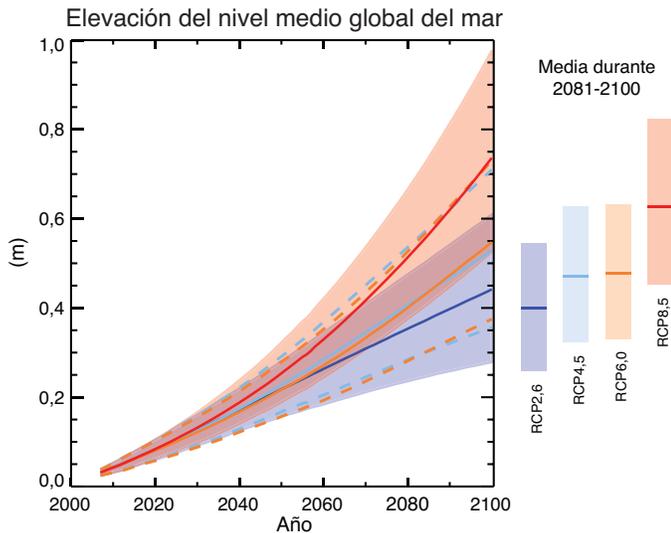


Figura RT.22 | Proyecciones de modelos basados en procesos de la elevación del nivel medio global del mar en relación con el período 1986-2005 para los cuatro escenarios RCP. Las líneas continuas muestran las proyecciones de la mediana, las líneas discontinuas son los rangos probables para RCP4,5 y RCP6,0 y las tramas sombreadas los rangos probables para RCP2,6 y RCP8,5. Las medias temporales para 2081-2100 se muestran mediante barras verticales coloreadas. En las secciones 13.5.1 y 15.5.3 y en el material complementario se puede consultar más información sobre los métodos utilizados. Sobre la base del conocimiento actual, solo en caso de que se iniciara un colapso en sectores marinos del manto de hielo de la Antártida, podría aumentar considerablemente el nivel medio global del mar por encima del rango probable durante el siglo XXI. Esta contribución adicional potencial no puede cuantificarse de forma precisa, pero existe un nivel de confianza medio en que no representaría una elevación del nivel del mar superior a algunos decímetros durante el siglo XXI. Se puede obtener información adicional sobre la figura RRP.9 en el material complementario del Resumen técnico. {cuadro 13.5; figuras 13.10, 13.11}

mediana en el rango de 0,56 a 0,97 m y un percentil 95° de aproximadamente 1,2 m. Esta diferencia significa que hay alguna contribución actualmente no identificada o que está subestimada por los modelos basados en procesos, o bien, que las proyecciones de los modelos semiempíricos están sobreestimadas. Las proyecciones realizadas con un modelo semiempírico presuponen que el cambio futuro del nivel del mar tendrá la misma relación que ha tenido en el pasado con el forzamiento radiativo o con el cambio medio global de la temperatura. Estos resultados pueden no ser coherentes si la escala de los procesos físicos potencialmente no lineales no se puede ajustar en el futuro en formas que permitan su calibración a partir de referencias pasadas. No existe consenso entre la comunidad científica sobre la fiabilidad de las proyecciones basadas en modelos semiempíricos, y el nivel de confianza en las mismas es bajo. {13.5.2, 13.5.3}

RT.5.7.2 Proyecciones del cambio del nivel medio global del mar después de 2100

Es prácticamente seguro que la elevación del nivel medio global del mar siga produciéndose después de 2100. Los escasos resultados de los modelos disponibles más allá de 2100 indican que, para 2300, la elevación del nivel medio global del mar por encima del nivel preindustrial (definido en este caso como una concentración en equilibrio de 280 ppm de CO₂ atmosférico) será inferior a 1 m, por lo que respecta al forzamiento radiativo correspondiente a las concentraciones de CO₂ que alcanzan un máximo y que se reducen hasta permanecer por debajo de 500 ppm, como en el escenario RCP2,6. Para un forzamiento radiativo correspondiente a una concentración de CO₂ por encima de 700 ppm pero por debajo de 1 500 ppm, como en el escenario RCP8,5, la elevación proyectada es de 1 m a más de 3 m (nivel de confianza medio). {13.5.4}

La elevación del nivel del mar debido a la expansión térmica continuará entre siglos y milenios. La expansión térmica del océano aumenta con el calentamiento global (los modelos ofrecen un rango de 0,2 a 0,6 m °C⁻¹). La contribución de los glaciares disminuye con el tiempo conforme disminuye su volumen (que actualmente es equivalente a 0,43 m de nivel del mar). En la Antártida, después del año 2100 y con escenarios de gases de efecto invernadero más abundantes, el incremento del derretimiento en superficie podría superar el aumento por acumulación. {13.5.2, 13.5.4}

Los datos disponibles indican que el calentamiento global por encima de un cierto umbral propiciaría la pérdida casi completa del manto de hielo de Groenlandia durante al menos un milenio, lo que causaría una elevación del nivel medio global del mar de hasta 7 m. Los estudios que tienen en cuenta la topografía actual del manto de hielo indican que dicho umbral es superior a 2 °C, pero inferior a 4 °C de la temperatura media global en superficie con respecto a la época preindustrial (nivel de confianza medio). El único estudio realizado que considera un manto de hielo dinámico sugiere que el umbral es mayor de 1 °C (nivel de confianza bajo) de calentamiento medio global con respecto a la época preindustrial. Teniendo en cuenta el estado actual de incertidumbre científica, no puede cuantificarse un rango de valores probable. La pérdida completa del manto de hielo no es inevitable porque eso conllevaría un milenio o más; si las temperaturas descienden antes de la eliminación del manto de hielo, este puede recuperarse. Sin embargo, la pérdida de parte de la masa de hielo puede ser irreversible, dependiendo de la duración y del nivel de superación del umbral, ya que el manto de hielo puede tener múltiples estados estacionarios debido a sus interacciones con el clima regional. {13.4.3, 13.5.4}

La información actualmente disponible indica que la contribución dinámica de los mantos de hielo continuará más allá de 2100, pero el nivel de confianza en dichas proyecciones es bajo. En Groenlandia, el aflujo inducido del hielo debido a la interacción con el océano se autolimita conforme el manto de hielo retrocede tierra adentro desde la costa. Por el contrario, la topografía del lecho rocoso de la Antártida es tal que la retirada del hielo puede provocar una mayor pérdida de masa de hielo. Aproximadamente el equivalente a 3,3 m del nivel global del mar correspondiente al manto de hielo de la Antártida occidental está asentado sobre áreas con un fondo rocoso inclinado, que puede estar sujeto a una posible pérdida de hielo por inestabilidad del manto de hielo marino. La pérdida de hielo abrupta e irreversible, provocada por una posible inestabilidad de sectores marinos del manto de hielo de la Antártida en respuesta al forzamiento climático, es posible, pero los datos y conocimientos actuales son insuficientes para realizar una evaluación cuantitativa. Debido a la relativamente escasa precipitación de nieve en la Antártida y el lento movimiento del hielo en su interior, es previsible que el manto de hielo de la Antártida occidental tardara al menos varios miles de años en volver a desarrollarse en caso de desaparecer por una descarga de hielo dinámica. En consecuencia, cualquier pérdida de hielo significativa en la Antártida occidental que tenga lugar durante el próximo siglo sería irreversible en cientos o miles de años. {5.8, 13.4.3, 13.4.4, 13.5.4}

RT.5.7.3 Proyecciones del cambio del nivel regional del mar

El nivel regional del mar cambiará debido a cambios dinámicos en la circulación oceánica, cambios en el contenido de calor del océano, la redistribución de las masas en todo el sistema Tierra y cambios en la presión atmosférica. El cambio dinámico del océano está producido por cambios en el viento y el forzamiento ascendente (calor y agua dulce), por cambios conexos en la circulación y por la redistribución del calor y el agua dulce. En escalas temporales superiores a varios días, el nivel regional del mar también se ajusta de forma casi isostática a los cambios regionales de la presión atmosférica a nivel del mar respecto a su valor medio sobre el océano. La pérdida de las masas del manto de hielo (actual y pasada), la pérdida de masa de los glaciares y los cambios en la hidrología terrestre, provocan la redistribución de las masas de agua entre la criosfera, la tierra y los océanos, dando lugar a cambios característicos regionales en tierra firme, en la rotación de la Tierra y en el campo gravitatorio. En algunas localidades costeras, los cambios en el ciclo hidrológico, la subsidencia del

suelo asociada a la actividad antropógena, los procesos tectónicos y los procesos costeros pueden dominar el cambio relativo del nivel del mar, es decir, el cambio en la altura de la superficie del mar en relación con la tierra. {13.1.3, 13.6.2, 13.6.3, 13.6.4}

A finales del siglo XXI, el cambio del nivel del mar presentará un patrón marcadamente regional, que dominará sobre la variabilidad y es *probable* que muchas regiones experimenten desviaciones sustanciales respecto al cambio medio global (figura RT.23). Es *muy probable* que aproximadamente un 95% del océano experimente una elevación regional relativa del nivel del mar, y que la mayoría de las regiones que experimenten un descenso del nivel del mar estén situadas cerca de glaciares actuales, o ya desaparecidos, y de mantos de hielo. Los cambios del nivel local del mar se desvían en más del 10% y del 25% de la proyección media global hasta un 30% y un 9% de las zonas oceánicas, respectivamente, lo cual indica que las variaciones espaciales pueden ser importantes. Igualmente, los cambios regionales del nivel del mar pueden alcanzar valores de hasta el 30% superior al valor medio global en el océano Austral y alrededor de América del Norte, entre el 10% y el 20% en las regiones ecuatoriales y hasta el 50% inferior al valor medio global en la región del Ártico y en algunas regiones cercanas a la Antártida. Las proyecciones indican que aproximadamente el 70% de las líneas de costa en todo el mundo experimentarán un cambio relativo del nivel del mar de un 20% respecto al cambio del nivel medio global del mar. A lo largo de varios decenios, las tasas de cambio relativo regional del nivel del mar como consecuencia de la variabilidad del clima pueden diferir de la velocidad promedio global en más del 100%. {13.6.5}

RT.5.7.4 Proyecciones del cambio de los valores extremos del nivel del mar y de las olas durante el siglo XXI

Es *muy probable* que se produzcan aumentos significativos en los futuros valores extremos del nivel del mar a finales del siglo XXI, con un *probable* aumento a principios del siglo XXI (véase ETE.9, cuadro 1). Este aumento será principalmente resultado de un aumento en el nivel medio del mar (*nivel de confianza alto*), con períodos de retorno de valores extremos que disminuirán al menos en un orden de magnitud en algunas regiones para finales del siglo XXI. Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones para regiones concretas respecto de la actividad tormentosa y las mareas meteorológicas conexas. {13.7.2}

Es *probable* (*nivel de confianza medio*) que aumente la altura significativa de las olas media anual en el océano Austral como resultado de la intensidad de los vientos. Es *probable* que el mar de fondo generado en el océano Austral afecte a la altura, frecuencia y direcciones de las olas en las cuencas adyacentes. Es *muy probable* que la altura de las olas y la duración de la temporada de olas aumenten en el océano Ártico como consecuencia de la reducción de la extensión del hielo marino. En general, existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones específicas para las regiones debido al *bajo nivel de confianza* en las proyecciones sobre tormentas tropicales y extratropicales, y el desafío que supone la futura reducción de escala de los estados del viento a partir de los modelos climáticos de resolución gruesa. {13.7.3}

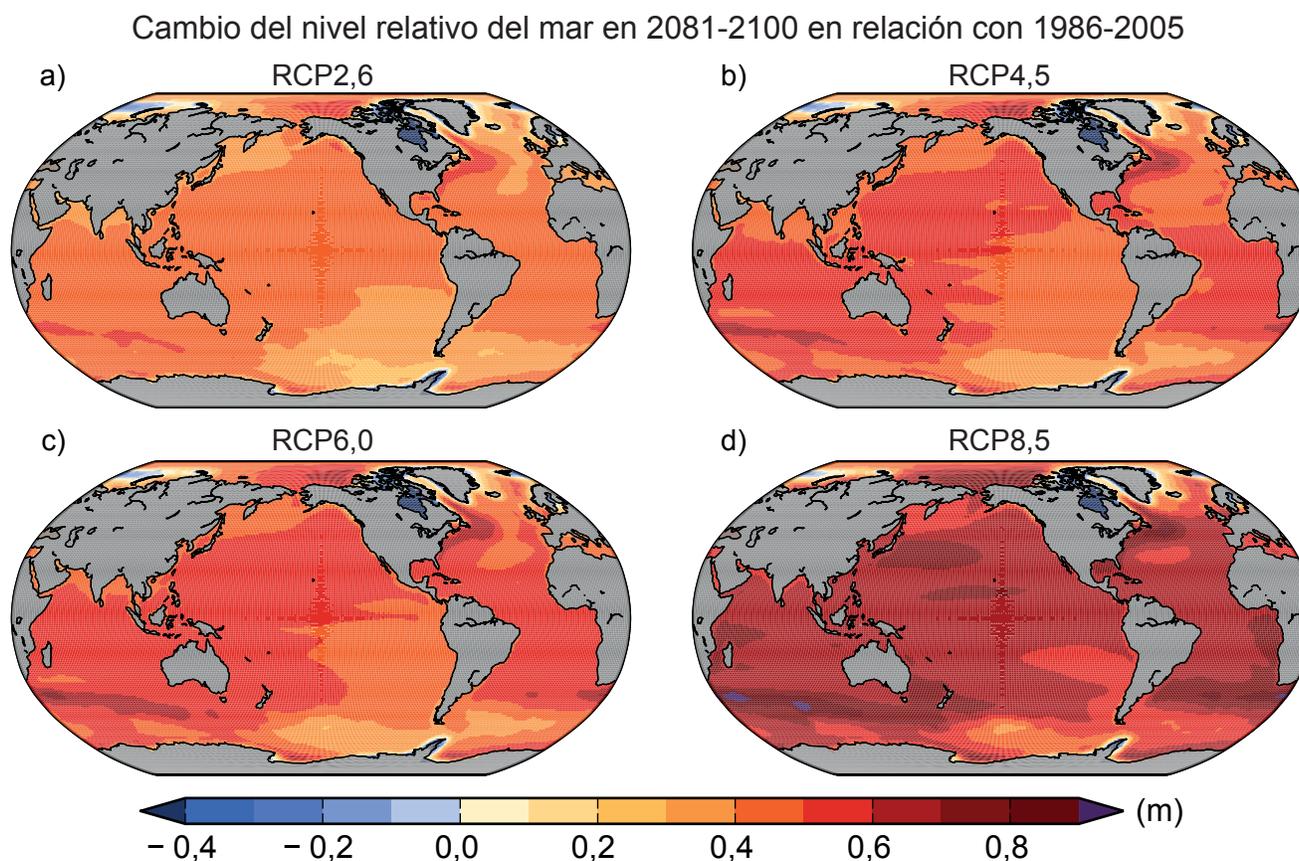


Figura RT.23 | Cambio (metros) del nivel medio relativo neto regional del mar del ensamble evaluado mediante 21 modelos de la CMIP5 para los escenarios RCP a) 2,6; b) 4,5; c) 6,0 y d) 8,5 entre 1986-2005 y 2081-2100. Cada mapa incluye los efectos de la carga atmosférica, además del hielo continental, el ajuste isostático glacial y las fuentes de agua continentales. {figura 13.20}

Elementos temáticos específicos

ETE.8 | Objetivos climáticos y estabilización

El concepto de estabilización está fuertemente unido al objetivo último de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC), que es “lograr [...] la estabilización de las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera a un nivel que impida interferencias antropógenas peligrosas en el sistema climático”. Los recientes debates políticos se han centrado en los límites de un aumento global de la temperatura, en lugar de en las concentraciones de gases de efecto invernadero, como objetivo climático en el contexto de los objetivos de la CMNUCC. El aspecto más debatido ha sido el de los 2 °C, es decir, limitar el aumento de la temperatura global en relación con la era preindustrial a menos de 2 °C, aunque se han propuesto otros objetivos distintos a 2 °C (por ejemplo, un calentamiento de retorno notablemente inferior a 1,5 °C de calentamiento global en relación con la era preindustrial, o el retorno a una concentración de dióxido de carbono en la atmósfera inferior a 350 ppm). En general, los objetivos climáticos están dirigidos a evitar que el calentamiento alcance un nivel superior a un umbral predefinido. No obstante, los impactos climáticos son geográficamente diversos y específicos para los diferentes sectores, y ningún umbral objetivo define cuándo se ha alcanzado un nivel peligroso en términos absolutos. Algunos cambios pueden retrasarse o ser irreversibles, y algunos efectos podrían ser beneficiosos. Por tanto, no puede definirse un único umbral objetivo crítico sin hacer juicios de valor y sin supuestos sobre cómo evaluar en su conjunto los costos y beneficios futuros. En este elemento temático específico no se aboga ni se defiende un umbral u objetivo, ni se juzga la viabilidad económica o política de dichos objetivos, sino que, sobre la base del conocimiento actual del clima y las retroalimentaciones del ciclo del carbono, se evalúan las proyecciones climáticas obtenidas de las trayectorias de concentración representativas (RCP) en el contexto de los objetivos climáticos y las implicaciones de los diferentes objetivos de estabilización de la temperatura a largo plazo sobre las emisiones de carbono permitidas. Más adelante se hace énfasis en que la estabilización de la temperatura no implica necesariamente la estabilización de todo el sistema Tierra. {12.5.4}

Los objetivos de temperatura suponen un límite superior del forzamiento radiativo total. Las diferencias en términos de forzamiento radiativo que muestran los cuatro escenarios RCP son relativamente pequeñas hasta el año 2030, pero aumentan notablemente a finales del siglo XXI y están dominadas por el forzamiento del CO₂. En consecuencia, a corto plazo, las proyecciones indican que las temperaturas medias globales en superficie continuarán aumentando a una tasa similar para los cuatro escenarios RCP. A mediados del siglo XXI, la tasa del calentamiento global comienza a ser más intensa en función del escenario. A finales del siglo XXI, las temperaturas medias globales serán más cálidas que actualmente en todas las RCP, siendo el cambio de temperatura mayor (>0,3 °C por decenio) en el caso del escenario RCP8,5 y significativamente menor en el RCP2,6, particularmente después de 2050 aproximadamente, momento en que la respuesta de la temperatura en superficie se estabiliza (y disminuye posteriormente) (véase la figura RT.15). {11.3.1, 12.3.3, 12.4.1}

A corto plazo (2016-2035), es *más probable que improbable* que el calentamiento medio global en superficie sea superior en 1 °C, siendo *muy improbable* que sea superior en 1,5 °C en relación con el promedio del período 1850-1900 (asumiendo un calentamiento de 0,61 °C desde 1850-1900 a 1986-2005) (*nivel de confianza medio*). A finales del siglo XXI (2081-2100), es *probable* que el calentamiento medio global en superficie, en relación con 1850-1900, vaya a ser superior en 1,5 °C para los escenarios RCP4,5, RCP6,0 y RCP8,5 (*nivel de confianza alto*) y es *probable* que vaya a ser superior en 2 °C para los escenarios RCP6,0 y RCP8,5 (*nivel de confianza alto*). Es *más probable que improbable* que vaya a ser superior en 2 °C para RCP4,5 (*nivel de confianza medio*). Es *improbable* que en el escenario RCP2,6 se produzca un calentamiento medio global en superficie superior a 2°C (*nivel de confianza medio*). Un calentamiento medio global en superficie por encima de 4°C en 2081-2100 es *improbable* para todos los escenarios de RCP (*nivel de confianza alto*) excepto para el escenario RCP8,5, para el que eso es *tan probable como improbable* (*nivel de confianza medio*). {11.3.6, 12.4.1; cuadro 12.3}.

La continuación de las emisiones de gases de efecto invernadero posteriormente al año 2100, como ocurre en la extensión considerada en el escenario RCP8,5, induce un forzamiento radiativo superior a 12 W m⁻² para 2300, alcanzando el calentamiento global los 7,8 [3,0 a 12,6] °C para 2281-2300 en relación con el período 1986-2005. Según la extensión considerada en RCP4,5, en la que el forzamiento radiativo permanece constante (aproximadamente 4,5 W m⁻²) más allá de 2100, el calentamiento global alcanza 2,5 [1,5 a 3,5] °C. Según la extensión considerada en RCP2,6, en la que un nivel sostenido de emisiones negativas conduce a una disminución del forzamiento radiativo, con valores inferiores a los actuales en 2300, el calentamiento global alcanza 0,6 [0,0 a 1,2] °C. Véase también el recuadro RT.7. {12.3.1, 12.4.1, 12.5.1}

La cantidad total de CO₂ antropógeno liberado a la atmósfera desde la época preindustrial (a menudo se utiliza el término emisiones de carbono acumuladas, aunque se aplique exclusivamente a las emisiones de CO₂) es un buen indicador de la concentración de CO₂ atmosférico y, por ende, de la respuesta de calentamiento global. La relación entre el cambio en la temperatura media global en superficie y las emisiones antropógenas de CO₂ acumuladas es relativamente constante a lo largo del tiempo e independiente del escenario. Esta relación casi lineal entre las emisiones de CO₂ y el cambio en la temperatura global permite definir un nuevo parámetro, a saber, la respuesta climática transitoria a la emisión acumulada de carbono, definido como el cambio en la temperatura media global en superficie transitoria para una cantidad dada de emisiones antropógenas de CO₂ acumuladas, normalmente 1 000 PgC (ETE.8, figura 1). La respuesta climática transitoria a las emisiones depende del modelo, ya que es función de la fracción del CO₂ acumulado contenida en la atmósfera y de la respuesta climática transitoria, cantidades ambas que varían significativamente con los modelos. Teniendo en cuenta

(continúa en la página siguiente)

ETE.8 (continuación)

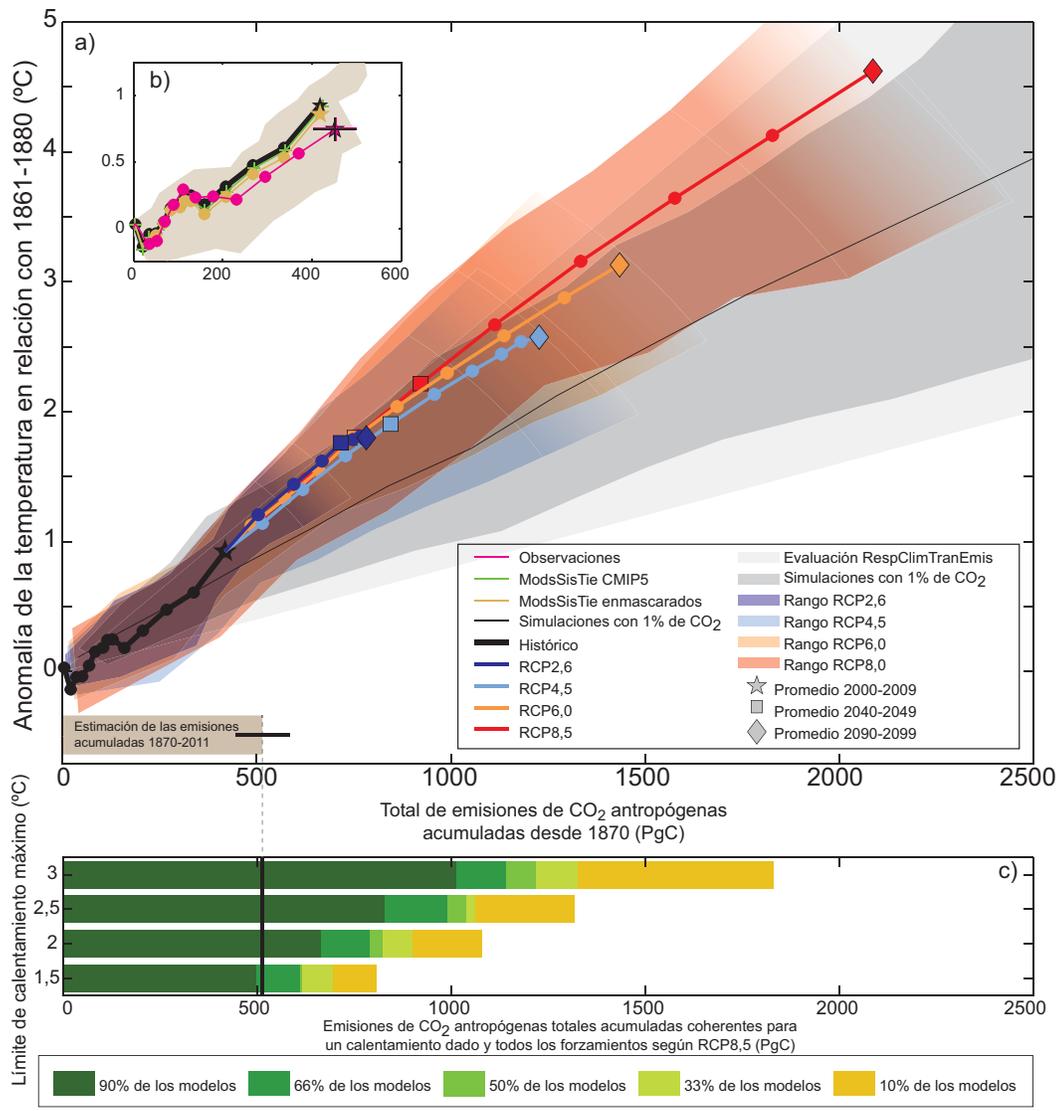
la información disponible a partir de diversas líneas de evidencia (observaciones, modelos y comprensión de los procesos), en los estudios se ha establecido claramente la relación casi lineal entre las emisiones de CO₂ acumuladas y la temperatura media global máxima, y la solidez del dato de unas emisiones de CO₂ totales acumuladas de hasta aproximadamente 2 000 PgC. Ello es coherente con la relación que se infiere de las emisiones de CO₂ acumuladas del pasado y el calentamiento observado, se apoya en el conocimiento de los procesos del ciclo del carbono y el balance energético global, y constituye un resultado sólido de la jerarquía de los modelos. La opinión de los expertos basada en las evidencias disponibles sugiere que es *probable* que la respuesta climática transitoria a las emisiones esté entre 0,8 °C y 2,5 °C por 1 000 PgC, para emisiones acumuladas de menos de aproximadamente 2 000 PgC hasta el momento en que la temperatura alcance su máximo (ETE.8, figura 1a). {6.4.3, 12.5.4; recuadro 12.2}

Las proyecciones indican que el calentamiento inducido por el CO₂ permanecerá aproximadamente constante durante muchos siglos tras un cese completo de las emisiones. Por tanto, una gran parte del cambio climático es irreversible a escala humana, salvo que las emisiones de CO₂ antropógenas fueran muy negativas durante un período de tiempo sostenido. De acuerdo con la evaluación de la respuesta climática transitoria a la emisión acumulada de carbono (suponiendo una distribución normal con un valor de ± 1 desviación típica en un rango de entre 0,8 y 2,5 °C por 1 000 PgC), y limitando el calentamiento causado exclusivamente por las emisiones de CO₂ antropógenas (es decir, ignorando otros forzamientos radiativos) a menos de 2 °C desde el período 1861-1880, las emisiones de CO₂ totales de todas las fuentes antropógenas deberían ser inferiores a un presupuesto acumulado de aproximadamente 1 570 PgC, 1 210 PgC y 1 000 PgC desde 1870 con una probabilidad >33%, >50% y >66%, respectivamente. Entre 1870 y 2011 las cantidades emitidas fueron de aproximadamente 515 [445 a 585] PgC (ETE.8, figura 1a,b). Por tanto, mayores emisiones en decenios pasados implican menores emisiones, e incluso negativas, posteriormente. La contabilización de la contribución al calentamiento máximo de otros forzamientos distintos al CO₂ implica menores emisiones de CO₂ acumuladas. Los constituyentes de los forzamientos por causas distintas al CO₂ son importantes y exigen realizar supuestos sobre cómo se relacionan las emisiones de CO₂ con los cambios en otros forzamientos, o bien realizar presupuestos separados de las emisiones y la modelización del clima para gases de larga y de corta duración. Hasta la fecha no se han realizado muchos estudios que hayan considerado forzamientos distintos al CO₂. Los que los han considerado han identificado efectos significativos, en particular un calentamiento de varias décimas de grado para reducciones abruptas en las emisiones de especies de corta duración, como los aerosoles. La contabilización de la liberación no anticipada de gases de efecto invernadero generados por el permafrost o los hidratos de metano, no incluidos en los estudios evaluados en el presente documento, también reduciría las emisiones de CO₂ antropógenas compatibles con un nivel de temperatura dado. Si se exigiera una mayor probabilidad de que las temperaturas se mantuvieran por debajo de un objetivo de temperatura concreto habría que reducir también las emisiones compatibles con dicho objetivo (ETE.8, figura 1c). Cuando se tienen en cuenta los forzamientos distintos al CO₂, como en los escenarios RCP, las emisiones de carbono compatibles desde 1870 se reducen a aproximadamente 900 PgC, 820 PgC y 790 PgC para limitar el calentamiento a menos de 2 °C a partir del período 1861-1880 con una probabilidad >33%, >50% y >66%, respectivamente. Estas estimaciones se han obtenido mediante el cálculo de la fracción de los modelos del sistema Tierra y los modelos del sistema Tierra de complejidad intermedia de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) que permanecen por debajo de 2 °C para determinadas emisiones acumuladas de acuerdo con el escenario RCP8,5, tal como se muestra en ETE.8, figura 1c. El forzamiento distinto al del CO₂ de RCP8,5 es superior al de RCP2,6. Dado que las declaraciones de probabilidad expresadas en el lenguaje calibrado del IPCC son intervalos abiertos, las estimaciones ofrecidas son opciones conservadoras y coherentes, válidas para forzamientos distintos del CO₂ en todos los escenarios RCP. No existe ningún escenario RCP que limite el calentamiento a 2 °C con probabilidades >33% ó >50% y que pueda utilizarse para inferir directamente emisiones acumuladas compatibles. Para una probabilidad >66% puede utilizarse el escenario RCP2,6 a efectos comparativos. La combinación del promedio de las emisiones de carbono de combustibles fósiles calculadas retroactivamente mediante RCP2,6 entre 2012 y 2100 (270 PgC), con una estimación histórica de 515 PgC, da un total de 785 PgC, es decir, 790 PgC redondeando a tramos de 10 PgC. Dado que la estimación de 785 PgC excluye una evaluación explícita de las emisiones debidas al cambio de uso del suelo, el valor de 790 PgC también es una estimación conservadora conforme con la evaluación general de la probabilidad. Los rangos de emisiones para los tres valores de probabilidad mencionados basados en los escenarios RCP son bastante estrechos, ya que se basan en un único escenario y en las muestras limitadas de los modelos disponibles (ETE.1, figura 1c). A diferencia de la respuesta climática transitoria a la emisión acumulada de carbono, esos rangos no incluyen limitaciones observacionales ni tienen en cuenta fuentes de incertidumbre no muestreadas por los modelos. El concepto de un presupuesto de CO₂ acumulado fijo no solo es aplicable a 2 °C, sino a cualquier nivel de temperatura hasta ahora explorado con modelos (hasta aproximadamente 5 °C, véanse las figuras 12.44 a 12.46). Unos objetivos de temperatura más elevados permitirían presupuestos acumulados superiores y unos objetivos de temperatura más bajos exigirían presupuestos acumulados menores (ETE.8, figura 1). {6.3.1, 12.5.2, 12.5.4}

El sistema climático tiene múltiples escalas temporales, desde anual a multimilenaria, asociadas a los distintos reservorios térmicos y de carbono. Estas largas escalas temporales incluyen el calentamiento asegurado que "ya está en curso". La estabilización de los forzamientos no conduciría a una estabilización instantánea del calentamiento. Según los escenarios RCP y sus extensiones hasta el año 2300, la fracción del calentamiento realizado, en el momento en que se estabilizara el forzamiento radiativo, sería de aproximadamente del 75% al 85% del calentamiento en equilibrio. Para un aumento de CO₂ del 1% al año hasta 2 x CO₂ ó 4 x CO₂ y un forzamiento constante posterior, la fracción del calentamiento realizado sería mucho menor, de aproximadamente entre el 40% y el 70% en el momento desde el que el forzamiento radiativo se mantuviera constante. Debido a la larga duración de las escalas temporales asociadas al océano profundo, el equilibrio completo solo se alcanzaría después de cientos o miles de años. {12.5.4}

(continúa en la página siguiente)

ETE.8 (cont.)



ETE.8, figura 1 | Aumento de la temperatura media global desde 1861-1880 como función del total de las emisiones globales acumuladas de CO₂ a partir de diversas líneas de evidencia. a) Los resultados medios decenales se muestran para todos los modelos del sistema Tierra (ModSisTie) de complejidad intermedia y los modelos del sistema Tierra de la CMIP5 para cada RCP respectivamente, mediante líneas coloreadas (media multimodelos), marcadores decenales (puntos) y tres décadas señaladas con una estrella, un cuadrado y un diamante respectivamente (2000-2009, 2040-2049 y 2090-2099). El período histórico hasta la década 2000-2009, que se indica con una línea gruesa negra y símbolos negros, se ha tomado de las ejecuciones de la CMIP5 con datos históricos ampliadas mediante RCP8,5 para el período 2006-2010. Los rangos de los valores coloreados muestran la dispersión de los modelos (rango de 90%) para los modelos del sistema Tierra y los modelos del sistema Tierra de complejidad intermedia de la CMIP5 y no representan una evaluación formal de la incertidumbre. Los rangos se calculan en función de la disponibilidad de datos de todos los modelos y hasta que se alcanza la temperatura máxima. A partir de ese punto y con fines ilustrativos, se atenúan los colores de los rangos. Las simulaciones de la CMIP5 con un aumento de CO₂ del 1% anual se muestran mediante la zona de color gris oscuro (para un rango similar al de las RCP arriba indicadas) y una línea negra fina (media multimodelos). La zona cónica de color gris claro representa la evaluación realizada de este informe de la respuesta climática transitoria a las emisiones (RespClimTranEmis) de CO₂ exclusivamente. Las emisiones de CO₂ históricas acumuladas estimadas desde 1870 a 2011 con sus incertidumbres asociadas se muestran mediante una barra gris en el fondo de a). b) Comparación de los resultados del modelo histórico con las observaciones. La línea de color magenta y los rangos de incertidumbre se basan en las emisiones observadas por el Centro de análisis de la información sobre el dióxido de carbono ampliadas hasta 2010 con valores del proyecto Carbono Global y en las estimaciones de las temperaturas observadas en el conjunto 4 de datos reticulares de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4). Las incertidumbres del último decenio de observaciones están basadas en la evaluación que figura en este informe. La línea gruesa negra es idéntica a la incluida en a). La línea delgada verde con cruces es similar a la línea negra pero solo para los modelos del sistema Tierra. La línea amarilla-marrón y el rango correspondiente muestran los resultados de los modelos del sistema Tierra hasta 2010 corregidos para la cobertura geográfica incompleta de HadCRUT4 a lo largo del tiempo. Todos los valores son relativos al período base 1861-1880. Todas las series temporales se obtienen de promedios decenales para ilustrar las tendencias a largo plazo. Nótese que las observaciones no están sujetas a la variabilidad climática interna, lo que añade una incertidumbre de aproximadamente 0,1 °C. c) Emisiones de CO₂ acumuladas durante toda la era industrial, conformes con cuatro límites máximos ilustrativos de la temperatura global (1,5 °C, 2 °C, 2,5 °C y 3 °C, respectivamente), teniendo en cuenta el calentamiento producido por todos los factores de forzamiento. Las barras horizontales indican presupuestos coherentes de las emisiones acumuladas como función de la fracción de los modelos (modelos del sistema Tierra y modelos del sistema Tierra de complejidad intermedia de la CMIP5) que, como mínimo, mantienen el calentamiento por debajo de una temperatura límite dada. Obsérvese que la fracción de los modelos no puede interpretarse como una probabilidad. Los presupuestos se obtienen a partir de ejecuciones de RCP8,5, con un elevado forzamiento relativo distinto al del CO₂ durante el siglo XXI. Si se redujeran las emisiones distintas al CO₂, las emisiones de CO₂ compatibles con un límite dado de temperatura podrían ser ligeramente superiores, pero solo de forma muy limitada, tal como muestran el resto de líneas coloreadas de a), que parten del supuesto de un forzamiento distinto al CO₂ sensiblemente inferior. El material complementario del Resumen técnico incluye información adicional sobre la figura RRP.10 conexas. [figura 12.45]

ETE.8 (continuación)

El calentamiento asegurado debido a emisiones pasadas es un calentamiento persistente que continua durante cientos de años a un régimen aproximadamente igual al existente cuando han cesado las emisiones. La persistencia de este calentamiento inducido por el CO₂ después del cese de las emisiones es consecuencia de una compensación entre el calentamiento asegurado retrasado antes descrito y la lenta reducción del CO₂ atmosférico debido a la incorporación del carbono al océano y las zonas terrestres. La persistencia del calentamiento también es consecuencia de la dependencia no lineal del forzamiento radiativo del CO₂ atmosférico, es decir, la disminución relativa del forzamiento es menor que la disminución relativa de la concentración de CO₂. Para sensibilidades climáticas elevadas y, en particular, si se eliminan las emisiones de aerosoles de sulfatos al mismo tiempo que las emisiones de los gases de efecto invernadero, este aseguramiento debido a emisiones pasadas puede ser muy positivo y es la combinación de una respuesta rápida a emisiones reducidas de aerosoles y una respuesta lenta a la reducción del CO₂. {12.5.4}

La estabilización de la temperatura global no implica la estabilización de todos los aspectos del sistema climático. Los procesos relacionados con los cambios en la vegetación, los cambios en los mantos de hielo, el calentamiento del océano profundo y la elevación conexa del nivel del mar, así como las potenciales retroalimentaciones que vinculan, por ejemplo, el océano y los mantos de hielo, tienen sus propias escalas temporales a largo plazo. Es *muy probable* que la acidificación del océano continúe mientras los océanos sigan incorporando CO₂ atmosférico. También se pondrán de manifiesto cambios asegurados del ciclo del carbono en ecosistemas terrestres más allá del siglo XXI. Es *prácticamente seguro* que la elevación del nivel medio global del mar continúe después de 2100 debido a la expansión térmica, y que continúe produciéndose durante siglos o milenios. La elevación del nivel medio global del mar depende de la trayectoria de las emisiones de CO₂, no solo del total acumulado; para un mismo total acumulado, una pronta reducción de las emisiones mitigaría en mayor medida la elevación del nivel del mar. {6.4.4, 12.5.4, 13.5.4}

RT

RT.5.8 Cambio en los fenómenos climáticos y cambio climático regional

En esta sección se evalúan los cambios proyectados a lo largo del siglo XXI en fenómenos climáticos a gran escala que afectan al clima regional (cuadro RT.2). Algunos de dichos fenómenos se definen en el ámbito de la climatología (por ejemplo, los monzones) y otros corresponden a aspectos de la variabilidad interanual (por ejemplo, El Niño), teniendo en cuenta que estos últimos influyen en fenómenos climáticos extremos como inundaciones, sequías y olas de calor. También se resumen los cambios en las estadísticas de los fenómenos meteorológicos como los ciclones tropicales y las tormentas extratropicales. {14.8}

RT.5.8.1 Sistemas monzónicos

Es *probable* que las mediciones globales relativas a los monzones en cuanto a zonas afectadas y precipitaciones estivales aumenten a lo largo del siglo XXI, coincidiendo con la debilitación de la circulación de los monzones. También es *probable* que las fechas de comienzo de los monzones se adelanten o no cambien mucho, mientras que es *probable* que las fechas de retirada de los monzones se retrasen, lo que conllevaría una prolongación de la estación monzónica en muchas regiones (figura RT.24). El aumento de la precipitación media estacional es notable en el caso del monzón de verano de Asia suroriental y meridional, aunque el cambio en otras regiones monzónicas está sujeto a mayores incertidumbres. {14.2.1}

Existe un *nivel de confianza medio* en que la variabilidad de la precipitación interanual conexa a los monzones aumentará en el futuro. Es *muy probable* que en América del Sur, África, Asia oriental, Asia suroriental y Australia aumenten los valores extremos relacionados con los monzones. {14.2.1, 14.8.5, 14.8.7, 14.8.9, 14.8.11-14.8.13}

Existe un *nivel de confianza medio* en que la precipitación global asociada a los monzones en Asia y Australia aumentará pero con una asimetría norte-sur: las proyecciones indican un aumento de la precipitación asociada al monzón en la India y pequeños cambios en la asociada al monzón de verano en Australia. Existe

un *nivel de confianza medio* en que se debilitará la circulación del monzón de verano en la India, pero ello se verá compensado por un aumento del contenido de humedad atmosférica, lo que producirá más precipitaciones. En relación con el monzón de verano de Asia oriental, se proyecta un aumento de la circulación del monzón y de las precipitaciones. {14.2.2, 14.8.9, 14.8.11, 14.8.13}

Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones de cambios en la precipitación monzónica de América del Norte y América del Sur, un *nivel de confianza medio* en que el ciclo anual del monzón de América del Norte empiece más tarde y se retrase en el ciclo anual, y un *nivel de confianza alto* en la expansión de la zona afectada por el monzón de América del Sur. {14.2.3, 14.8.3-14.8.5}

Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones que señalan un pequeño retraso de la estación de lluvias de África occidental, con una intensificación de las lluvias al final de la estación. Las capacidades limitadas de las simulaciones de los modelos para la región hacen que el *nivel de confianza* en las proyecciones sea *bajo*. {14.2.4, 14.8.7}

RT.5.8.2 Fenómenos tropicales

Los cambios en las precipitaciones varían geográficamente, aumentando en algunas regiones y disminuyendo en otras. Es *probable* que la distribución espacial de los cambios en la precipitación tropical se vea afectada por la climatología actual y por el patrón de calentamiento oceánico. El primer efecto es un aumento de la precipitación cerca de las regiones actualmente lluviosas y el segundo es su aumento donde el calentamiento del océano supera la media tropical. Existe un *nivel de confianza medio* en que las proyecciones de precipitación tropical son más fiables para los cambios medios estacionales que para los anuales. {7.6.2, 12.4.5, 14.3.1}

Existe un *nivel de confianza medio* en el futuro aumento de la precipitación media estacional en el flanco ecuatorial de la zona de convergencia intertropical y en una disminución de la precipitación en las zonas subtropicales, incluidas partes de América del Norte y Central, el Caribe, América del Sur, África y Asia occidental. Existe un *nivel de confianza medio* en que aumentará la ocurrencia

Cuadro RT.2 | Visión general de los cambios regionales proyectados y su relación con fenómenos climáticos importantes. Un fenómeno se considera pertinente cuando existe un nivel de confianza suficiente en que influye en una región dada, y en que el fenómeno cambiará, en particular en el escenario RCP4,5 o en otro superior. En la sección 14.8 y en los cuadros 14.2 y 14.3 puede encontrarse una evaluación completa del nivel de confianza en dichos cambios y su pertinencia para el clima regional. {14.8; cuadros 14.2, 14.3}

Regiones	Principales cambios proyectados en relación con los fenómenos climáticos
Ártico {14.8.2}	Cambios en la temperatura y la precipitación invernales como consecuencia del pequeño aumento proyectado de la Oscilación del Atlántico Norte (OAN); aumento del calentamiento y del deshielo marino; aumento significativo en la precipitación a mediados de siglo, principalmente debido al aumento de la precipitación de los ciclones extratropicales.
América del Norte {14.8.3}	Las precipitaciones monzónicas retrasarán su ciclo anual; el aumento de las precipitaciones de los ciclones extratropicales provocará un gran aumento de las precipitaciones invernales en el tercio norte del continente; aumento de las precipitaciones extremas de los ciclones tropicales que lleguen a las costas occidentales de Estados Unidos y México, el Golfo de México y la costa este de Estados Unidos y Canadá.
América Central y el Caribe {14.8.4}	Reducción proyectada de la precipitación media y aumento de la precipitación extrema; una mayor precipitación extrema debida a ciclones tropicales con entrada en tierra por las costas del este y del oeste.
América del Sur {14.8.5}	El desplazamiento hacia el sur de la zona de convergencia del Atlántico Sur hace que aumente la precipitación en el sureste; la tendencia positiva del Modo Anular del Sur desplaza la trayectoria de las tormentas tropicales hacia el sur, disminuyendo la precipitación en el centro de Chile e incrementándola en el extremo sur de América del Sur.
Europa y Mediterráneo {14.8.6}	Aumento de las precipitaciones extremas relacionadas con tormentas y disminución de la frecuencia de las precipitaciones relacionadas con tormentas en el Mediterráneo oriental.
África {14.8.7}	Mayor intensidad de la precipitación monzónica de verano en África occidental debido al patrón de calentamiento del océano Índico; aumento de las precipitaciones extremas debidas a la llegada a tierra de ciclones en la costa este (incluida Madagascar).
Asia central y septentrional {14.8.8}	Mayor intensidad de la precipitación en verano; mayor calentamiento invernal en el norte de Asia
Asia oriental {14.8.9}	Mayor intensidad de la precipitación monzónica de verano; aumento de las precipitaciones extremas debidas a la llegada a tierra de tifones; reducción de la supresión de los ciclones extratropicales en mitad del invierno.
Asia occidental {14.8.10}	Aumento de las precipitaciones extremas por la llegada a tierra de tifones en la península Arábiga; disminución de las precipitaciones en el noroeste de Asia debido al desplazamiento hacia el norte de las trayectorias de las tormentas extratropicales.
Asia meridional {14.8.11}	Mayor intensidad de la precipitación monzónica de verano; aumento de las precipitaciones extremas por la llegada a tierra de ciclones en las costas del golfo de Bengala y el mar Arábigo.
Asia suroriental {14.8.12}	Disminución de la precipitación en Indonesia de julio a octubre debido al patrón de calentamiento del océano Índico; aumento de las precipitaciones extremas por la llegada a tierra de ciclones en las costas del mar del Sur de China, el golfo de Tailandia y el mar de Andamán.
Australia y Nueva Zelandia {14.8.13}	Posible aumento de la precipitación monzónica de verano en el norte de Australia; posible reducción de la precipitación en el noreste de Australia debido a episodios zonales más frecuentes de la zona de convergencia del Pacífico Sur; aumento del calentamiento y reducción de la precipitación en Nueva Zelandia y sur de Australia debido a la tendencia positiva proyectada del Modo Anular del Sur; aumento de las precipitaciones extremas asociadas a tormentas tropicales y extratropicales.
Islas del Pacífico {14.8.14}	Los cambios de la zona de convergencia tropical influyen en la precipitación y sus episodios extremos; precipitaciones extremas adicionales asociadas a ciclones tropicales.
Antártida {14.8.15}	Aumento del calentamiento en la península Antártica y en la Antártida occidental relacionado con la tendencia positiva del Modo Anular del Sur; aumento de la precipitación en zonas costeras debido al desplazamiento hacia el polo de la trayectoria de las tormentas.

interanual de fenómenos orientados zonalmente en la zona de convergencia del Pacífico Sur, produciendo posiblemente sequías más frecuentes en el suroeste del Pacífico. Existe un *nivel de confianza medio* en que la zona de convergencia del Atlántico Sur se traslade hacia el sur, produciéndose un aumento de la precipitación en el sureste de América del Sur y una disminución inmediatamente al norte de la zona de convergencia. {14.3.1, 14.8.3-14.8.5, 14.8.7, 14.8.11, 14.8.14}

Es *probable* que el océano Índico tropical genere un patrón zonal con un calentamiento reducido, una disminución de la precipitación en el este (incluida Indonesia), un calentamiento intensificado y un aumento de la precipitación en el oeste (incluida África oriental). Es *muy probable* que el modo dipolar de la variabilidad interanual del océano Índico permanezca activo y afecte a extremos climáticos en África oriental, Indonesia y Australia. {14.3.3, 14.8.7, 14.8.12}

Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones para las zonas tropicales del Atlántico, tanto para el modo medio como interanual, debido a los importantes errores en las simulaciones de los modelos para la región. Las proyecciones futuras sobre los huracanes atlánticos y las precipitaciones en las zonas tropicales de América del Sur y del África occidental generan, por tanto, un *nivel de confianza bajo*. {14.3.4, 14.6.1, 14.8.5, 14.8.7}

Actualmente no es posible hacer una evaluación de cómo cambiará la oscilación Madden-Julian debido a la escasa capacidad de las simulaciones de los modelos para este fenómeno interestacional y la sensibilidad a los patrones de calentamiento oceánico. Las proyecciones futuras de los extremos climáticos en el oeste y sureste de Asia y en Australia tienen, por tanto, un *nivel de confianza bajo*. {9.5.2, 14.3.4, 14.8.10, 14.8.12, 14.8.13}

RT.5.8.3 El Niño-Oscilación del Sur

Existe un *nivel de confianza alto* en que El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) seguirá siendo el modo dominante de la variabilidad climática natural en el siglo XXI, con influencias globales, y en que es *probable* que se intensifique la variabilidad de las precipitaciones regionales que induce. Las variaciones naturales de la amplitud y el patrón espacial de ENOS son tan grandes que el *nivel de confianza* en cualquier cambio proyectado para el siglo XXI sigue siendo *bajo*. El cambio proyectado en la amplitud de El Niño es pequeña para los escenarios RCP4,5 y RCP8,5 en comparación con la dispersión del cambio entre los modelos (figura RT.25). Es *probable* que en el futuro las anomalías en los patrones de temperatura y precipitaciones relacionadas con el Niño y La Niña (teleconexiones) se desplacen hacia el este (*nivel de confianza medio*), mientras que existe un *nivel de confianza bajo* en que se produzcan cambios en los impactos climáticos en otras regiones, entre ellas, América Central y América del Sur, el Caribe, África, la mayor parte de Asia, Australia y la mayoría de las islas del Pacífico. En un clima más cálido, el aumento de la humedad atmosférica intensifica la variabilidad temporal de la precipitación aunque la variabilidad de la circulación atmosférica no cambie. Esto se aplica

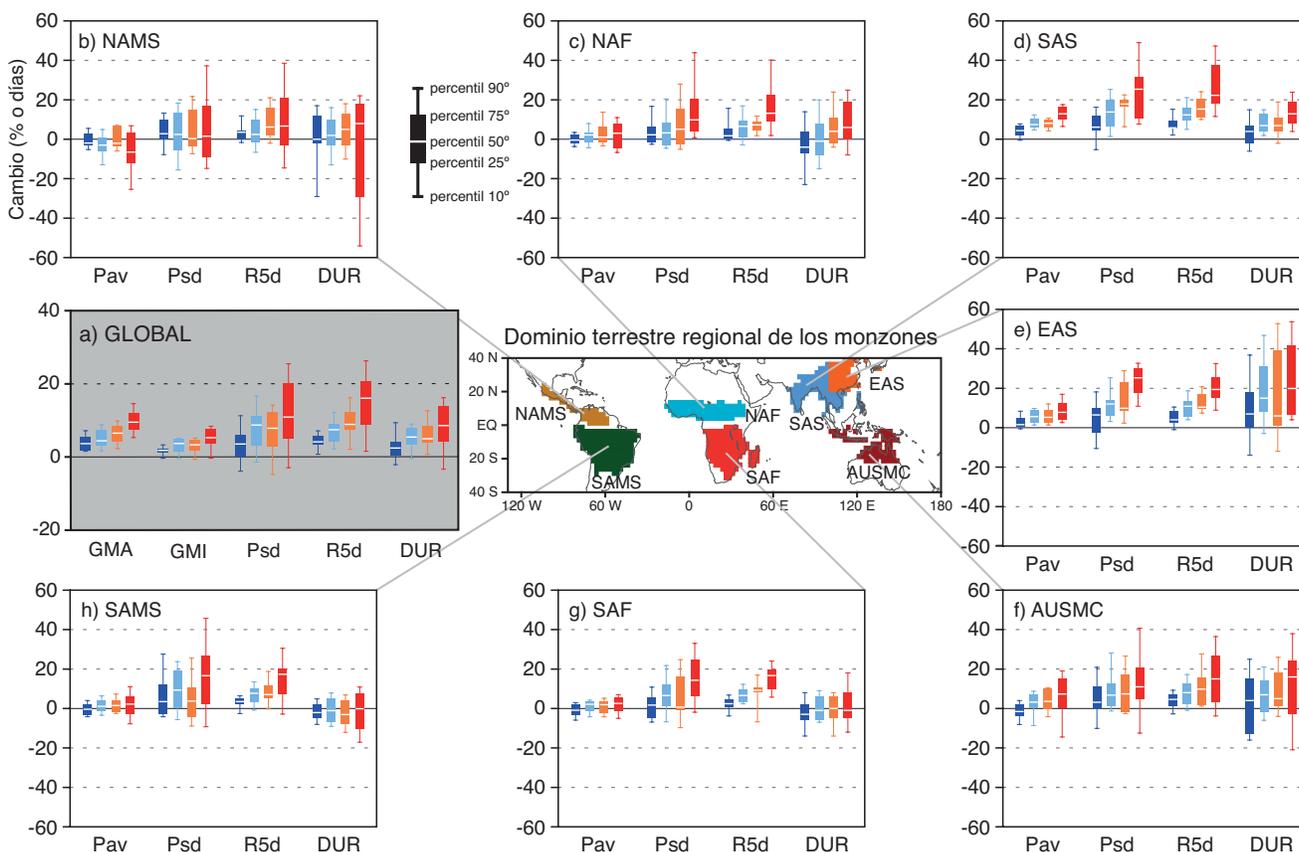


Figura RT.24 | Cambios futuros en las estadísticas monzónicas entre la actualidad (1986-2005) y el futuro (2080-2099) sobre la base del ensamble de la CMIP5 de las simulaciones RCP2,6 (azul oscuro, 18 modelos), RCP4,5 (azul, 24 modelos), RCP6,0 (amarillo, 14 modelos) y RCP8,5 (rojo, 26 modelos). a) GLOBAL: zona monzónica global (GMA), intensidad monzónica global (GMI), desviación típica de la variabilidad interanual de la precipitación estacional (Psd), cinco días de precipitación máxima total estacional (R5d) y duración de la estación monzónica (DUR). Dominios de los monzones terrestres regionales determinados por la precipitación media de 24 modelos en la actualidad. b)-h) Cambios futuros en las estadísticas de los monzones terrestres regionales: precipitación media estacional (Pav), Psd, R5d y DUR en b) América del Norte (NAMS), c) norte de África (NAF), d) sur de Asia (SAS), e) Asia oriental (EAS), f) continente Australiano y mares circundantes (AUSMC), g) sur de África (SAF) y h) América del Sur (SAMS). Las unidades son porcentajes (%) salvo para la duración de la estación monzónica (días). Los diagramas de cajas y bigotes muestran los percentiles 10°, 25°, 50°, 75° y 90°. Todos los índices se calculan para la estación de verano (de mayo a septiembre en el hemisferio norte, y de noviembre a marzo en el hemisferio sur) para cada uno de los dominios monzónicos de los modelos. {figuras 14.3, 14.4, 14.6, 14.7}

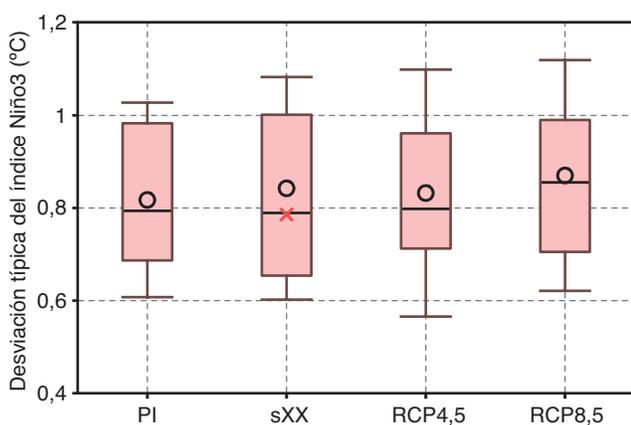


Figura RT.25 | Desviación típica de los ensambles multimodelos de la CMIP5 de la variabilidad de la temperatura superficial del mar en el océano Pacífico ecuatorial oriental (región Niño3: 5°S a 5°N, 150°W a 90°W), medición de la amplitud de El Niño para simulaciones de control de la época preindustrial (PI) y simulaciones del siglo XX (sXX), y proyecciones para el siglo XXI aplicando RCP4,5 y RCP8,5. Los círculos indican medias de los ensambles multimodelos, y la cruz roja es la desviación típica observada durante el siglo XX. Los diagramas de cajas y bigotes muestran los percentiles 16°, 25°, 50°, 75° y 84°. {figura 14.14}

a la variabilidad de la precipitación inducida por el fenómeno ENOS, pero la posibilidad de que se produzcan cambios en las teleconexiones de ENOS hace más compleja esta conclusión general, haciendo que sea un tanto dependiente de la región. {12.4.5, 14.4, 14.8.3-14.8.5, 14.8.7, 14.8.9, 14.8.11-14.8.14}

RT.5.8.4 Ciclones

Las proyecciones para el siglo XXI indican que es *probable* que la frecuencia global de los ciclones tropicales disminuya o se mantenga prácticamente sin cambios, de conformidad con un *probable* aumento de los valores medios de la velocidad máxima del viento y de la intensidad de las precipitaciones de los ciclones tropicales (figura RT.26). Es *probable* que la influencia de un futuro cambio climático en los ciclones tropicales varíe según la región, pero existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones específicas para cada una de ellas. Es *más probable que improbable* que la frecuencia de las tormentas clasificadas como más intensas aumente en algunas cuencas marinas. Las proyecciones señalan precipitaciones más extremas cerca del centro de los ciclones tropicales que toman contacto con tierra firme en América del Norte y Central, en África oriental, en el oeste, este, sur y sureste de Asia, así como en Australia y muchas islas del Pacífico (*nivel de confianza medio*). {14.6.1, 14.8.3, 14.8.4, 14.8.7, 14.8.9-14.8.14}

Es *improbable* que el número global de ciclones extratropicales disminuya más de un porcentaje reducido y es *probable* que los cambios futuros en las tormentas sean pequeños en comparación con la variabilidad interanual natural y las variaciones sustanciales existentes entre los modelos. Es *probable* que en el hemisferio sur se produzca un pequeño desplazamiento hacia el polo de la trayectoria de las tormentas, pero la magnitud de este cambio depende del modelo. Es *improbable* que la respuesta del trayecto de las tormentas en el Atlántico Norte en las proyecciones climáticas sea simplemente un desplazamiento hacia el polo. Existe un *nivel de confianza medio* en que ocurra un desplazamiento hacia el polo de la trayectoria de las tormentas del norte del Pacífico. Existe un *nivel de confianza bajo* en el impacto de los cambios de las trayectorias de las tormentas sobre el clima regional en la superficie. Una mayor precipitación de los ciclones extratropicales provoca un aumento de la precipitación invernal en el Ártico, norte de Europa, América del Norte y en las latitudes medias a altas del hemisferio sur. {11.3.2, 12.4.4, 14.6.2, 14.8.2, 14.8.3, 14.8.5, 14.8.6, 14.8.13, 14.8.15}

condiciones invernales en el Ártico, América del Norte y Eurasia. Es *probable* que la tendencia positiva del Modo Anular del Sur durante el verano/otoño austral se debilite considerablemente conforme el ozono estratosférico se recupere hasta mediados del siglo XXI, con algunas implicaciones, aunque no muy bien documentadas, para América del Sur, África, Australia, Nueva Zelanda y la Antártida. {11.3.2, 14.5.2, 14.8.5, 14.8.7, 14.8.13, 14.8.15}

RT.5.8.6 Fenómenos adicionales

Es *improbable* que la Oscilación multidecenal atlántica (OMA) modifique su comportamiento conforme cambie el clima medio. Sin embargo, es *probable* que las fluctuaciones naturales de la OMA durante los próximos decenios influyan en los climas regionales al menos de forma tan intensa como los cambios inducidos por la actividad humana, con implicaciones en la frecuencia de los grandes huracanes atlánticos, en el monzón de África occidental y en las condiciones del verano en América del Norte y Europa. {14.2.4, 14.5.1, 14.6.1, 14.7.6, 14.8.2, 14.8.3, 14.8.6, 14.8.8}

RT

RT.5.8.5 Modos anular y dipolar de variabilidad

En el futuro es *muy probable* que la Oscilación del Atlántico Norte (OAN) del invierno boreal sufra grandes variaciones naturales como las observadas en el pasado. Es *probable* que la OAN sea ligeramente más positiva (en promedio), con algunas implicaciones, aunque no muy bien documentadas, sobre las

Existe un *nivel de confianza medio* en que la frecuencia del bloqueo en el hemisferio norte y en el hemisferio sur no aumentará, aunque las tendencias en la intensidad y persistencia del bloqueo siguen siendo inciertas. {recuadro 14.2}

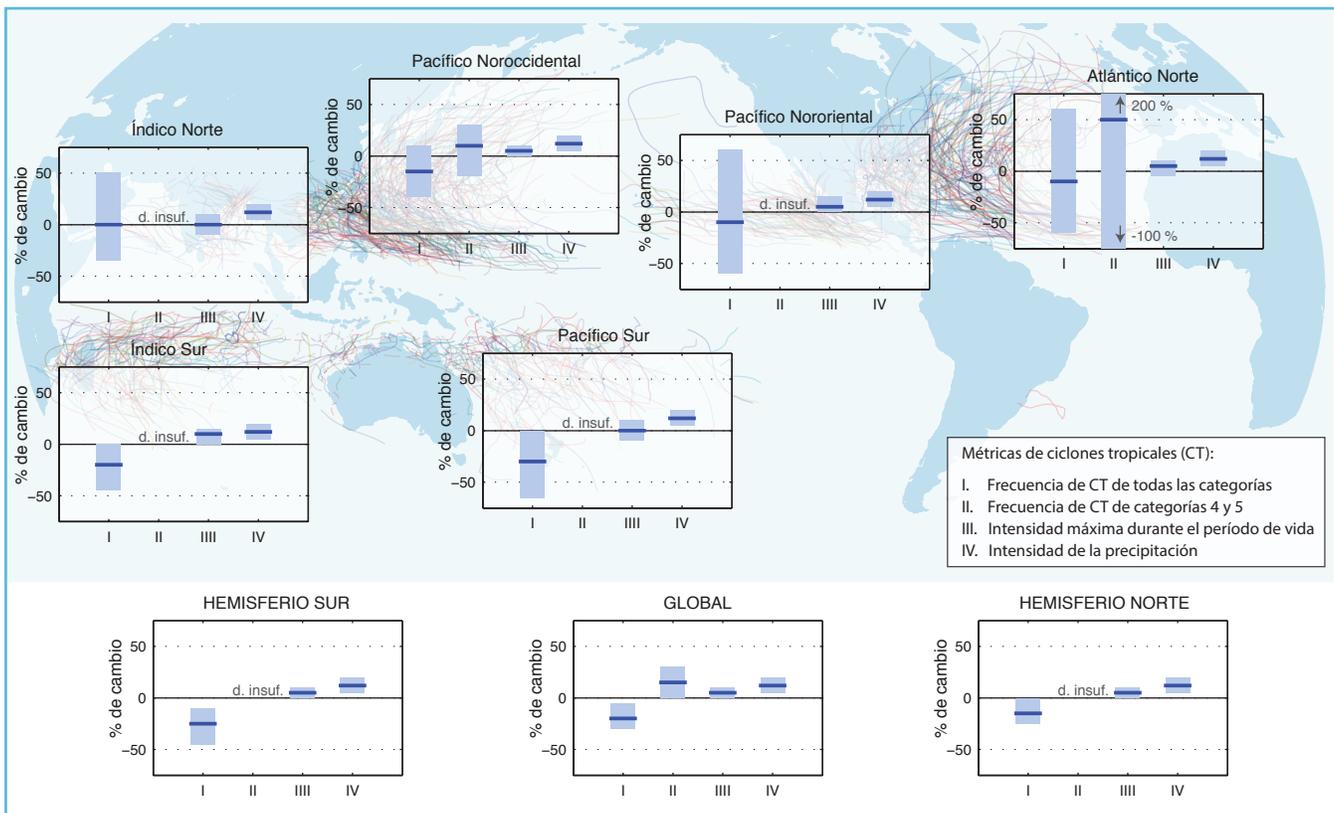


Figura RT.26 | Cambios proyectados en las estadísticas de los ciclones tropicales. Todos los valores representan los cambios porcentuales medios esperados durante el período 2081-2100, en relación con 2000-2019, según un escenario similar al A1B, basado en un juicio experto tras la normalización subjetiva de las proyecciones de los modelos. Se han considerado cuatro métricas: el porcentaje de cambio en I) la frecuencia anual total de las tormentas tropicales, II) la frecuencia anual de las tormentas de categorías 4 y 5, III) el valor medio de la intensidad máxima durante el período de vida (la máxima intensidad alcanzada durante la vida de una tormenta), y IV) la tasa de precipitación en 200 km alrededor del centro de una tormenta en el momento de su intensidad máxima. Para cada métrica dibujada, la línea continua azul es la mejor estimación del cambio porcentual previsto y la barra coloreada proporciona el intervalo de confianza del 67% (*probable*) para este valor (obsérvese que este intervalo oscila entre el -100% y el +200% para la frecuencia anual de las tormentas de categoría 4 y 5 en el Atlántico Norte). Una métrica no se representa gráficamente (se deja en blanco) cuando los datos disponibles son insuficientes (d. insuf.) para completar una evaluación. En un segundo plano se ha dibujado (y coloreado) un conjunto de trayectorias de tormentas tropicales seleccionadas aleatoriamente para identificar las regiones de actividad de los ciclones tropicales. Para más información, véase la sección 14.6.1. {14.6.1}

Elementos temáticos especiales

ETE.9 | Extremos climáticos

La evaluación de los cambios que afectan a los extremos climáticos supone un desafío singular, no solo por la naturaleza intrínseca extraña de dichos eventos, sino porque invariablemente tienen lugar conjuntamente con condiciones disruptivas. Los extremos climáticos están fuertemente influidos por patrones meteorológicos a pequeña y gran escala, modos de variabilidad, procesos termodinámicos, retroalimentaciones tierra-atmósfera y condiciones precedentes. Desde el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC se han hecho grandes progresos, incluida la evaluación completa de extremos llevada a cabo en el marco del Informe especial sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático (SREX), pero también gracias a la cantidad de evidencias observacionales disponibles, mejores conocimientos disponibles y una mayor capacidad de los modelos para simular extremos. {1.3.3, 2.6, 7.6, 9.5.4}

En el caso de algunos extremos climáticos, como sequías, inundaciones y olas de calor, deben combinarse varios factores para que se produzca un episodio extremo. Los análisis de sucesos extremos poco frecuentes, por ejemplo, con una tasa de ocurrencia de 1 cada 20 años o de 1 cada 100 años utilizando la Teoría del valor extremo, están cada vez más presentes en los trabajos publicados. Otros avances recientes están relacionados con la noción de “fracción de riesgo atribuible” que pretende vincular un suceso extremo concreto con relaciones causales específicas. {1.3.3, 2.6.1, 2.6.2, 10.6.2, 12.4.3; recuadro 2.4}

En ETE.9, cuadro 1, se indican los cambios que se han observado en una gama de extremos meteorológicos y climáticos durante los últimos 50 años, la evaluación de la contribución humana a esos cambios y cómo se prevé que dichos extremos cambien en el futuro. El cuadro también compara la evaluación actual con la del Cuarto Informe de Evaluación y con el Informe SREX cuando procede. {2.6, 3.7, 10.6, 11.3, 12.4, 14.6}

Temperaturas extremas, olas de calor y episodios cálidos

Es *muy probable* que las temperaturas máximas y mínimas extremas hayan ido siendo cada vez más cálidas en la mayor parte de las zonas terrestres desde la mitad del siglo XX. Estos cambios pueden simularse correctamente mediante modelos climáticos actuales, es *muy probable* que el forzamiento antropógeno haya afectado a la frecuencia de dichas temperaturas extremas y es *prácticamente seguro* que se produzcan otros cambios. Ello apoya las conclusiones del Cuarto Informe de Evaluación y del Informe SREX, aunque con un nivel de confianza más alto en el componente de forzamiento antropógeno. {2.6.1, 9.5.4, 10.6.1, 12.4.3}

En zonas terrestres para las que existen datos suficientes, se ha registrado un aumento global del número de días y noches cálidos. También se ha observado una reducción del mismo orden en el número de días y noches fríos. Es *muy probable* que el aumento de días y noches inusualmente cálidos y/o la reducción de días y noches inusualmente fríos, incluidos los días de heladas, hayan tenido lugar durante este período en la mayoría de los continentes. Los episodios cálidos u olas de calor con días o noches consecutivos sumamente cálidos a menudo se han asociado con anomalías de la circulación anticiclónica cuasiestacionaria y también se ven afectados por las condiciones preexistentes del suelo y por la persistencia de anomalías en la humedad del suelo, que pueden amplificar o atenuar las olas de calor, particularmente en regiones con humedad limitada. La mayoría de las zonas terrestres a nivel mundial, con algunas excepciones, han experimentado un mayor número de olas de calor desde mediados del siglo XX. Varios estudios sugieren que el aumento de la temperatura media es responsable de la mayoría de los cambios en la frecuencia de las olas de calor; no obstante, la intensidad/amplitud de las olas de calor es muy sensible a los cambios en la variabilidad de la temperatura y a su distribución, y también desempeña un papel importante la propia definición de ola de calor. Aunque en algunas regiones hubo períodos de mediciones instrumentales con más olas de calor antes de 1950 (por ejemplo, Estados Unidos de América), en otras regiones, como en Europa, el aumento en la frecuencia de olas de calor desde 1950 ha coincidido con largas series de temperaturas históricas. {2.6, 2.6.1, 5.5.1; recuadro 2.4; cuadros 2.12, 2.13; PF 2.2}

Las características observadas en las temperaturas extremas y las olas de calor se simulan adecuadamente mediante los modelos climáticos y su dispersión es similar a la de estimaciones basadas en observaciones en la mayoría de las regiones. La reducción de escala regional ofrece actualmente una información verosímil sobre la escala espacial necesaria para la evaluación de valores extremos, siendo crucial la mejora lograda en la simulación de El Niño-Oscilación del Sur con el paso de la tercera (CMIP3) a la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) y otros fenómenos a gran escala. No obstante, los cambios simulados de la intensidad y frecuencia de sucesos extremos están limitados por la disponibilidad de datos de observaciones y por aspectos de calidad y capacidad de los modelos para simular con fiabilidad ciertas retroalimentaciones y cambios medios de características clave de la circulación, como el bloqueo. {2.6, 2.7, 9.4, 9.5.3, 9.5.4, 9.6, 9.6.1, 10.3, 10.6, 14.4; recuadro 14.2}

Desde el Cuarto Informe de Evaluación ha mejorado el conocimiento de los mecanismos y las retroalimentaciones que generan cambios en los valores extremos. Siguen existiendo evidencias sólidas de la influencia humana en la frecuencia observada de temperaturas extremas y en las olas de calor que ocurren en algunas regiones. Las proyecciones a corto plazo (decenales) sugieren un *probable* aumento en las temperaturas extremas aunque con pocas diferencias entre los distintos escenarios de emisiones (ETE.9, figura 1). Sin embargo, los cambios pueden suceder a una velocidad distinta que el calentamiento medio, y en este sentido, varios estudios muestran que para un percentil alto, las temperaturas de verano proyectadas en Europa aumentarán con mayor rapidez que las temperaturas medias. Es *prácticamente seguro* que se produzcan cambios futuros asociados

(continúa en la página siguiente)

ETE.9, cuadro 1 | Fenómenos meteorológicos y climáticos extremos: Evaluación a escala mundial de los cambios recientes observados, contribución humana a los cambios y futuros cambios proyectados para principios (2016-2035) y finales (2081-2100) del siglo XXI. En negrita se indican los casos en los que el Quinto Informe de Evaluación (en negro) ofrece una evaluación revisada* a escala mundial del Informe especial sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático (SREX, en azul) o del Cuarto Informe de Evaluación (en rojo). En los anteriores informes de evaluación no se incluyeron las proyecciones para principios del siglo XXI. Las proyecciones que figuran en el Quinto Informe de Evaluación se refieren al período de referencia 1986-2005, para las cuales se utilizan los nuevos escenarios de trayectorias de concentración representativas (RCP) (véase el recuadro RRP.1), a menos que se especifique otra cosa. Véase el Glosario para las definiciones de fenómenos meteorológicos extremos y fenómenos climáticos extremos.

Fenómeno y dirección de la tendencia	Evaluación de los cambios ocurridos (normalmente desde 1950, a menos que se indique otra cosa)	Evaluación de la contribución humana a los cambios observados	Probabilidad de cambios futuros	
			Principios del siglo XXI	Finales del siglo XXI
Días y noches fríos más cálidos y/o menos numerosos en la mayoría de las zonas continentales	<i>Muy probable</i> <i>Muy probable</i> <i>Muy probable</i>	{2.6}	<i>Muy probable</i> <i>Probable</i> <i>Probable</i>	{11.3} <i>Prácticamente seguro</i> <i>Prácticamente seguro</i> <i>Prácticamente seguro</i>
Días y noches calurosos más cálidos y/o más frecuentes en la mayoría de las zonas continentales	<i>Muy probable</i> <i>Muy probable</i>	{2.6}	<i>Muy probable</i> <i>Probable</i> <i>Probable (solo noches)</i>	{11.3} <i>Prácticamente seguro</i> <i>Prácticamente seguro</i> <i>Prácticamente seguro</i>
Episodios cálidos/olas de calor. Mayor frecuencia y/o duración en la mayoría de las zonas continentales	Nivel de confianza medio a escala mundial <i>Probable</i> en gran parte de Europa, Asia y Australia (2.6) <i>Nivel de confianza medio</i> en muchas regiones (aunque no todas) <i>Probable</i>	{10.6}	<i>Probable</i> ^a Evaluación no oficial ^b <i>Más probable que improbable</i>	<i>Muy probable</i> <i>Muy probable</i> <i>Muy probable</i>
Episodios de precipitación intensa. Mayor frecuencia, intensidad y/o cantidad de precipitación intensa	Es <i>probable</i> que haya más zonas continentales con aumentos que con disminuciones ^c (2.6) Es <i>probable</i> que haya más zonas continentales con aumentos que con disminuciones <i>Es probable en la mayoría de las zonas continentales</i>	{7.6, 10.6}	<i>Probable</i> en muchas zonas continentales (11.3)	<i>Muy probable</i> en la mayoría de las masas terrestres de latitud media y en las regiones tropicales húmedas (12.4) <i>Probable</i> en muchas zonas <i>Muy probable en la mayoría de las zonas continentales</i>
Mayor intensidad y/o duración de la sequía	Nivel de confianza bajo a escala mundial Cambios <i>probables</i> en algunas regiones ^d (2.6) <i>Nivel de confianza medio</i> en algunas regiones <i>Probable</i> en muchas regiones, desde 1970 ^e	{10.6}	<i>Nivel de confianza bajo</i> ^a (11.3)	<i>Probable</i> (<i>nivel de confianza medio</i>) a escala regional y mundial ^b (12.4) <i>Probable</i> ^e <i>Más probable que improbable</i>
Mayor intensidad de actividad de los ciclones tropicales	Nivel de confianza bajo respecto de cambios (centenarios) a largo plazo <i>Prácticamente seguro</i> en el Atlántico Norte, desde 1970 (2.6) <i>Nivel de confianza bajo</i> <i>Probable</i> en algunas regiones, desde 1970	{10.6}	<i>Nivel de confianza bajo</i> (11.3)	<i>Más probable que improbable</i> en la zona occidental del Pacífico Norte y el Atlántico Norte ^f (14.6) <i>Más probable que improbable</i> en algunas cuencas <i>Probable</i>
Mayor incidencia y/o magnitud de niveles del mar extremadamente altos	<i>Probable</i> (desde 1970) <i>Probable</i> (finales del siglo XX) <i>Probable</i>	{3.7}	<i>Probable</i> ^g <i>Probable</i> ^h <i>Más probable que improbable</i> ^k	<i>Muy probable</i> (13.7) <i>Muy probable</i> ^m <i>Probable</i>

* Resulta difícil realizar comparaciones directas entre los resultados de las evaluaciones de los distintos informes. En lo que respecta a algunas variables climáticas, se han evaluado diferentes aspectos, y la nota de orientación revisada sobre las incertidumbres se ha utilizado para la elaboración del Informe SREX y el Quinto Informe de Evaluación. La disponibilidad de nueva información, mejores conocimientos científicos, análisis continuos de datos y modelos, y diferencias específicas en las metodologías aplicadas en los estudios evaluados contribuyen a la revisión de los resultados de las evaluaciones.

Notas:

a. La atribución se basa en los estudios de caso disponibles. Es *probable* que la influencia humana haya duplicado con creces la probabilidad de ocurrencia de algunas olas de calor observadas en algunas localidades.

b. Las proyecciones de los modelos señalan aumentos a corto plazo en la duración, intensidad y extensión espacial de las olas de calor y los episodios cálidos.

c. En la mayoría de los continentes, la *confianza* en las tendencias no supera el *nivel medio*, excepto en América del Norte y Europa, donde es *probable* que se hayan producido aumentos en la zona central de América del Norte.

d. Es *muy probable* que también se hayan producido aumentos en la zona central de América del Norte.

e. Es *probable* que la frecuencia e intensidad de las sequías haya aumentado en el Mediterráneo y en África occidental, y es *probable* que haya disminuido en la zona central de América del Norte y el noroeste de Australia.

f. En el Cuarto Informe de Evaluación se evaluó la zona afectada por la sequía.

g. En el Informe SREX se asignó un *nivel de confianza medio* a la contribución de la influencia antropogénica en algunos cambios en los patrones de sequía observados durante la segunda mitad del siglo XX, basándose en el impacto atribuido en los cambios de temperaturas. En el Informe se asignó un *nivel de confianza bajo* a la contribución de los cambios en la sequía en regiones particulares.

h. Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones sobre cambios en la humedad del suelo.

i. En el marco del escenario RCP8.5, las proyecciones apuntan a que es *probable* que, para fines de este siglo, disminuya la humedad del suelo y aumente la sequía agrícola (*nivel de confianza medio*) en las regiones actualmente secas, a escala regional y mundial. La desecación del suelo en las regiones del Mediterráneo, el suroeste de Estados Unidos y África meridional es congruente con los cambios proyectados en la circulación de Hadley y el aumento de temperaturas en superficie por lo que existe un *nivel de confianza alto* en las proyecciones en el marco del escenario RCP8.5 de *probable* desecación en superficie de estas regiones para el final de este siglo.

j. Existe un *nivel de confianza medio* en cuanto a que, desde 1970, una reducción en el forzamiento por aerosoles en el Atlántico Norte ha contribuido, al menos en parte, al aumento observado en la actividad de los ciclones tropicales en esta región.

k. Con base en los análisis de expertos y en la evaluación de las proyecciones que utilizan un escenario A1B (o similar) de los informes especiales sobre escenarios de emisiones.

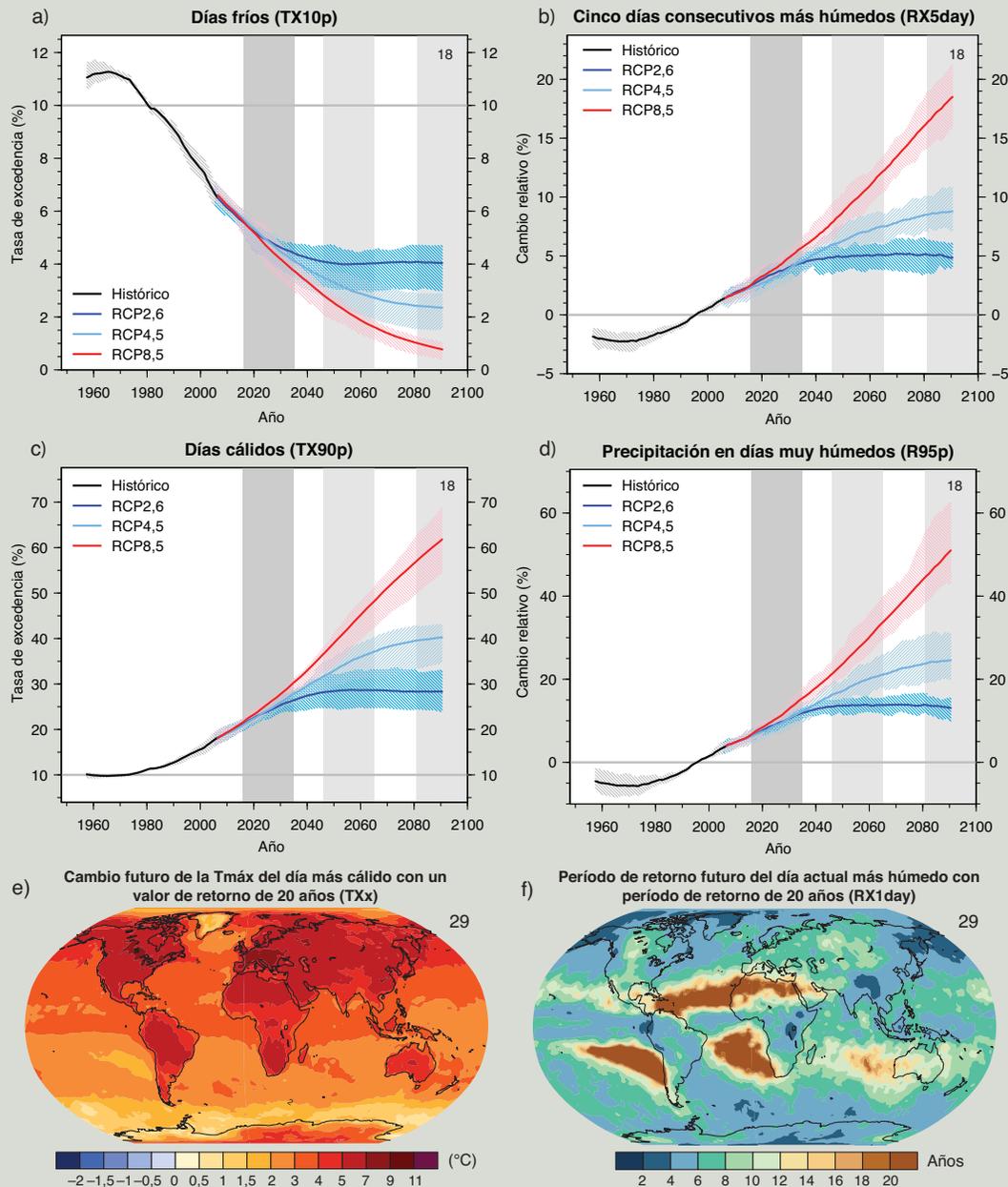
l. La atribución se basa en la estrecha relación que existe entre los cambios observados en el nivel del mar en los extremos y en la media.

m. Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que esta elevación del nivel del mar alto extremo será principalmente el resultado de un aumento en el nivel medio del mar. Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones para regiones concretas respecto de la actividad tormentosa y las mareas de tempestad desecadas.

n. En la evaluación del Informe SREX se indicó que era *muy probable* que la elevación media del nivel del mar podría contribuir a futuras tendencias al alza en los niveles de las aguas altas extremas de las zonas costeras.

ETE.9 (continuación)

a la elevación de las temperaturas extremas a largo plazo y que dichos cambios vayan parejos a la intensificación de los escenarios de emisiones; es decir, un mayor nivel de emisiones antropógenas coincidiría con mayores valores extremos de calentamiento (ETE.9, figura 1). En el caso de escenarios de emisiones elevadas, es probable que en la mayoría de las regiones se duplique la frecuencia de ocurrencia de sucesos que actualmente ocurren una vez cada 20 años, pero en muchas regiones se conviertan en sucesos con una ocurrencia anual o de una vez cada dos años a finales de siglo. Es previsible que la magnitud de los valores extremos de temperaturas elevadas y bajas aumente a la misma velocidad que la media, pero con valores de retorno de 20 años para los episodios de bajas temperaturas, con proyecciones que muestran un aumento a una velocidad superior que las temperaturas medias en invierno en la mayoría de las regiones. {10.6.1, 11.3.2, 12.4.3} (continúa en la página siguiente)



ETE.9, figura 1 | Proyecciones globales de ocurrencias de a) días fríos (TX10p), porcentaje de días al año con una temperatura máxima del aire en superficie (Tmáx) inferior al percentil 10° de Tmáx en el período 1961-1990, b) 5 días más húmedos consecutivos (RX5day), cambio porcentual respecto a 1986-2005 del máximo anual de la precipitación total en 5 días consecutivos, c) días cálidos (TX90p), porcentaje de días al año con una temperatura máxima del aire en superficie (Tmáx) superior al percentil 90° de Tmáx en el período 1961-1990, y d) precipitación en días muy húmedos (R95p), cambio porcentual respecto a 1986-2005 de la precipitación anual en días con precipitación superior al percentil 95°. Los resultados se derivan de la CMIP5 y los escenarios RCP2,6, RCP4,5 y RCP8,5. Las líneas continuas indican la mediana del ensamble, y las zonas sombreadas, la dispersión intercuartil entre proyecciones individuales (percentiles 25° y 75°). Los mapas muestran: e) el cambio entre 1986-2005 y 2081-2100 de las temperaturas máximas diarias, TXx, con valor de retorno de 20 años, y f) el período de retorno en 2081-2100 para días con valores de precipitación atípicos, RX1day, cuyo período de retorno durante 1985-2005 es de 20 años. Ambos mapas están basados en el escenario RCP8,5 de la CMIP5. El número de modelos utilizados para calcular la media multimodelos se indica en cada mapa. Para las definiciones de los índices, véase recuadro 2.4, cuadro 1. (figuras 11.17, 12.14, 12.26, 12.27)

ETE.9 (continuación)

Valores extremos de precipitación

Es *probable* que desde mediados del siglo XX haya habido más regiones en las que haya aumentado el número de sucesos de precipitación intensa sobre tierra, y existe un *nivel de confianza medio* en que el forzamiento antropógeno ha contribuido a este aumento. {2.6.2, 10.6.1}

Entre la CMIP3 y la CMIP5 ha habido un avance sustancial en la capacidad de los modelos para simular de forma más realista las precipitaciones extremas. Sin embargo, las evidencias sugieren que la mayoría de los modelos subestiman la sensibilidad de las precipitaciones extremas a la variabilidad o tendencias de la temperatura, especialmente en los trópicos, lo cual implica que los modelos tal vez subestimen el aumento proyectado de la precipitación extrema futura. Si bien se ha avanzado en el conocimiento de los procesos que gobiernan las precipitaciones extremas, sigue siendo un reto, por ejemplo, la cuantificación de los efectos de la convección y de las nubes en los modelos. La complejidad de los procesos en la superficie terrestre y en la atmósfera limita la confianza en las proyecciones regionales de cambios en la precipitación, especialmente sobre tierra, aunque existe un componente de respuesta a gran escala sobre los océanos del tipo “las regiones húmedas se humidifican” y “las regiones secas se resecan”. Incluso así, existe un *nivel de confianza alto* en que, conforme el clima se haga más cálido, la frecuencia de las precipitaciones extremas (por ejemplo, a escalas temporales diarias) aumentará más rápidamente que el promedio. Se prevé que los cambios de los valores extremos locales a escalas temporales diarias e inferiores aumenten en aproximadamente del 5% al 10% por cada °C de calentamiento (*nivel de confianza medio*). {7.6, 9.5.4}

A corto y largo plazo, las proyecciones de la CMIP5 confirman una clara tendencia de aumento del número de episodios de precipitación intensa, tal como se recoge en el Cuarto Informe de Evaluación, aunque existen variaciones sustanciales entre las regiones (ETE.9, figura 1). En la mayoría de las masas continentales de latitudes medias y en las regiones tropicales húmedas, la precipitación extrema será, *muy probablemente*, más intensa y más frecuente en un mundo más cálido. {11.3.2, 12.4.5}

Inundaciones y sequías

Sigue habiendo una carencia de evidencias y, por tanto, existe un *nivel de confianza bajo* respecto del signo de la tendencia de la magnitud y/o frecuencia de las inundaciones a escala global sobre la base de registros instrumentales. Existe un *nivel de confianza alto* en que durante los últimos cinco siglos ha habido inundaciones de mayor magnitud que las registradas desde 1900 en el norte y centro de Europa, en la región del Mediterráneo occidental y en el este de Asia. Existe un *nivel de confianza medio* en que la magnitud y/o frecuencia de las inundaciones modernas más importantes en Oriente Próximo, la India y América del Norte central son comparables o mayores que las históricas. {2.6.2, 5.5.5}

Existen argumentos convincentes tanto a favor como en contra del aumento significativo de las zonas terrestres afectadas por sequías y/o una sequedad intensa desde mediados del siglo XX que hacen que exista un *nivel de confianza bajo* en la evaluación de tendencias a gran escala observadas y atribuibles. Ello se debe principalmente a la escasez y calidad de observaciones directas, la dependencia de las tendencias inferidas con respecto al índice seleccionado, las inconsistencias geográficas de las tendencias y las dificultades para distinguir la variabilidad a escala decenal de las tendencias a largo plazo. A una escala temporal milenaria, existe un *nivel de confianza alto* en que hay información indirecta que aporta la evidencia de sequías de mayor magnitud y duración que las observadas durante el siglo XX en muchas regiones. Existe un *nivel de confianza medio* en que durante la Pequeña Edad de Hielo (1450-1850) se produjeron más megasequías en el Asia monzónica y prevalecieron condiciones más húmedas en las zonas áridas de Asia central y en la región monzónica de América del Sur en comparación con lo ocurrido durante la Anomalía Climática Medieval (950 a 1250). {2.6.2, 5.5.4, 5.5.5, 10.6.1}

Con arreglo al escenario RCP8,5, las proyecciones de fin de siglo indican que es *probable* (*nivel de confianza medio*) que aumente el riesgo de sequías en regiones que actualmente se caracterizan por su sequedad vinculadas a la reducción proyectada de la humedad del suelo a una escala de regional a global. La disminución de la humedad del suelo es más prominente en el Mediterráneo, el suroeste de Estados Unidos y el África austral, y es conforme a los cambios proyectados en la Circulación de Hadley y las temperaturas crecientes en la superficie; y es *probable* (*nivel de confianza alto*) que en estas regiones se experimente una desecación de la superficie para finales de siglo conforme al escenario RCP8,5. {12.4.5}

Nivel extremo del mar

Es *probable* que la magnitud de los episodios extremos del nivel de mar haya aumentado desde 1970 y que la mayor parte de esa elevación pueda explicarse por aumentos del nivel medio del mar. Cuando se tienen en cuenta los cambios del nivel medio del mar, los cambios de los valores extremos del nivel del mar se reducen a menos de 5 mm año⁻¹ para el 94% de los mareógrafos. En el futuro es *muy probable* que se produzca un aumento significativo en la ocurrencia de valores extremos del nivel del mar y que, al igual que para observaciones pasadas, dicho aumento sea principalmente consecuencia de un aumento en el nivel medio del mar. {3.7.5, 13.7.2}

(continúa en la página siguiente)

ETE.9 (continuación)

Ciclones tropicales y extratropicales

Existe un *nivel de confianza bajo* en que se produzcan cambios a largo plazo (siglos) en la actividad de los ciclones tropicales, teniendo en cuenta los cambios habidos en las capacidades de observación. Sin embargo, desde que se disponen de satélites de observación, se ha detectado un claro aumento en la frecuencia e intensidad de las tormentas de la máxima intensidad en el Atlántico Norte (*nivel de confianza muy alto*). Con todo, la causa de este aumento está sujeto a debate y existe un *nivel de confianza bajo* en atribuir los cambios de la actividad de los ciclones tropicales a la influencia humana, pues la evidencia observacional es insuficiente, el conocimiento de los vínculos entre los causantes antropógenos del clima y la actividad de los ciclones tropicales son escasos y existe un bajo nivel de acuerdo entre los estudios realizados sobre la importancia relativa de la variabilidad interna y de los forzamientos antropógenos y naturales. {2.6.3, 10.6.1, 14.6.1}

Algunos modelos atmosféricos de alta resolución han simulado de forma realista cómputos y trayectos de ciclones tropicales, y los modelos pueden, en general, recoger de una forma mucho más adecuada las características generales de las trayectorias de las tormentas y los ciclones extratropicales desde el Cuarto Informe de Evaluación. Se han mejorado ligeramente los sesgos de la determinación de las trayectorias de las tormentas en el Atlántico Norte, pero los modelos aún generan una trayectoria de las tormentas excesivamente zonal que infravalora la intensidad ciclónica. {9.4.1, 9.5.4}

Si bien las proyecciones indican que es *probable* que la frecuencia a nivel mundial de los ciclones tropicales disminuya o permanezca esencialmente sin cambios, y simultáneamente se considera *probable* un aumento de la velocidad máxima media del viento de los ciclones tropicales y de la intensidad de las lluvias a ellos asociadas, existe un nivel de confianza menor en las proyecciones de frecuencia e intensidad para cada una de las regiones. No obstante, en virtud de la mejora en la resolución de los modelos y las técnicas de reducción de escala, es *más probable que improbable* que, con el calentamiento proyectado para el siglo XXI, aumente sustancialmente la frecuencia de las tormentas más fuertes en algunas cuencas (véase la figura RT.26). {11.3.2, 14.6.1}

Las investigaciones posteriores al Cuarto Informe de Evaluación y al Informe SREX siguen apoyando un *probable* desplazamiento hacia el polo de los trayectos de las tormentas desde la década de 1950. No obstante, en relación con el último siglo, existe un *nivel de confianza bajo* en una tendencia clara de actividad tormentosa debido a inconsistencias entre los estudios o la falta de datos a largo plazo para algunas partes del mundo (particularmente del hemisferio sur). {2.6.4, 2.7.6}

A pesar de sesgos sistemáticos en la simulación de los trayectos de las tormentas, la mayor parte de los modelos y estudios coinciden en que es *improbable* que disminuya el número global de ciclones extratropicales más de un porcentaje reducido. Es *probable* que se produzca un ligero desplazamiento hacia el polo de los trayectos de las tormentas en el hemisferio sur. Es *más probable que improbable (nivel de confianza medio)* que se produzca un desplazamiento hacia el polo de los trayectos de las tormentas del Pacífico Norte, pero es *improbable* que la respuesta de los trayectos de las tormentas del Atlántico Norte sea una desviación sencilla hacia el polo. Existe un *nivel de confianza bajo* en la magnitud de los cambios en los trayectos de las tormentas regionales y en el impacto de dichos cambios en el clima regional en superficie. {14.6.2}

RT

RT.6 Principales incertidumbres

Esta última sección del Resumen técnico presenta a los lectores una breve visión general de las principales incertidumbres que afectan al conocimiento del sistema climático y a la capacidad de proyección de cambios en respuesta a influencias antropógenas. La visión general no es completa ni describe en detalle las bases de las conclusiones. Estas se encuentran en el texto principal de este Resumen técnico y en los capítulos de base del informe completo que se señalan entre llaves al final de cada punto.

RT.6.1 Principales incertidumbres en la observación de cambios en el sistema climático

- Existe solo un *nivel de confianza de medio a bajo* en relación con la tasa de cambio del calentamiento troposférico y su estructura vertical. Las estimaciones de la tasa del calentamiento troposférico incluyen estimaciones de la tasa del calentamiento en superficie. Existe un *nivel de confianza bajo* en la tasa y la estructura vertical del enfriamiento estratosférico. {2.4.4}
- El *nivel de confianza* en el cambio de la precipitación global sobre tierra es *bajo* antes de 1951 y *medio* posteriormente debido a datos insuficientes. {2.5.1}
- Persiste una ambigüedad sustancial y, por tanto, un *nivel de confianza bajo* en las observaciones de la variabilidad y las tendencias globales de las nubes. {2.5.6}
- Existe un *nivel de confianza bajo* en la tendencia global observada de las sequías o la sequedad (falta de precipitaciones) por la falta de observaciones directas, incertidumbres y elecciones metodológicas e inconsistencias geográficas de las tendencias. {2.6.2}
- Existe un *nivel de confianza bajo* en que cualquier información de cambios a largo plazo (siglos) de las características de los ciclones tropicales sea suficientemente sólida teniendo en cuenta los cambios que se han producido en las capacidades de observación. {2.6.3}
- No es posible llegar a conclusiones sólidas sobre cambios a largo plazo en la circulación atmosférica debido a la gran variabilidad existente para escalas temporales interanuales y decenales y a las diferencias que siguen existiendo entre los distintos conjuntos de datos. {2.7}
- Las distintas estimaciones globales de las temperaturas en las capas subsuperficiales del océano presentan variaciones para distintos momentos y distintos períodos, lo que sugiere que la variabilidad subdecenal de la temperatura y del contenido de calor en las capas altas del océano (de 0 a 700 m) tiene una caracterización pobre en los registros históricos. {3.2}
- A una profundidad del océano mayor de 700 m, el muestreo espacial y temporal es demasiado escaso para elaborar estimaciones anuales de la temperatura y el contenido de calor global del océano antes de 2005. {3.2.4}
- La cobertura observacional del océano a profundidades superiores a 2 000 m está aún limitada y es un obstáculo para estimaciones más sólidas de los cambios en el contenido global de calor y de carbono del océano. Ello también limita la cuantificación de la contribución del calentamiento del océano profundo a la elevación del nivel del mar. {3.2, 3.7, 3.8; recuadro 3.1}

- El número de series temporales de observaciones continuas que miden la intensidad de características de la circulación oceánica pertinentes para el clima (por ejemplo, la circulación meridional de retorno) es limitado y las series temporales existentes son demasiado cortas para evaluar tendencias decenales y a más largo plazo. {3.6}
- Respecto a la Antártida, los datos disponibles sobre ella son insuficientes para evaluar el estado del cambio de muchas características del hielo marino (por ejemplo, su espesor y volumen). {4.2.3}
- A escala global, la pérdida de masa por la fusión en los frentes de hielo y los desprendimientos de icebergs no puede aún evaluarse completamente. La mayor incertidumbre sobre la pérdida de masa estimada de glaciares corresponde a la Antártida, y el registro observacional de las interacciones hielo-océano en ambos mantos de hielo sigue siendo pobre. {4.3.3, 4.4}

RT.6.2 Principales incertidumbres sobre los motores del cambio climático

- Las incertidumbres sobre las interacciones aerosol-nube y el forzamiento radiativo conexo siguen siendo importantes. En consecuencia, la incertidumbre sobre el forzamiento debido a los aerosoles sigue siendo la contribución dominante a la incertidumbre global sobre el forzamiento neto antropógeno, pese a un mayor conocimiento de algunos de los procesos atmosféricos pertinentes y la disponibilidad de vigilancia mundial por satélite. {2.2, 7.3-7.5, 8.5}
- Es *probable* que la retroalimentación de nube sea positiva, pero su cuantificación sigue siendo complicada. {7.2}
- Las reconstrucciones paleoclimáticas y los modelos del sistema Tierra indican que existe una retroalimentación positiva entre el clima y el ciclo del carbono, pero el *nivel de confianza* en la intensidad de esta retroalimentación sigue siendo *bajo*, particularmente en tierra. {6.4}

RT.6.3 Principales incertidumbres sobre el conocimiento del sistema climático y de sus cambios recientes

- La simulación de nubes mediante modelos de circulación general atmósfera-océano (MCGAO) muestra una modesta mejora desde el Cuarto Informe de Evaluación; sin embargo, esta simulación sigue siendo un reto. {7.2, 9.2.1, 9.4.1, 9.7.2}
- Las incertidumbres observacionales de las variables climáticas distintas a la temperatura, las incertidumbres sobre los forzamientos, como los producidos por aerosoles, y los límites de los conocimientos de los procesos siguen dificultando la atribución de cambios en muchos aspectos del sistema climático. {10.1, 10.3, 10.7}
- Se siguen elaborando modelos poco fiables tanto respecto a los cambios del ciclo del agua como a su variabilidad interna, lo que limita el nivel de confianza en las evaluaciones de atribución. Las incertidumbres observacionales y los importantes efectos de la variabilidad interna sobre la precipitación observada también impiden una evaluación más fiable de las causas de los cambios en la precipitación. {2.5.1, 2.5.4, 10.3.2}
- La modelización de incertidumbres relacionadas con la resolución de los modelos y la incorporación en los mismos de los procesos pertinentes adquieren más importancia a escala regional, y son más significativos los efectos de la variabilidad interna. Por tanto, persisten las dificultades para la atribución de cambios observados a forzamientos externos a escala regional. {2.4.1, 10.3.1}

- La capacidad de simular cambios en la frecuencia e intensidad de fenómenos extremos está limitada a la capacidad de los modelos de simular con fiabilidad los cambios medios de las características principales. {10.6.1}
- Para algunos aspectos del sistema climático, incluidos los cambios en las sequías, en la actividad de los ciclones tropicales, en el calentamiento de la Antártida, en la extensión del manto de hielo marino del Antártico y en el balance de masa de la Antártida, el *nivel de confianza* en la atribución de esos cambios a la influencia humana sigue siendo *bajo* debido a la modelización de incertidumbres y a un bajo nivel de acuerdo entre los estudios científicos. {10.3.1, 10.5.2, 10.6.1}

RT.6.4 Principales incertidumbres en las proyecciones del cambio climático global y regional

- De acuerdo con los resultados de los modelos, existe un nivel de confianza limitado en la predictibilidad anual a decenal de los valores medios de temperatura, tanto a nivel global como para algunas regiones geográficas. Los resultados multimodelos sobre la precipitación indican una predictibilidad relativamente baja. La proyección del clima a corto plazo también está limitada por la incertidumbre de las proyecciones del forzamiento natural. {11.1, 11.2, 11.3.1, 11.3.6; recuadro 11.1}
- Existe un *nivel de confianza medio* en las proyecciones a corto plazo sobre un desplazamiento hacia el norte y hacia el oeste de la trayectoria de las tormentas del hemisferio norte. {11.3.2}
- Existe en general un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones a escala de cuenca sobre las tendencias significativas de la frecuencia e intensidad de los ciclones tropicales en el siglo XXI. {11.3.2, 14.6.1}
- Los cambios proyectados en la humedad del suelo y en la escorrentía superficial no son lo suficientemente sólidos en muchas regiones. {11.3.2, 12.4.5}
- Varios componentes o fenómenos del sistema climático podrían estar sujetos a cambios abruptos o no lineales, pero para muchos fenómenos existe un *nivel de confianza bajo* y un escaso consenso sobre la probabilidad de dichos sucesos durante el siglo XXI. {12.5.5}
- Existe un *nivel de confianza bajo* en la magnitud de las pérdidas de carbono a través de las emisiones en la atmósfera de CO₂ o CH₄ procedentes del deshielo del permafrost. Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones de las futuras emisiones de CH₄ de fuentes naturales debidas a cambios en humedales y a la liberación de hidrato de gas desde el suelo del fondo marino. {6.4.3, 6.4.7}
- Existe un *nivel de confianza medio* en las proyecciones de las contribuciones a la elevación del nivel del mar mediante modelos de la dinámica del manto de hielo durante el siglo XXI, y un *nivel de confianza bajo* en sus proyecciones posteriores al año 2100. {13.3.3}
- Existe un *nivel de confianza bajo* en las proyecciones de los modelos semiempíricos sobre la elevación del nivel medio global del mar y no existe consenso entre la comunidad científica sobre su fiabilidad. {13.5.2, 13.5.3}
- Existe un *nivel de confianza bajo* en relación con las proyecciones de numerosos aspectos de fenómenos climáticos que influyen en el cambio climático regional, incluyendo cambios en el patrón y la amplitud espacial de los modos de variabilidad climática. {9.5.3, 14.2-14.7}

Preguntas frecuentes

PF

Preguntas frecuentes

Esta parte contiene una compilación de las preguntas frecuentes incluidas en los capítulos del informe de base. Cuando se hace referencia a una pregunta frecuente específica, sírvase remitirse al capítulo del informe del que se toma la pregunta (por ejemplo, la PF 3.1 es parte del capítulo 3).

Índice

Preguntas frecuentes

PF 1.1	¿Por qué no se ha reducido la gama de proyecciones de la temperatura si ha aumentado la comprensión del sistema climático?	121	PF 8.2	¿Tienen las mejoras en la calidad del aire algún efecto sobre el cambio climático?	155
PF 2.1	¿Cómo se sabe que se ha producido un calentamiento de la Tierra?.....	123	PF 9.1	¿Están mejorando los modelos climáticos? ¿Cómo se puede saber?	157
PF 2.2	¿Ha habido cambios en los valores climáticos extremos?	125	PF 10.1	El clima está en constante cambio. ¿Cómo se determinan las causas de los cambios observados?.....	159
PF 3.1	¿Se está calentando el océano?	127	PF 10.2	¿Cuándo se harán patentes las influencias de la actividad humana en el clima a escala local?	161
PF 3.2	¿Existen evidencias de cambios en el ciclo del agua de la Tierra?.....	129	PF 11.1	Si no se puede predecir el tiempo del mes que viene, ¿cómo se puede predecir el clima del próximo decenio?.....	163
PF 3.3	¿Cómo se relaciona la acidificación del océano antropógena con el cambio climático?.....	131	PF 11.2	¿Cómo influyen las erupciones volcánicas en el clima y en nuestra capacidad para predecir el clima?.....	165
PF 4.1	¿Qué cambios se están produciendo en el hielo marino en el Ártico y el Antártico?	133	PF 12.1	¿Por qué se emplean tantos modelos y escenarios para la proyección del cambio climático?	167
PF 4.2	¿Están desapareciendo los glaciares de las regiones montañosas?	135	PF 12.2	¿Cómo cambiará el ciclo del agua en la Tierra?.....	169
PF 5.1	¿Es el Sol un factor importante de los cambios climáticos recientes?	137	PF 12.3	¿Qué ocurriría con el clima futuro si se detuvieran hoy las emisiones?	171
PF 5.2	¿Cuán inusual es la tasa actual de cambio del nivel del mar?	139	PF 13.1	¿Por qué el cambio del nivel del mar local difiere de la media global?.....	173
PF 6.1	¿Podría la liberación rápida de metano y de dióxido de carbono por el deshielo del permafrost o por el calentamiento de los océanos hacer que el calentamiento aumente significativamente?	141	PF 13.2	¿Contribuirán los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida al cambio del nivel del mar durante el resto del siglo?.....	175
PF 6.2	¿Qué ocurre con el dióxido de carbono una vez que se emite a la atmósfera?	143	PF 14.1	¿Cómo está influyendo el cambio climático en los monzones?.....	179
PF 7.1	¿De qué manera influyen las nubes en el clima y el cambio climático?	145	PF 14.2	¿De qué manera se relacionan las proyecciones futuras del clima regional con las proyecciones del clima medio global?	181
PF 7.2	¿De qué manera influyen los aerosoles en el clima y el cambio climático?	147			
PF 7.3	¿Podría la geoingeniería contrarrestar el cambio climático y qué efectos colaterales podría tener su uso?.....	149			
PF 8.1	¿Qué grado de importancia tiene el vapor de agua en el cambio climático?.....	153			

Preguntas frecuentes

PF 1.1 | ¿Por qué no se ha reducido la gama de proyecciones de la temperatura si ha aumentado la comprensión del sistema climático?

Los modelos utilizados para calcular las proyecciones de la temperatura del IPCC coinciden en el rumbo que seguirán los cambios globales en el futuro. Sin embargo, no es posible predecir con precisión la envergadura proyectada de esos cambios. La variedad de trayectorias posibles que las tasas de emisión de gases de efecto invernadero pueden seguir, sumada al conocimiento insuficiente de algunos procesos físicos subyacentes, dificultan su modelización. Esas incertidumbres, combinadas con la variabilidad climática natural interanual, producen un “intervalo de incertidumbre” en las proyecciones de la temperatura.

No es materialmente posible reducir el intervalo de incertidumbre vinculado a las proyecciones de las emisiones de los precursores de los gases de efecto invernadero y aerosoles (que dependen de las proyecciones de las condiciones sociales y económicas en el futuro). No obstante, una mejor comprensión y unos modelos climáticos perfeccionados, junto con limitaciones de las observaciones, podrían reducir el intervalo de incertidumbre de algunos factores que repercuten en la respuesta del clima a esos cambios en las emisiones. Con todo, este es un proceso lento, dada la complejidad del sistema climático (PF 1.1, figura 1).

Desde el último informe de evaluación del IPCC, la climatología ha logrado numerosos avances significativos gracias a las mejoras en las mediciones y los análisis de datos de los sistemas de la criosfera, la atmósfera, la tierra, la biosfera y los océanos. Además, los científicos tienen un mayor conocimiento y disponen de mejores herramientas para modelizar la función de las nubes, el hielo marino, los aerosoles, la mezcla oceánica a pequeña escala y el ciclo del carbono, entre otros procesos. El mayor número de observaciones de que se dispone actualmente permite una evaluación más rigurosa de los modelos y una mejor limitación de las proyecciones. Por ejemplo, a medida que los modelos y los análisis de observaciones han ido mejorando, las proyecciones de la elevación del nivel del mar han ganado precisión, equilibrando el balance de la elevación del nivel del mar actual.

A pesar de estos avances, aún existe una gama de posibles proyecciones del clima global y regional futuro (lo que los científicos denominan “intervalo de incertidumbre”). Estos intervalos de incertidumbre son específicos de la variable considerada (por ejemplo, precipitación o bien temperatura) y de la extensión espacial y temporal (por ejemplo, promedios regionales o bien promedios globales). La incertidumbre en las proyecciones climáticas se deriva de la variabilidad natural y de las tasas de emisión en el futuro y de la respuesta del clima a ellas. También puede derivarse de carencias de exactitud en las representaciones de algunos procesos conocidos y de la exclusión de algunos procesos en los modelos.

Debido a la naturaleza caótica del sistema climático, existen límites fundamentales en relación con la precisión con que se pueden realizar proyecciones de las temperaturas anuales. Asimismo, las proyecciones decenales son sensibles a las condiciones imperantes, como la temperatura de las profundidades del océano, menos conocida. Parte de la variabilidad natural a lo largo de decenios se debe a las interacciones entre el océano, la atmósfera, la tierra, la biosfera y la criosfera, y también está vinculada a fenómenos tales como El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y la Oscilación del Atlántico Norte (OAN) (para más detalles sobre los patrones e índices de la variabilidad climática, véase el recuadro 2.5).

Las erupciones volcánicas y las variaciones de la radiación solar, aunque están sometidas a forzamientos externos y pueden explicarse, también contribuyen a la variabilidad natural. Esta variabilidad natural puede considerarse como parte del “ruido” presente en el registro climático, que constituye el marco en el que se detecta la “señal” del cambio climático antropógeno.

La variabilidad natural tiene mayor incidencia en la incertidumbre a escala regional y local que a escala continental o global. Es inherente al sistema Tierra y un mayor conocimiento sobre ella no elimina las incertidumbres que acarrea. Aun así, es posible realizar algunos avances, especialmente en las proyecciones para los próximos años, gracias a los desarrollos en el conocimiento de, por ejemplo, el estado y los procesos de la criosfera y el océano. Esta es un área activa de investigación. Cuando las variables climáticas se promedian a lo largo de escalas temporales decenales o más largas, la importancia relativa de la variabilidad interna disminuye. De este modo, las señales a largo plazo se vuelven más evidentes (PF 1.1, figura 1). Esta perspectiva a largo plazo se ajusta a una definición común de clima como un promedio de 30 años.

Una segunda fuente de incertidumbre proviene de las numerosas trayectorias posibles que las futuras tasas de emisión de los precursores de los gases de efecto invernadero y los aerosoles pueden seguir, así como de las tendencias del uso del suelo en el futuro. A pesar de ello, las proyecciones climáticas se realizan sobre la base de datos de estas variables. Para obtener estas estimaciones, los científicos consideran varios escenarios alternativos para la sociedad humana en el futuro en términos de cambios demográficos, económicos y tecnológicos y de elecciones políticas. Luego, calculan las emisiones posibles para cada escenario. El IPCC comparte estas estimaciones con los responsables de políticas y, de este modo, las proyecciones climáticas para diferentes escenarios de emisiones pueden tener utilidad, puesto que muestran las posibles consecuencias climáticas de las diferentes decisiones de políticas. Estos escenarios están concebidos para que sean compatibles con toda la gama de escenarios de emisiones descritos en las publicaciones científicas actuales, con o sin política climática, y, como tales, se han diseñado para mostrar la incertidumbre en escenarios futuros.

(continúa en la página siguiente)

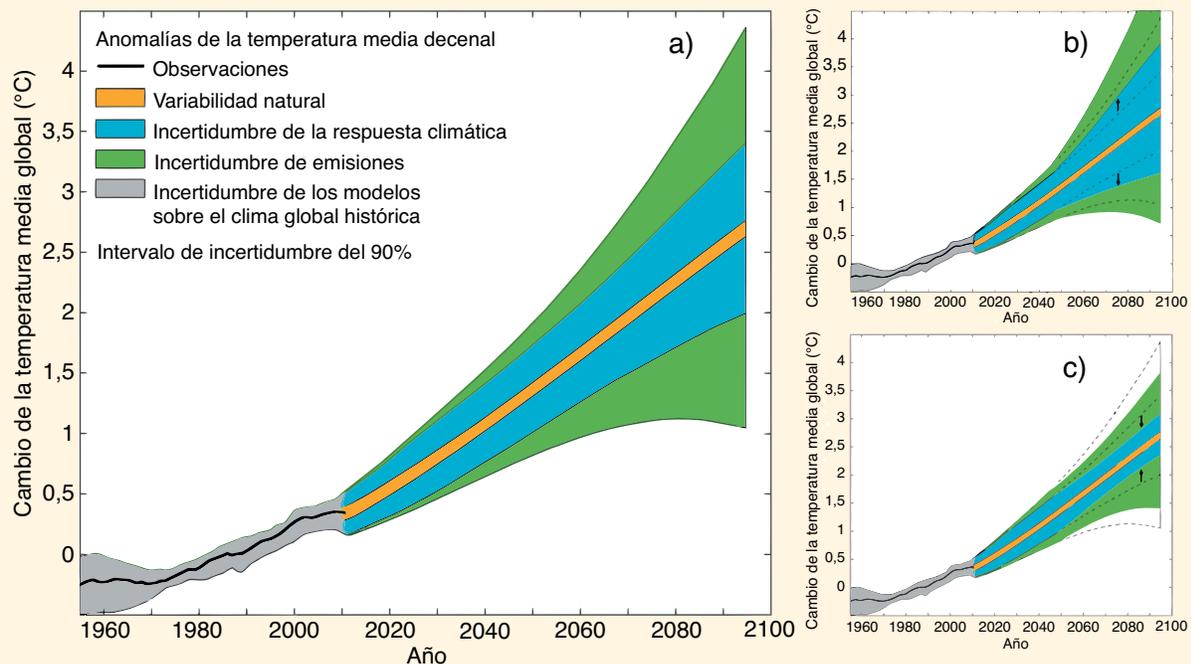
PF 1.1 (continuación)

Las proyecciones para los próximos años y decenios son sensibles a las emisiones de compuestos de corta vida, como los aerosoles y el metano. Por el contrario, las proyecciones para períodos más largos son más sensibles a escenarios alternativos con emisiones de gases de efecto invernadero de larga vida. Aunque se logren progresos en climatología, estas incertidumbres sujetas al escenario no disminuirán; de hecho, constituirán la principal fuente de incertidumbre de las proyecciones a escalas temporales más largas (por ejemplo, para 2100) (PF 1.1, figura 1).

Por último, también contribuye al intervalo de incertidumbre nuestro conocimiento insuficiente sobre la manera en que el clima responderá ante las emisiones antropógenas y el cambio de uso del suelo en el futuro. Para estimar esta respuesta, los científicos se sirven principalmente de modelos informáticos sobre el clima global. Existen varias docenas de modelos sobre el clima global, elaborados por grupos de científicos de todo el mundo. Todos los modelos se basan en los mismos principios físicos, pero el carácter sumamente complejo del sistema climático hace necesario el uso de algunas aproximaciones. Los grupos de científicos eligen aproximaciones ligeramente diferentes para representar procesos específicos en la atmósfera, como las nubes. Así pues, se obtienen diferencias en las proyecciones climáticas creadas con modelos diferentes. Esta contribución al intervalo de incertidumbre se conoce como “incertidumbre de la respuesta” o “incertidumbre del modelo”.

La complejidad del sistema Tierra implica que el clima futuro puede seguir muchos escenarios diferentes sin dejar de ser conforme al conocimiento y a los modelos actuales. A medida que los registros de observaciones se amplíen y los modelos se perfeccionen, los investigadores deberían poder, dentro de los límites de la variabilidad natural, acortar ese intervalo en la temperatura probable de los próximos decenios (PF 1.1, figura 1). También es posible utilizar información sobre el estado actual de los océanos y la criosfera para producir mejores proyecciones para los próximos años.

Los avances científicos permitirán añadir nuevos procesos geofísicos a los modelos climáticos y mejorar las representaciones de los que ya están incluidos. Puede parecer que con estos desarrollos aumentan las estimaciones de la incertidumbre de la respuesta climática obtenidas con modelos, pero tales aumentos simplemente reflejan la cuantificación de las fuentes de incertidumbre que no se habían medido previamente (PF 1.1, figura 1). Cuantos más procesos importantes se añadan, menor será la influencia de los procesos no cuantificados y, por consiguiente, el nivel de confianza en las proyecciones será mayor.



PF 1.1, figura 1 | Diagrama esquemático que muestra la importancia relativa de diferentes incertidumbres y su evolución en el tiempo. a) Cambio de la temperatura media en superficie decenal (°C) del registro histórico (línea negra), con estimaciones de la incertidumbre obtenidas con modelos climáticos para el período histórico (en gris), junto con las proyecciones climáticas y la incertidumbre futuras. Los valores están normalizados por promedios de 1961 a 1980. La variabilidad natural (en naranja) se obtiene a partir de la variabilidad interanual de los modelos y se supone constante en el tiempo. La incertidumbre de emisiones (en verde) se calcula como la diferencia media de los modelos en las proyecciones de distintos escenarios. La incertidumbre de la respuesta climática (en azul) se basa en la dispersión de los modelos climáticos, junto con las incertidumbres añadidas del ciclo del carbono, así como en estimaciones aproximadas de la incertidumbre adicional derivada de procesos mal modelados. Basado en Hawkins y Sutton (2011) y Huntingford y otros (2009). b) Puede parecer que la incertidumbre de la respuesta climática aumenta cuando se descubre que un proceso nuevo es pertinente, pero tales aumentos reflejan la cuantificación de la incertidumbre que no se ha medido previamente. c) La incertidumbre de la respuesta climática puede disminuir como resultado de mejoras al modelo y limitaciones observacionales adicionales. El intervalo de incertidumbre dado de un 90% implica que se estima con una probabilidad del 90% que la temperatura se encuentra en ese intervalo.

Preguntas frecuentes

PF 2.1 | ¿Cómo se sabe que se ha producido un calentamiento de la Tierra?

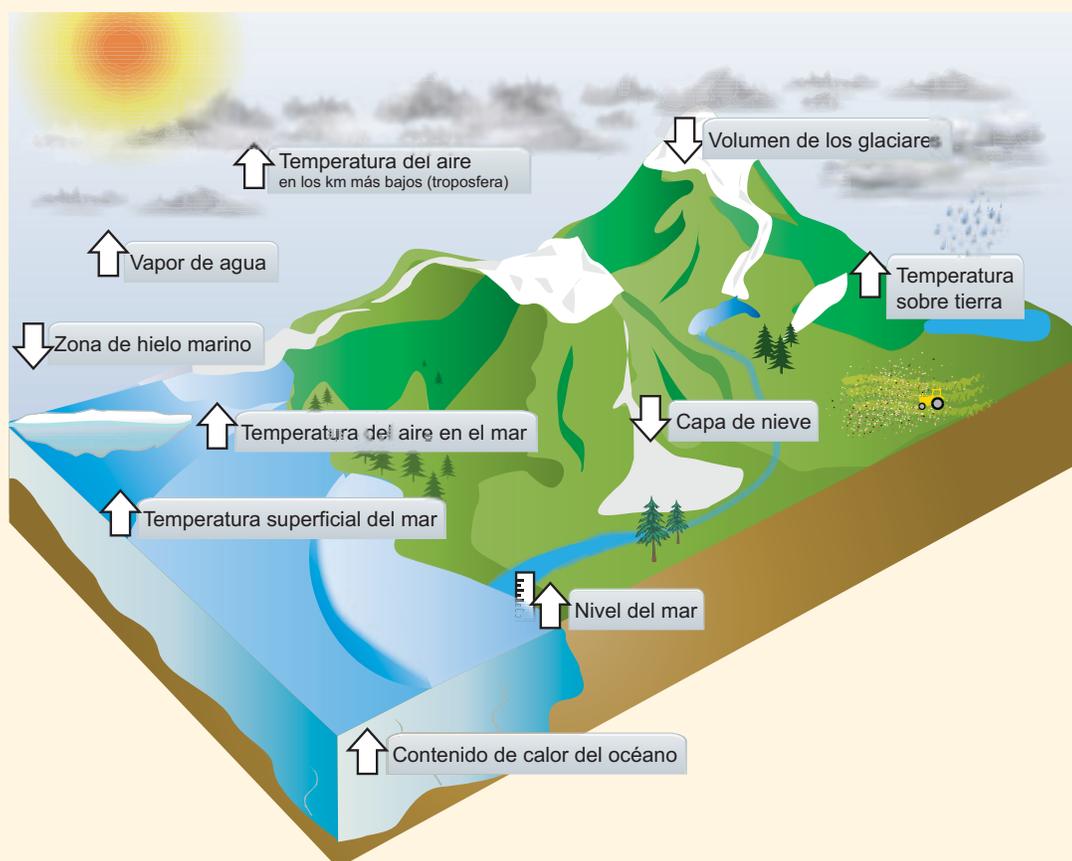
Las evidencias del calentamiento de la Tierra proceden de múltiples indicadores climáticos independientes, desde lo más alto de la atmósfera hasta las mayores profundidades del océano. Cabe mencionar, entre otros, los cambios de las temperaturas en superficie, atmosféricas y oceánicas, así como los cambios en los glaciares, la cubierta de nieve, el hielo marino, el nivel del mar y el vapor de agua atmosférico. Los científicos de todo el mundo han verificado en numerosas ocasiones estas evidencias de forma independiente. No cabe ninguna duda de que se ha producido un calentamiento de la Tierra desde el siglo XIX.

A menudo el debate sobre el calentamiento del clima se centra en los sesgos residuales que podrían contener los registros de temperatura obtenidos en estaciones meteorológicas terrestres. Estos registros son muy importantes, pero solo representan un indicador de los cambios en el sistema climático. Una amplia gama de mediciones físicamente coherentes de muchos otros elementos del sistema climático estrechamente interrelacionados aportan más evidencias del calentamiento de la Tierra (PF 2.1, figura 1).

El aumento de la temperatura media global en superficie es el indicador más conocido del cambio climático. Si bien no siempre cada año e incluso decenio es más cálido que el anterior, las temperaturas globales en superficie han aumentado sustancialmente desde 1900.

El calentamiento de las temperaturas en tierra presenta una estrecha correspondencia con la tendencia de calentamiento observada sobre los océanos. Varios análisis independientes confirman que el calentamiento de las temperaturas del aire oceánico, medido a bordo de buques, y de las temperaturas de la superficie marina también coinciden.

La atmósfera y el océano son cuerpos fluidos. Por ello, el calentamiento en la superficie también debería observarse en la atmósfera inferior y en la parte más profunda de la capa superior de los océanos. Las observaciones confirman que, efectivamente, ese es el caso. Los análisis de las mediciones efectuadas con radiosondas en globos meteorológicos y con satélites coinciden en que se ha producido un calentamiento de la troposfera, la capa de la atmósfera en la que tienen lugar los fenómenos meteorológicos. Más del 90% del exceso de energía que absorbe el sistema climático desde, por lo menos, la década de 1970 se almacena en los océanos, como puede apreciarse en los registros mundiales del contenido de calor del océano desde la década de 1950.

(continúa en la página siguiente)

PF 2.1, figura 1 | Los análisis independientes de muchos componentes del sistema climático que cabría esperar que cambiaran en un planeta más caliente indican tendencias congruentes con un calentamiento (la dirección de las flechas denota el signo del cambio), como puede verse en PF 2.1, figura 2.

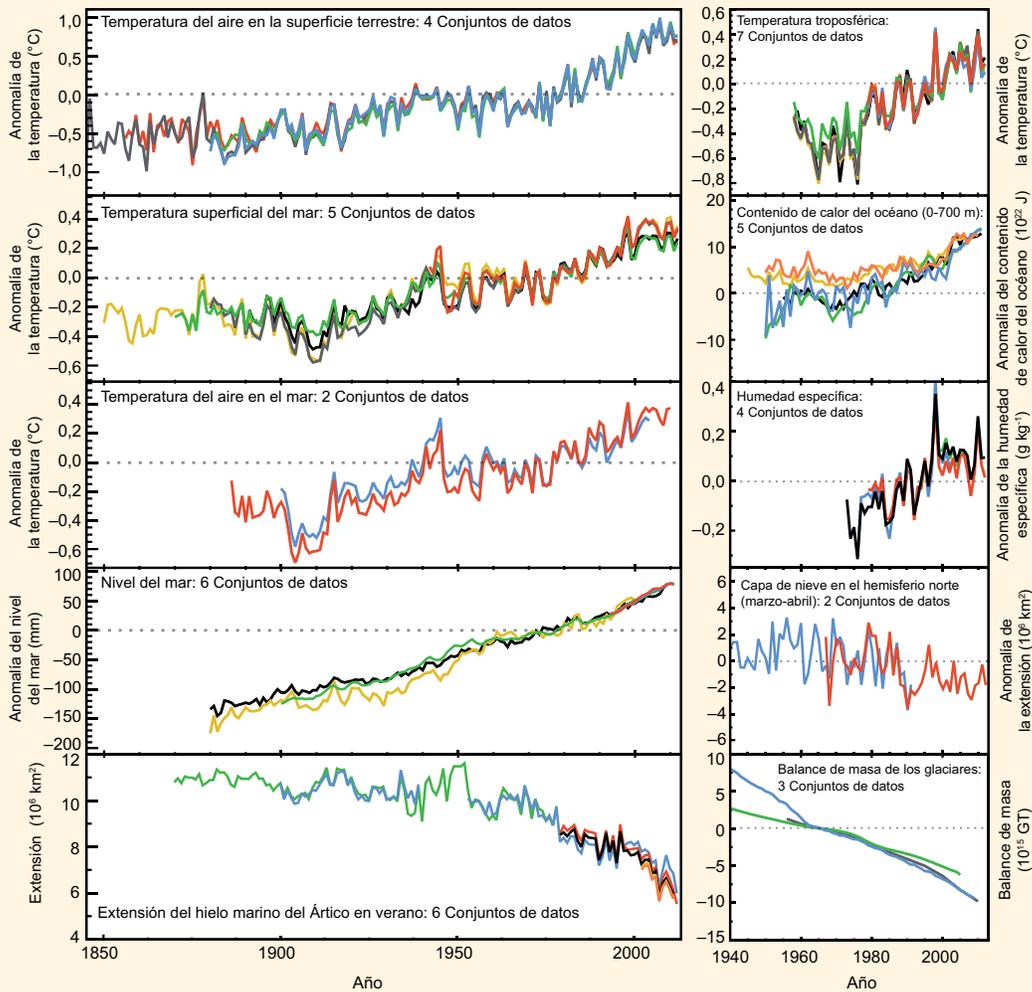
PF 2.1 (continuación)

A medida que aumenta la temperatura de los océanos, el agua se expande. Esta expansión es una de las principales causas de la elevación del nivel del mar observado de forma independiente en el último siglo. Otras causas son la fusión de los glaciares y de los mantos de hielo, así como los cambios en el almacenamiento y el uso del agua en la superficie terrestre.

Un planeta con temperaturas más elevadas es también un planeta con más humedad, ya que el aire, al ser más caliente, puede contener más vapor de agua. Ha quedado demostrado mediante análisis globales que la humedad específica, que mide la cantidad de vapor de agua contenida en la atmósfera, ha aumentado tanto sobre la tierra como sobre los océanos.

Las partes congeladas del planeta, conocidas en su conjunto como criosfera, influyen sobre los cambios locales de la temperatura y, a su vez, están influidas por ellos. La cantidad de hielo contenido en los glaciares de todo el planeta se ha reducido cada año desde hace más de 20 años. Esa pérdida de masa contribuye, en parte, a la elevación del nivel del mar observado. La cubierta de nieve es sensible a los cambios de temperatura, particularmente durante la primavera, cuando la nieve comienza a fundirse. En el hemisferio norte, la capa de nieve durante la primavera ha menguado desde la década de 1950. Se vienen observando pérdidas considerables del hielo marino del Ártico desde que se dispone de registros satelitales, particularmente durante el período de superficie mínima, que tiene lugar en el mes de septiembre y al final de la temporada anual de deshielo. Por el contrario, el aumento de la pérdida del hielo marino del Antártico ha sido menor.

Individualmente, cualquier análisis puede resultar poco convincente, pero el análisis de estos indicadores y de los conjuntos de datos de datos independientes ha llevado a muchos grupos de investigadores independientes a llegar a la misma conclusión. Desde las profundidades de los océanos hasta la cima de la troposfera, las evidencias del calentamiento del aire y los océanos, de la fusión de hielos y de la elevación de los mares indican inequívocamente una cosa: se ha producido un calentamiento de la Tierra desde finales del siglo XIX (PF 2.1, figura 2).



PF 2.1, figura 2 | Múltiples indicadores independientes del cambio del clima global. Cada línea representa una estimación derivada de forma independiente del cambio de un elemento climático. Los conjuntos de datos de todos los gráficos se han normalizado para un período de registro común. En el material complementario 2.SM.5 se detallan los conjuntos de datos fuente que corresponden a cada gráfico.

Preguntas frecuentes

PF 2.2 | ¿Ha habido cambios en los valores climáticos extremos?

Hay evidencias sólidas de que el calentamiento ha provocado cambios en las temperaturas extremas, en particular olas de calor, desde mediados del siglo XX. Es probable que también se haya producido un aumento de los episodios de precipitación intensa en el mismo período, pero de forma diferente según la región. Sin embargo, en lo que respecta a otros valores extremos, como la frecuencia de ciclones tropicales, nuestro grado de certeza es menor, salvo en unas pocas regiones donde se han producido cambios apreciables en el registro observado.

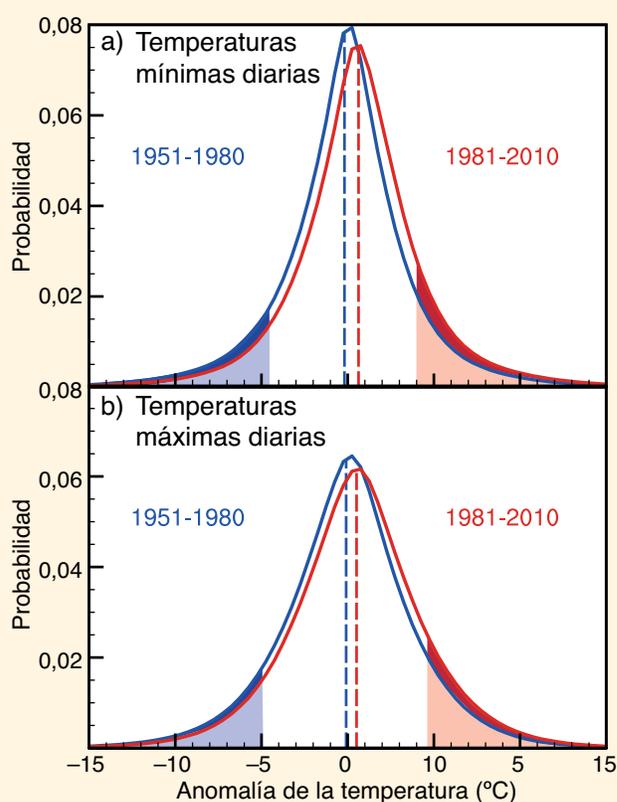
El registro y el análisis de los valores climáticos extremos, como olas de calor y de frío o sequías y lluvias que provocan inundaciones, plantean dificultades únicas no solo porque se trata de episodios raros, sino también porque siempre se producen en conjunción con condiciones disruptivas. Además, no existe una única definición en las publicaciones científicas de lo que constituye un valor climático extremo, lo cual complica las evaluaciones comparativas a nivel mundial.

Aunque, en términos absolutos, un valor climático extremo varíe en función del lugar –por ejemplo, la temperatura en un día caluroso en los trópicos puede ser diferente a la de un día caluroso en las latitudes medias– los esfuerzos internacionales para vigilar los fenómenos climáticos extremos han puesto de relieve algunos cambios globales considerables.

Por ejemplo, si se utilizan definiciones homogéneas de días y noches fríos (<percentil 10°) y calientes (>percentil 90°), los resultados arrojan un mayor número de días y noches calientes y un menor número de días y noches fríos en la mayor parte de las regiones del mundo, con unas pocas excepciones, a saber, América del Norte central y oriental y América del Sur meridional, pero principalmente en el caso de las temperaturas diurnas. Por lo general, estos cambios son más apreciables en las temperaturas extremas mínimas, por ejemplo, para las noches calientes. Las limitaciones de los datos dificultan el establecimiento de una relación causal con los aumentos de las temperaturas medias, pero, como puede observarse en PF 2.2, figura 1, las temperaturas extremas diarias globales efectivamente han cambiado. Se sigue estudiando si estos cambios simplemente están asociados al aumento del promedio de las temperaturas diarias (las líneas discontinuas en PF 2.2, figura 1) o si se han producido otros cambios en la distribución de las temperaturas diurnas y nocturnas.

Las olas de calor, esto es, los períodos en los que se producen días o noches consecutivos de calor extremo, también han sido objeto de evaluación, pero hay menos estudios sobre las características de las olas de calor que estudios que comparan simplemente los cambios de los días o noches calientes. La mayoría de las zonas terrestres de las que se dispone de datos han experimentado más olas de calor desde mediados del siglo XX, salvo en el sureste de Estados Unidos, donde las mediciones de la frecuencia y duración de las olas de calor indican disminuciones. Esto se ha asociado al denominado “agujero de calor” que hay en esta región, donde la precipitación también ha aumentado, debido, posiblemente, a la interacción entre la tierra y la atmósfera y a las variaciones a largo plazo entre los océanos Atlántico y Pacífico. No obstante, en regiones más extensas, particularmente en África y América del Sur, se dispone de poca información sobre los cambios en las olas de calor.

En regiones tales como Europa, que cuentan con reconstrucciones históricas de la temperatura que se remontan a varios cientos de años, los datos indican que algunas zonas han experimentado un número desproporcionado de olas de calor extremas en los últimos decenios.



PF 2.2, figura 1 | Distribución de las anomalías de las temperaturas mínimas (a) y máximas (b) diarias relativas a la climatología de 1961 a 1990 para dos periodos: 1951 a 1980 (en azul) y 1981 a 2010 (en rojo) mediante el conjunto de datos HadGHCND. Las zonas sombreadas en azul y rojo representan, respectivamente, el 10% de las noches (a) y los días (b) más fríos y más calientes durante el período comprendido entre 1951 y 1980. El sombreado más oscuro indica cuánto ha descendido el número de días y noches más fríos (azul oscuro) y cuánto ha aumentado el número de días y noches más calientes (rojo oscuro) entre 1981 y 2010 en comparación al período entre 1951 y 1980.

(continúa en la página siguiente)

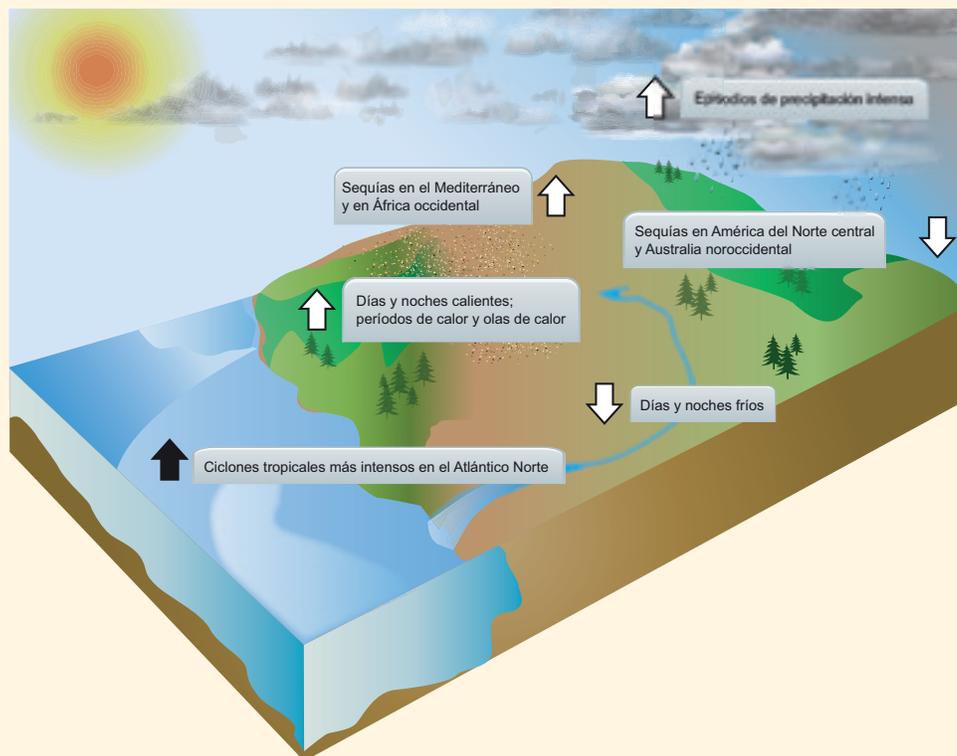
PF 2.2 (continuación)

Por lo general, las variaciones de los valores extremos de otras variables climáticas son menos uniformes que las observadas en la temperatura debido a las limitaciones de los datos y a incongruencias entre estudios, regiones o temporadas. Sin embargo, los aumentos de episodios de precipitaciones extremas, por ejemplo, son coherentes con el calentamiento del clima. Los análisis de zonas terrestres con datos suficientes indican un aumento de la frecuencia e intensidad de los episodios de precipitaciones extremas en los últimos decenios, pero los resultados varían considerablemente entre regiones y estaciones. Por ejemplo, las evidencias indican claramente un aumento de las precipitaciones intensas en América del Norte y Central y en Europa; por el contrario, en otras regiones, como Australia meridional y Asia occidental, los datos indican un descenso de estos episodios. Asimismo, los estudios sobre sequías no llegan a un acuerdo sobre el sentido de la tendencia mundial, ya que las incoherencias regionales de las tendencias también dependen de la definición de sequía. Sin embargo, hay indicios de un aumento de las sequías en algunas regiones (por ejemplo, el Mediterráneo) y de un descenso en otras (por ejemplo, América del Norte central) desde mediados del siglo XX.

En el caso de otros fenómenos climáticos extremos, como los ciclones tropicales, los últimos estudios muestran que, debido a los problemas con las capacidades de observación en el pasado, resulta difícil hacer declaraciones concluyentes sobre las tendencias a largo plazo. Sin embargo, hay evidencias muy sólidas del aumento del número de tormentas en el Atlántico Norte desde la década de 1970.

Una vez consideradas las incertidumbres presentes en los métodos de observación, las evidencias indican ligeras disminuciones de la frecuencia con que los ciclones tropicales llegan a tierra en el Atlántico Norte y el Pacífico Sur a lo largo de períodos de un siglo o más. No hay evidencias suficientes de una tendencia a más largo plazo en otras cuencas oceánicas. El desplazamiento de los ciclones extratropicales hacia los polos es claro en los dos hemisferios en los últimos 50 años. Por otro lado, hay más evidencias, aunque limitadas, de una disminución de la frecuencia de ventarrones en las latitudes medias. Diversos estudios sugieren un aumento de la intensidad, pero los problemas vinculados al muestreo de datos dificultan estas evaluaciones.

En PF 2.2, figura 2, se ilustran algunos de los cambios observados en los valores climáticos extremos. En general, los cambios globales más importantes se observan en las mediciones de la temperatura diaria y, hasta cierto punto, las olas de calor. Los episodios de precipitaciones extremas parecen ir en aumento, pero la variabilidad espacial es considerable. Las tendencias observadas en las sequías son aún inciertas, salvo en unas pocas regiones. Si bien se ha observado un aumento importante de la frecuencia y actividad de los ciclones tropicales en América del Norte desde la década de 1970, las razones de este incremento siguen siendo objeto de debate. Las evidencias de cambios de los valores extremos asociados a otras variables climáticas desde mediados del siglo XX son escasas.



PF 2.2, figura 2 | Tendencias de la frecuencia (o intensidad) de varios valores climáticos extremos (la dirección de la flecha denota el sentido del cambio) desde mediados del siglo XX (excepto para las tormentas en el Atlántico Norte, donde el período abarcado comienza en la década de 1970).

Preguntas frecuentes

PF 3.1 | ¿Se está calentando el océano?

Sí, el océano se está calentando en muchas regiones, a varias profundidades y en distintos períodos, pero no en todas partes ni de forma constante. La señal del calentamiento se observa con más claridad cuando se examinan los promedios globales, o incluso los promedios de las cuencas oceánicas, en períodos de un decenio o más largos.

La temperatura oceánica en un lugar dado puede variar considerablemente con las estaciones. También puede fluctuar sustancialmente de año a año, o incluso de un decenio a otro, debido a las variaciones en las corrientes oceánicas y al intercambio de calor entre el océano y la atmósfera.

Las temperaturas del océano se registran desde hace siglos, pero hasta 1971 aproximadamente las mediciones no fueron lo suficientemente exhaustivas para estimar la temperatura media global de los cientos de metros más superficiales del océano de un año dado. De hecho, antes de 2005, hasta que la red de flotadores perfiladores de temperatura y salinidad Argo alcanzó la cobertura mundial, la temperatura media global de la capa superior del océano de un año dado dependía de la metodología que se hubiera empleado para calcularla.

Las temperaturas medias globales de la capa superior del océano han aumentado a lo largo de escalas temporales decenales desde 1971 a 2010. A pesar de la considerable incertidumbre conexas a la mayoría de las medias anuales, este calentamiento se considera un resultado sólido. En los 75 m más superficiales del océano, la tendencia del calentamiento medio global ha sido de 0,11 [0,09 a 0,13] °C por decenio en el período mencionado. Por lo general, esta tendencia disminuye entre la superficie y las profundidades medias: hasta los 200 m, el aumento de la temperatura ha sido de 0,04 °C por decenio y, hasta los 500 m, de menos de 0,02 °C.

Las anomalías de la temperatura llegan a la subsuperficie de los océanos por corrientes además de por mezcla con aguas de menor profundidad (PF 3.1, figura 1). Las aguas más frías, y por tanto más densas, de las latitudes altas pueden descender desde la superficie y luego desplazarse hacia el ecuador por debajo de aguas más calientes y ligeras en latitudes más bajas. En unos pocos lugares, como el océano Atlántico Norte septentrional y el océano Austral que rodea a la Antártida, el agua oceánica se enfría tanto que desciende a grandes profundidades, incluso hasta el suelo marino. Luego esta agua se desplaza para llenar gran parte del resto de las profundidades del océano. A medida que las aguas superficiales del océano se calientan, las aguas que se hunden también se calientan con el tiempo. De este modo, las temperaturas en el océano interior aumentan más rápidamente de lo que lo harían únicamente con la mezcla descendente del calentamiento superficial.

En el Atlántico Norte, la temperatura de estas aguas profundas varía de decenio a decenio –unas veces se calienta, otras se enfría– en función de los patrones atmosféricos reinantes durante el invierno. Se ha detectado que las aguas del fondo alrededor de la Antártida se han calentado desde 1992 hasta 2005 aproximadamente, debido, quizá, a la intensificación y el desplazamiento hacia el sur de los vientos del oeste en torno al océano Austral en los últimos decenios. Es posible observar esta señal de calentamiento de las aguas más frías y profundas del fondo de los océanos del mundo, aunque se debilita hacia el norte de los océanos Índico, Atlántico y Pacífico. La tasa de calentamiento de las aguas profundas del océano generalmente es menos pronunciada que la de las aguas superficiales (alrededor de 0,03 °C por decenio desde la década de 1990 en las aguas profundas y del fondo en la Antártida, y menores en muchos otros lugares). Sin embargo, se produce sobre un gran volumen, de modo que el calentamiento de las aguas profundas del océano contribuye considerablemente al aumento total del contenido de calor del océano.

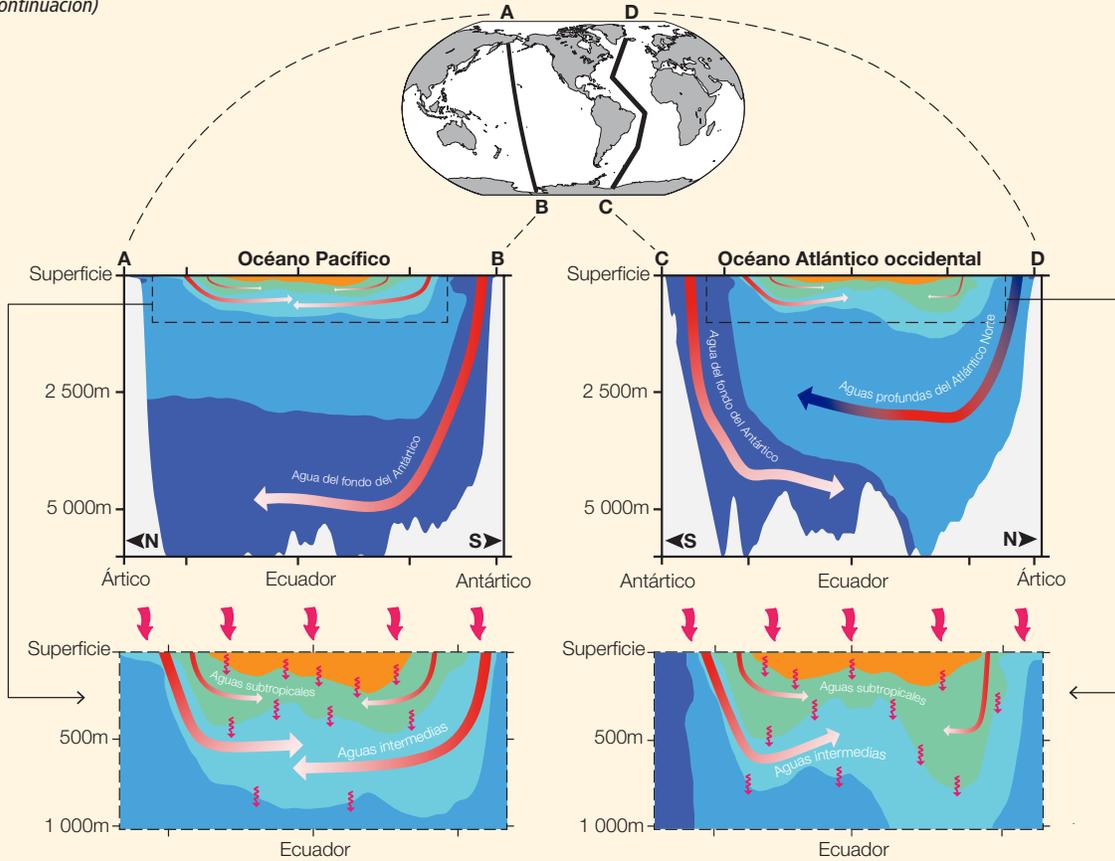
En los últimos años, las estimaciones de los cambios históricos de la temperatura media global oceánica se han vuelto más precisas, en gran medida por el reconocimiento, y la reducción, de errores de medición sistemáticos. Por medio de comparaciones rigurosas de mediciones menos precisas con otras más diseminadas y precisas de emplazamientos adyacentes y a horas similares, se consiguieron reducir algunos desvíos instrumentales parásitos en el registro histórico. Estos avances revelaron que la temperatura media global del océano había aumentado a un ritmo mucho más firme de año en año del que se había registrado antes de 2008. No obstante, la tasa de calentamiento medio global podría no ser uniforme en el tiempo. Hay años en que el océano parece calentarse más rápido que la media y otros en que la tasa de calentamiento parece ser más lenta.

El océano, por su gran masa y alta capacidad calorífica, puede almacenar enormes cantidades de energía (con una capacidad 1 000 veces superior a la de la atmósfera para un aumento equivalente de temperatura). La Tierra absorbe más calor que el que emite al espacio; prácticamente todo este exceso de calor penetra en los océanos y se almacena en ellos. Entre 1971 y 2010, el océano absorbió aproximadamente un 93% del calor combinado almacenado por el aire, el mar y la tierra calentados y el hielo fundido.

Gracias a su enorme capacidad calorífica y su lenta circulación, el océano tiene una inercia térmica significativa. Las temperaturas cerca de la superficie del océano tardan aproximadamente un decenio en ajustarse en respuesta al forzamiento climático (véase la sección 12.5), por ejemplo, a cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero. Por consiguiente, si en el futuro se mantuvieran las concentraciones de gases de efecto invernadero en los niveles actuales, el ritmo de aumento de la temperatura de la superficie de la Tierra comenzaría a ralentizarse en aproximadamente 10 años. Sin embargo, la temperatura de las profundidades del océano continuaría aumentando durante siglos a milenios (véase la sección 12.5) y, en consecuencia, los niveles del mar también continuarían creciendo entre siglos y milenios (véase la sección 13.5).

(continúa en la página siguiente)

PF 3.1 (continuación)



PF

PF 3.1, figura 1 | Trayectorias de la incorporación oceánica de calor. El océano está estratificado, con el agua más fría y densa en las profundidades (ilustraciones superiores: utilícese el mapa superior como orientación). El agua fría del fondo del Antártico (en azul oscuro) desciende alrededor de la Antártida y luego se desplaza en dirección norte por el suelo oceánico hacia el Pacífico central (ilustración superior izquierda: las flechas que cambian de tonalidad entre el rojo y el blanco indican un calentamiento mayor del agua del fondo en contacto reciente con la superficie del océano) y hacia el Atlántico occidental (ilustración superior derecha), así como también hacia el océano Índico (no ilustrado). Las aguas profundas del Atlántico Norte, menos frías y, por tanto, más ligeras (en azul claro) se hunden en el océano Atlántico Norte septentrional (ilustración superior derecha: la flecha que cambia de tonalidad entre el rojo y el azul en las aguas profundas indica el calentamiento y enfriamiento decenal) y luego se desplazan hacia el sur por encima del agua del fondo del Antártico. Análogamente, en la capa superior del océano (la ilustración inferior izquierda muestra un detalle del océano Pacífico, y la inferior derecha, del Atlántico), las frías aguas intermedias (en cian), se hunden en las regiones subpolares (las flechas que cambian de tonalidad entre el rojo y el blanco indican el calentamiento con el tiempo) antes de desplazarse hacia el ecuador por debajo de las más cálidas aguas subtropicales (en verde) que, a su vez, descienden (las flechas que cambian de tonalidad entre el rojo y el blanco indican un calentamiento fuerte de las aguas intermedias y subtropicales en contacto muy reciente con la superficie) y se desplazan hacia el ecuador por debajo de las aguas tropicales (en naranja), que son las más calientes y ligeras de los tres océanos. Los excesos de calor o frío que entran en la superficie del océano (flechas rojas curvadas encima de la superficie) también se mezclan lentamente hacia abajo (flechas rojas onduladas debajo de la superficie).

Preguntas frecuentes

PF 3.2 | ¿Existen evidencias de cambios en el ciclo del agua de la Tierra?

El ciclo del agua de la Tierra engloba la evaporación y la precipitación de la humedad en la superficie de la Tierra. Los cambios en el contenido de vapor de agua de la atmósfera son evidencias sólidas de que el ciclo hidrológico ya ha comenzado a reaccionar ante el calentamiento del clima. También son evidencia de ello los cambios en la distribución de la salinidad oceánica, que, al no haber observaciones a largo plazo de la lluvia y la evaporación sobre los océanos, se ha convertido en un pluviómetro indirecto.

Se prevé que el ciclo del agua se intensifique con un clima más cálido, pues el aire caliente puede contener más humedad: la atmósfera puede contener aproximadamente un 7% más de vapor de agua por cada grado Celsius de calentamiento. Las observaciones desde la década de 1970 indican un aumento del vapor de agua presente en la superficie terrestre y en la atmósfera inferior (PF 3.2, figura 1a) a una tasa conforme al calentamiento observado. Además, las proyecciones indican que la evaporación y la precipitación se intensificarán con un clima más cálido.

Los cambios registrados en la salinidad oceánica en los últimos 50 años respaldan esas proyecciones. El agua de mar contiene tanto agua salada como agua dulce y su salinidad es una función del peso de las sales disueltas que contiene. Dado que la cantidad total de sal, que proviene de la meteorización de las rocas, no cambia a escalas temporales humanas, la salinidad del agua de mar solo puede verse alterada a lo largo de días o siglos por la adición o sustracción de agua dulce.

La atmósfera conecta las regiones del océano con pérdida neta de agua dulce con las de ganancia mediante el traslado de vapor de agua de un lugar a otro. La distribución de la salinidad en la superficie oceánica refleja en gran medida el patrón espacial de la evaporación menos la precipitación, la escorrentía desde tierra y los procesos del hielo marino. Se han producido algunas alteraciones en los patrones de unos procesos respecto de otros debido a las corrientes oceánicas.

Las aguas subtropicales son altamente salinas porque la evaporación es superior a la precipitación, mientras que el agua del mar en latitudes más altas y en los trópicos, donde cae más lluvia de la que se evapora, es menos salina (PF 3.2, figura 1b, d). El océano Atlántico, la cuenca oceánica con más contenido de sal, pierde más agua dulce por evaporación que la que gana por precipitación. En cambio, el Pacífico es prácticamente neutro (es decir, la ganancia por precipitación es aproximadamente la misma que la pérdida por evaporación) y en el océano Austral (la región alrededor de la Antártida) predominan las precipitaciones.

Los cambios de la salinidad de la superficie y de la capa superior del océano han intensificado el patrón de salinidad medio. Las regiones subtropicales, en las que predomina la evaporación, se han vuelto más salinas y las regiones subpolares y tropicales, en las que predomina la precipitación, se han desalinizado. Un estudio de los cambios en los 500 m superiores del océano arroja un aumento de la salinidad en el Atlántico, donde predomina la evaporación, y una disminución en el Pacífico, prácticamente neutral en la relación precipitación/evaporación, y en el Austral, donde predomina la precipitación (PF 3.2, figura 1c).

La observación directa y a nivel global de los cambios de la precipitación y la evaporación es difícil, ya que la mayoría del intercambio de agua dulce entre la atmósfera y la superficie tiene lugar sobre el 70% de la superficie de la Tierra cubierta por océanos. Se dispone de registros de precipitaciones a largo plazo únicamente sobre la superficie terrestre, pero no de mediciones de la evaporación a largo plazo.

Las observaciones terrestres muestran un aumento de las precipitaciones en algunas regiones y una disminución en otras, lo que dificulta construir una imagen global integrada. También indican un aumento del número de episodios de lluvia extremos, así como de inundaciones asociadas a la fusión de nieve más temprana en latitudes muy septentrionales, pero estas tendencias tienen un carácter regional muy marcado. Hasta ahora, las observaciones en tierra no proporcionan evidencias suficientes de los cambios en las sequías.

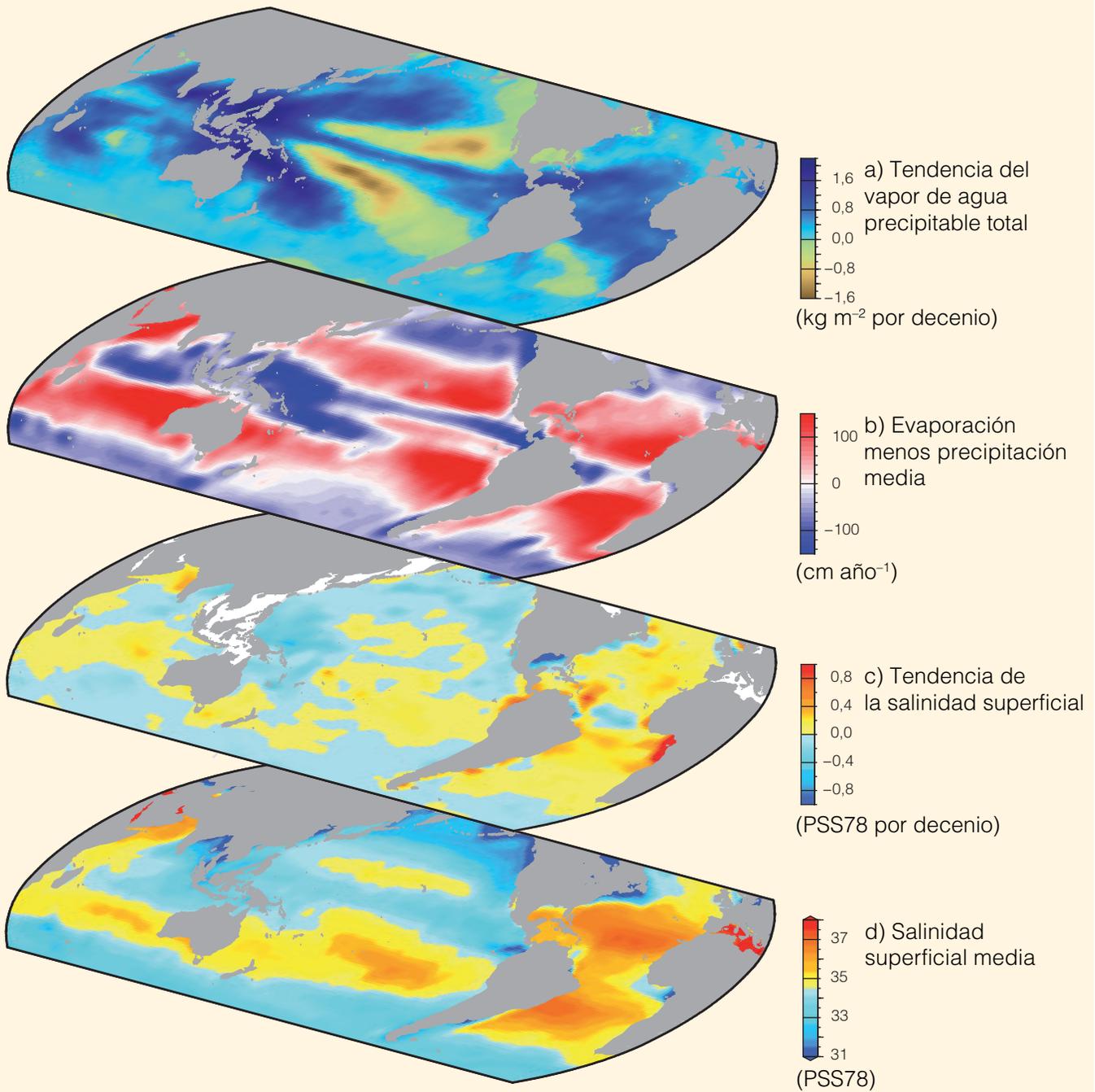
Por otro lado, es posible medir la lluvia sobre el océano de forma efectiva y precisa con la salinidad oceánica, ya que esta refleja y suaviza la diferencia entre el agua que el océano incorpora por precipitación y la que pierde por evaporación, ambas irregulares y episódicas. La salinidad oceánica también se ve afectada por la escorrentía del agua de los continentes y por la fusión y el congelamiento del hielo marino o del hielo glaciar flotante. El agua dulce añadida por la fusión de hielo en tierra modificará la salinidad media global, pero los cambios producidos hasta la fecha son demasiado pequeños como para ser observados.

Los datos de los últimos 50 años revelan cambios generalizados en la salinidad de la capa superior del océano, que indican cambios sistemáticos en la precipitación y escorrentía menos la evaporación, como se ilustra en PF 3.2, figura 1.

Esta pregunta se basa en las observaciones incluidas en los capítulos 2 y 3 y en los análisis de modelos de los capítulos 9 y 12.

(continúa en la página siguiente)

PF 3.2 (continuación)



PF 3.2, figura 1 | Los cambios de la salinidad de la superficie del mar están relacionados con los patrones atmosféricos de evaporación menos precipitación (E – P) y con las tendencias del agua precipitable total: a) Tendencia lineal (1988 a 2010) del agua precipitable total (vapor de agua integrado desde la superficie terrestre a través de toda la atmósfera) (kg m⁻² por decenio) obtenida a partir de observaciones satelitales (reproductor de imágenes con detector especial en microondas) (según Wentz y otros, 2007) (gama de azul: más húmedo; gama de amarillo: más seco); b) La E – P neta media climatológica (cm año⁻¹) del período entre 1979 y 2005 obtenida a partir de reanálisis meteorológicos (Centros Nacionales de Predicción del Medio Ambiente/Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas; Kalnay y otros, 1996) (gama de rojo: evaporación neta; gama de azul: precipitación neta); c) Tendencia (1950 a 2000) de la salinidad superficial (PSS78 por 50 años) (según Durack y Wijffels, 2010) (gama de azul: disminución de la salinidad; gamas de amarillo y rojo: aumento de la salinidad). d) Salinidad superficial media climatológica (PSS78) (gama de azul: <35; gamas de amarillo y rojo: >35).

Preguntas frecuentes

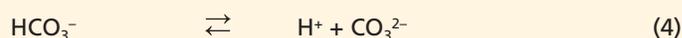
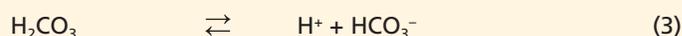
PF 3.3 | ¿Cómo se relaciona la acidificación del océano antropógena con el cambio climático?

Tanto el cambio climático como la acidificación del océano antropógenos se deben al incremento de las concentraciones de dióxido de carbono (CO₂) en la atmósfera. Los mayores niveles de dióxido de carbono, así como de otros gases de efecto invernadero, afectan indirectamente al sistema climático, ya que retienen el calor que emite la superficie de la Tierra. La acidificación del océano antropógena es una consecuencia directa del aumento de las concentraciones de CO₂, pues actualmente el agua del mar absorbe alrededor del 30% del CO₂ antropógeno presente en la atmósfera.

La acidificación del océano es la disminución del pH del océano durante un periodo prolongado, normalmente decenios o más, causado principalmente por la incorporación de CO₂ de la atmósfera. El pH es una medida de la acidez adimensional. La acidificación del océano describe la dirección del cambio del pH, no su estado final, es decir, el pH del océano está disminuyendo, pero no se espera que se torne ácido (pH < 7). La acidificación del océano también puede deberse a adiciones o sustracciones químicas del océano que pueden ser de origen natural (por ejemplo, una mayor actividad volcánica, la liberación de metano hídrico o cambios a largo plazo de la respiración neta) o provocadas por el hombre (por ejemplo, la liberación de compuestos de nitrógeno y azufre a la atmósfera). La acidificación del océano antropógena hace referencia a la parte de disminución del pH originado por la actividad humana.

La liberación de CO₂ provocada por las actividades industriales y agrícolas desde aproximadamente 1750 ha producido el aumento de las concentraciones medias globales de CO₂ en la atmósfera, que pasaron de 278 ppm a 390,5 ppm en 2011. La concentración atmosférica de CO₂ actual es la más alta desde, por lo menos, los últimos 800 000 años y se prevé que continúe aumentando por nuestra dependencia de los combustibles fósiles para obtener energía. Hasta la fecha, los océanos han absorbido alrededor de 155 ± 30 PgC de la atmósfera, lo que representa aproximadamente un cuarto de la cantidad total de CO₂ emitido (555 ± 85 PgC) por las actividades humanas desde la era preindustrial. Este proceso de absorción natural ha reducido significativamente los niveles de gases de efecto invernadero en la atmósfera y ha minimizado algunos de los impactos del calentamiento global. No obstante, esta incorporación de CO₂ tiene repercusiones considerables en la química del agua de mar. El pH medio de las aguas superficiales del océano ya ha disminuido unas 0,1 unidades y ha pasado de 8,2 a 8,1 desde el comienzo de la Revolución Industrial. Las estimaciones de las proyecciones de concentraciones de CO₂ en la atmósfera y el océano indican que, hacia finales de este siglo, el pH medio del océano superficial será entre un 0,2 y un 0,4 más bajo que en la actualidad. La escala de pH es logarítmica, de modo que un cambio de una unidad corresponde a un cambio 10 veces mayor en la concentración de iones de hidrógeno.

Cuando se produce el intercambio de CO₂ atmosférico a través de la interfaz aire-mar, el CO₂ reacciona con el agua de mar y se producen cuatro reacciones químicas que aumentan las concentraciones de los compuestos de carbono: dióxido de carbono disuelto (CO_{2(agua)}), ácido carbónico (H₂CO₃) y bicarbonato (HCO₃⁻):

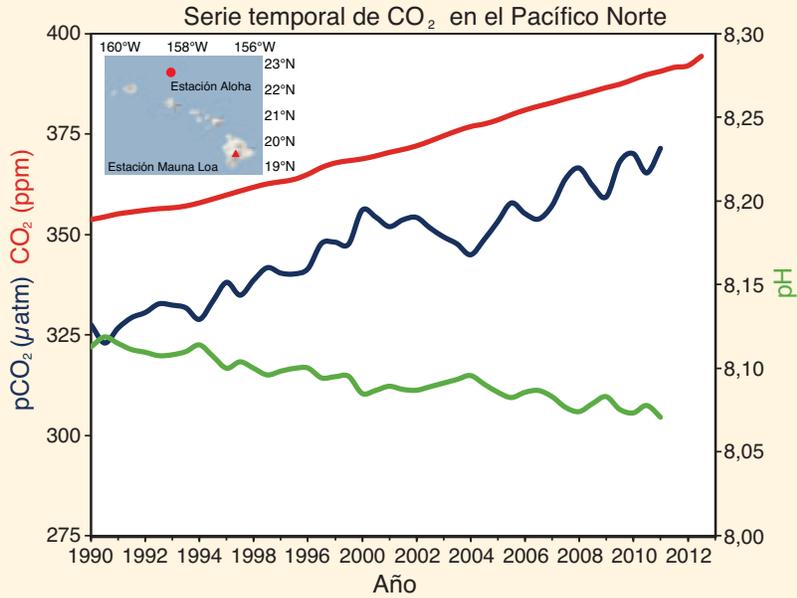


Estas reacciones producen iones de hidrógeno (H⁺). El aumento de la concentración de iones de hidrógeno en el océano se traduce en la reducción del pH o, lo que es lo mismo, en el aumento de la acidez. En condiciones normales, más del 99,99% de los iones de hidrógeno que se producen en el agua de mar se combinan con iones carbonato (CO₃²⁻) para producir HCO₃⁻ adicional. Por consiguiente, la adición de CO₂ antropógeno a los océanos baja el pH y consume iones carbonato. Estas reacciones son completamente reversibles y la termodinámica básica de estas reacciones en el agua de mar se conoce bien, de forma que con un pH de aproximadamente 8,1, alrededor de un 90% del carbono está en forma de ión bicarbonato, un 9% en forma de ión carbonato y solo alrededor de un 1% en forma de CO₂ disuelto. Los resultados de estudios en laboratorios, sobre el terreno y de modelización, así como los datos del registro geológico, indican claramente que los ecosistemas marinos son altamente sensibles a los aumentos de CO₂ oceánico y a la disminución de pH y de iones carbonato conexas.

El cambio climático y la acidificación del océano antropógena no actúan de forma independiente. Si bien el CO₂ que incorpora el océano no contribuye al calentamiento por efecto invernadero, el calentamiento del océano reduce la solubilidad del CO₂ en el agua de mar, lo que conlleva la reducción de la cantidad de CO₂ que los océanos pueden absorber de la atmósfera. Por ejemplo, con el doble de concentración de CO₂ respecto de la era preindustrial y un incremento de 2 °C de la temperatura, el agua de mar absorbe casi un 10% menos de CO₂ (un 10% menos de carbono total, C_T) del que absorbería sin el aumento de temperatura (compárense las columnas 4 y 6 del cuadro 1), pero el pH se mantiene prácticamente invariable. Esto significa que, aunque un océano más caliente tenga menos capacidad de remover CO₂ de la atmósfera, no deja de acidificarse. Esto es consecuencia de que, en un océano más caliente, el bicarbonato se convierte en carbonato y libera un ión de hidrógeno, estabilizándose así el pH.

(continúa en la página siguiente)

PF 3.3 (continuación)



PF 3.3, figura 1 | Serie temporal suavizada de la fracción molar de CO₂ atmosférico (en ppm) en el Observatorio atmosférico de Mauna Loa (línea superior roja), la presión parcial de CO₂ (pCO₂) en la superficie del océano (línea de en medio azul) y el pH de la superficie del océano (línea inferior verde) en la Estación ALOHA en el Pacífico Norte subtropical al norte de Hawái durante el período comprendido entre 1990 y 2011 (según Doney y otros, 2009; datos extraídos de Dore y otros, 2009). Los resultados indican que la tendencia de la pCO₂ de la superficie del océano suele coincidir con el incremento atmosférico, pero es más variable debido a la variabilidad interanual a gran escala de los procesos oceánicos.

PF 3.3, cuadro 1 | Variaciones en los parámetros del pH y del sistema de carbono oceánicos en el agua de superficie para una concentración de CO₂ atmosférico dos veces mayor con respecto a la era preindustrial sin y con un aumento de 2 °C de temperatura^a.

Parámetro	Preindustrial (280 ppmv) 20 °C	Preindustrial x 2 (560 ppmv) 20 °C	(% de variación en comparación con la era preindustrial)	Preindustrial x 2 (560 ppmv) 22 °C	(% de variación en comparación con la era preindustrial)
pH	8,1714	7,9202	–	7,9207	–
H ⁺ (mol kg ⁻¹)	6,739e ⁻⁹	1,202e ⁻⁸	(78,4)	1,200e ⁻⁸	(78,1)
CO ₂ (agua) (μmol kg ⁻¹)	9,10	18,10	(98,9)	17,2	(89,0)
HCO ₃ ⁻ (μmol kg ⁻¹)	1 723,4	1 932,8	(12,15)	1 910,4	(10,9)
CO ₃ ²⁻ (μmol kg ⁻¹)	228,3	143,6	(-37,1)	152,9	(-33,0)
C _T (μmol kg ⁻¹)	1 960,8	2 094,5	(6,82)	2 080,5	(6,10)

Notas:

^a CO₂(agua) = CO₂ disuelto, H₂CO₃ = ácido carbónico, HCO₃⁻ = bicarbonato, CO₃²⁻ = carbonato, C_T = carbono total = CO₂(agua) + HCO₃⁻ + CO₃²⁻.

Preguntas frecuentes

PF 4.1 | ¿Qué cambios se están produciendo en el hielo marino en el Ártico y el Antártico?

Las cubiertas de hielo del océano Ártico y del océano Austral alrededor de la Antártida tienen características bastante diferentes y, por tanto, experimentan cambios diferentes con el tiempo. En los últimos 34 años (1979 a 2012), la extensión media anual del hielo marino del Ártico se redujo un 3,8% por decenio. El espesor medio en invierno del hielo marino del océano Ártico se redujo en aproximadamente 1,8 m entre 1978 y 2008 y su volumen total (masa) ha mermado durante todas las épocas del año. La reducción más rápida del valor mínimo en verano de la extensión del hielo marino es consecuencia de estas tendencias. Por el contrario, durante el mismo período de 34 años, se ha registrado un ligero aumento de un 1,5% por decenio en la extensión total de hielo marino en el Antártico. No obstante, existen importantes diferencias regionales en los cambios producidos alrededor de la Antártida. Se dispone de mediciones insuficientes del espesor del hielo marino del Antártico para valorar si el volumen total (masa) ha disminuido o aumentado, o si se mantiene estable.

Una gran parte de la cubierta total de hielo marino del Ártico se encuentra por encima de los 60° N (PF 4.1, figura 1) y está rodeada de tierra al sur con aberturas al archipiélago ártico canadiense y a los mares de Bering, Barents y Groenlandia. Parte del hielo de la cuenca del Ártico perdura durante varias estaciones y aumenta su espesor por la congelación del agua de mar en la base y por deformación (estriamiento y cabalgamiento). El espesor del hielo marino estacional aumenta únicamente unos 2 m, pero el del hielo de más de un año (hielo perenne) puede aumentar varios metros. El hielo marino del Ártico se mueve a la deriva por la cuenca, empujado por el viento y las corrientes oceánicas: el patrón medio de deriva predominante es una circulación en sentido de las agujas del reloj en el Ártico occidental y una corriente transpolar de deriva que lleva el hielo marino siberiano a través del Ártico y lo saca de la cuenca por el estrecho de Fram.

Gracias a los satélites con capacidad para distinguir el hielo de las aguas libres, contamos con una imagen de los cambios producidos en la cubierta de hielo marino. Desde 1979, la extensión media anual de hielo en el Ártico ha disminuido un 3,8% por decenio. La reducción de la extensión al final del verano (final de septiembre) ha sido aún mayor, de un 11% por decenio, y alcanzó un récord mínimo en 2012. La extensión media decenal de la cubierta mínima de hielo del Ártico en septiembre ha disminuido cada decenio desde que se dispone de registros satelitales. Los registros submarinos y satelitales indican que el espesor del hielo del Ártico y, por tanto, su volumen total, también está mermando. Las variaciones de las cantidades relativas de hielo perenne y estacional contribuyen a la reducción del volumen de hielo. En el registro de 34 años, aproximadamente un 17% de este tipo de hielo marino por decenio se ha perdido por fusión y salida de la cuenca desde 1979, y un 40% desde 1999. Aunque la zona de la cubierta de hielo marino del Ártico puede fluctuar de año a año debido a la producción estacional variable, es lento el ritmo de recuperación de la proporción de hielo perenne espeso y el volumen total de hielo marino.

A diferencia del Ártico, la cubierta de hielo alrededor de la Antártida está limitada en las latitudes al norte de los 78°S debido a la presencia de la masa terrestre continental. La cubierta de hielo del Antártico es considerablemente estacional: su espesor medio en el período de extensión máxima en septiembre es de tan solo alrededor de 1 m. Solo una pequeña fracción de la cubierta de hielo subsiste al mínimo estival en febrero, y es muy pequeña la que tiene más de dos años. El borde de hielo está expuesto al mar abierto y la cantidad de nieve caída sobre el hielo marino del Antártico es más elevada que sobre el Ártico. Cuando la carga de nieve debida a la nieve caída es suficiente para hundir la superficie de hielo por debajo del nivel del mar, el agua de mar se filtra por la base del banco de nieve y, cuando la nieve enlodada se congela, se forma nieve-hielo. Así pues, la conversión de nieve a hielo (así como la congelación basal en el Ártico) contribuyen al aumento estacional del espesor de hielo y del volumen total de hielo en el Antártico. La formación de nieve-hielo es sensible a los cambios en la precipitación y, por consiguiente, a los cambios del clima regional. La consecuencia de los cambios en la precipitación sobre el espesor y el volumen del hielo marino en el Antártico siguen siendo objeto de investigación.

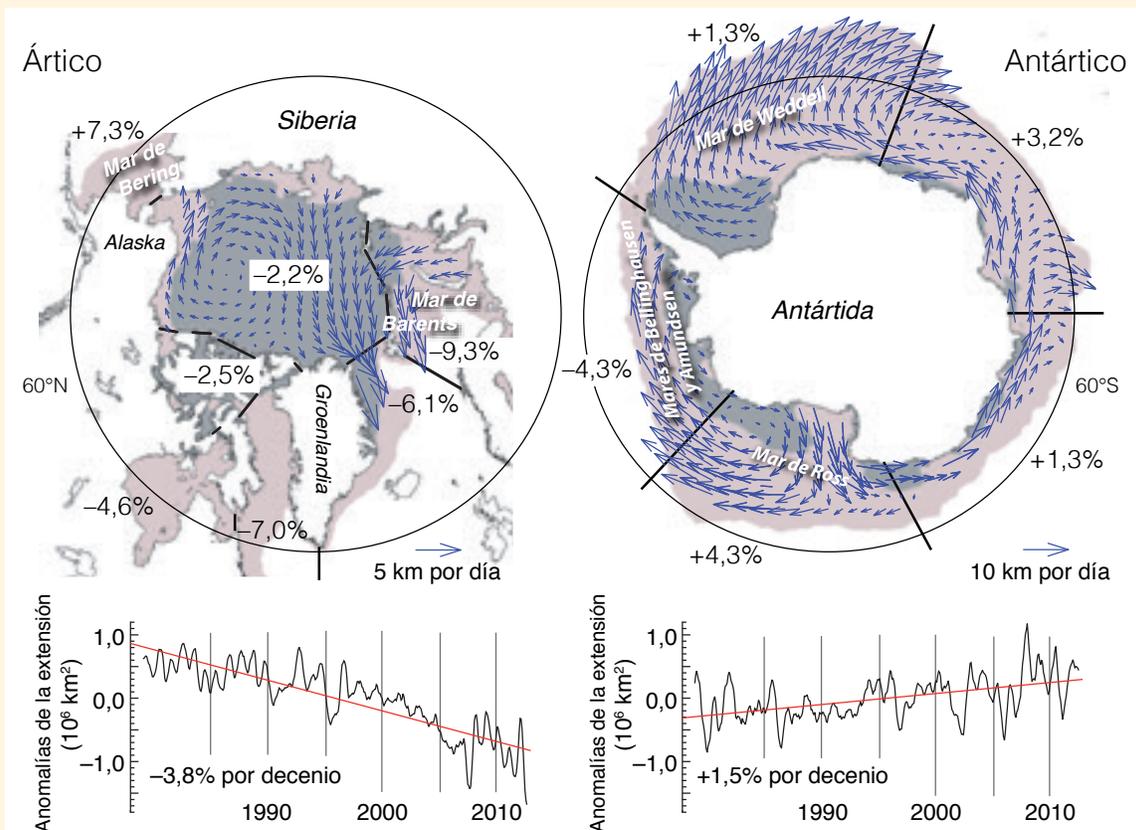
La extensión latitudinal de la capa de hielo marino del Antártico, al no estar limitada por fronteras terrestres, es muy variable. Cerca de la costa antártica, la deriva del hielo marino es predominantemente de este a oeste, pero, más hacia el norte, es de oeste a este y considerablemente divergente. Es posible encontrar patrones bien definidos de circulación en el sentido de las agujas del reloj que transportan hielo hacia el norte en los mares de Weddell y Ross. Al este de la Antártida, en cambio, la circulación es más variable. La extensión de la capa de hielo marino al norte depende, en parte, de la deriva divergente, que en los meses de invierno propicia la formación de hielo nuevo en zonas de mar libre persistente (polinias) a lo largo del litoral. Como resultado, el agua de estas zonas de formación de hielo tiene mayor contenido de sal y es, por tanto, más densa y se convierte en una de las fuentes primarias del agua de las capas más profundas de los océanos del mundo.

Durante el mismo registro satelital de 34 años, la extensión anual de hielo marino del Antártico aumentó aproximadamente un 1,5% por decenio. Sin embargo, hay diferentes tendencias entre las regiones: se han registrado disminuciones en los mares de Bellingshausen y Amundsen, pero un aumento mayor en la extensión de hielo marino del mar de Ross, que es el que más influye en la tendencia general. Se desconoce si este pequeño aumento general de la extensión de hielo del Antártico es significativo como indicador del clima porque la extensión varía considerablemente de año a año y de un lugar a otro en el continente. Los resultados de un estudio reciente sugieren que estas marcadas diferencias de tendencias en la cubierta de hielo podrían deberse a las tendencias de la velocidad del viento y a patrones regionales. Sin mejores estimaciones del espesor y volumen del hielo, es difícil determinar la forma en que la capa de hielo marino del Antártico está respondiendo al cambio climático, o qué parámetros del clima resultan más influyentes. *(continúa en la página siguiente)*

PF

PF 4.1 (continuación)

El entorno y los procesos físicos que afectan al estado de la capa de hielo del Ártico y el Antártico son considerablemente diferentes. Por eso, sus respuestas al cambio climático son dispares. El registro extenso e ininterrumpido de observaciones satelitales ha proporcionado una imagen clara de la disminución de la capa de hielo marino del Ártico, pero se dispone de otras evidencias que nos impiden sacar conclusiones claras sobre los cambios generales producidos en el hielo del Antártico y sus causas.



PF 4.1, figura 1 | Patrón de circulación medio del hielo marino y tendencias decenales (%) de las anomalías anuales de la extensión de hielo (es decir, tras eliminar el ciclo estacional) en diferentes sectores del Ártico y el Antártico. Las flechas muestran la dirección y magnitud promedio de la deriva de hielo. La capa de hielo media del período comprendido entre 1979 y 2012 obtenida de observaciones satelitales en su extensión máxima (mínima) está representada con el sombreado violáceo (gris).

Preguntas frecuentes

PF 4.2 | ¿Están desapareciendo los glaciares de las regiones montañosas?

Los glaciares de muchas cadenas montañosas del mundo están desapareciendo como consecuencia de los aumentos de la temperatura atmosférica de los últimos decenios. Se ha observado que están desapareciendo glaciares en el Ártico canadiense y las Montañas Rocosas, los Andes, la Patagonia, los Alpes europeos, las montañas Tián, en montañas tropicales de América del Sur, África y Asia, y en otros lugares. En estas regiones han desaparecido más de 600 glaciares en los últimos decenios. Aunque no siguiera aumentando la temperatura, desaparecerían muchos más glaciares. También es probable que algunas cadenas montañosas pierdan la mayoría, si no la totalidad, de sus glaciares.

En todas las regiones montañosas con glaciares en la actualidad, el volumen glaciar ha mermado considerablemente en los últimos 150 años. En ese período, muchos glaciares pequeños han desaparecido. Con algunas excepciones locales, la retracción de los glaciares (reducción del área y volumen) ya era generalizada en la década de 1940 y particularmente marcada desde la década de 1980. Sin embargo, también hubo períodos de relativa estabilidad durante las décadas de 1890, 1920 y 1970, como se desprende de las mediciones a largo plazo de los cambios de longitud y de la modelización del balance de masa. Las mediciones in situ convencionales, y cada vez más las obtenidas desde aeronaves y satélites, proporcionan sólidas evidencias de que en la mayoría de las regiones con glaciares, la tasa de reducción de la superficie glaciar fue mayor en los dos últimos decenios que en los anteriores, y de que los glaciares continúan retrayéndose. No obstante, en algunas regiones, hay glaciares individuales que presentan un comportamiento diferente y que han avanzado al mismo tiempo que la mayoría se ha retraído (por ejemplo, en las costas de Nueva Zelanda, Noruega y la Patagonia austral (Chile), o en la cordillera del Karakórum en Asia). En general, estos avances de los glaciares son resultado de condiciones topográficas y/o climáticas especiales (como un aumento de la precipitación).

Un glaciar puede tardar varios decenios en ajustar su extensión a un cambio instantáneo del clima, por lo que la mayoría de los glaciares son actualmente más grandes de lo que serían si estuvieran en equilibrio con el clima actual. Dado que el tiempo necesario para que se produzca este ajuste aumenta con el tamaño del glaciar, los glaciares más grandes continuarán retrayéndose en los próximos decenios aunque las temperaturas se estabilizaran. Los más pequeños también seguirían contrayéndose, pero ajustarían su extensión más rápidamente y muchos de ellos terminarían desapareciendo por completo.

Son muchos los factores que influyen en el futuro desarrollo de cada glaciar y que determinarán si este desaparecerá: por ejemplo, el tamaño, la pendiente, la elevación, la distribución de la superficie según la elevación y las características de la superficie (por ejemplo, la capa de detritos). Estos factores varían considerablemente entre regiones y también entre glaciares cercanos. Los factores externos, como la topografía circundante y el régimen climático, también son importantes para la evolución futura del glaciar. En escalas temporales cortas (uno o dos decenios), cada glaciar responde al cambio climático de forma individual y diferenciada en detalle.

En períodos mayores de unos 50 años, la respuesta es más uniforme y menos dependiente de los detalles del entorno local, lo que significa que es posible modelizar bien las tendencias a largo plazo de la evolución de los glaciares. Estos modelos se basan en el conocimiento de principios físicos básicos. Por ejemplo, un aumento de la temperatura media del aire local, sin variaciones de la precipitación, provocará el ascenso de la altitud de la línea de equilibrio (véase el glosario) de unos 150 m por cada grado Celsius de calentamiento de la atmósfera. Dicho ascenso y sus consecuencias para los glaciares de diferente tamaño y elevación se ilustran en PF 4.2, figura 1.

En un principio, todos los glaciares tienen un área de acumulación (en blanco) por encima y un área de ablación (en azul claro) por debajo de la altitud de la línea de equilibrio (PF 4.2, figura 1a). A medida que la altitud de la línea de equilibrio asciende, el área de acumulación se contrae y el de ablación se expande, lo que conlleva el aumento de la superficie sobre la que se pierde hielo por fusión (PF 4.2, figura 1b). Como consecuencia de este desequilibrio, se produce una pérdida general de hielo. Después de varios años, el frente del glaciar se retrae y el área de ablación se reduce hasta que el glaciar haya ajustado su extensión al nuevo clima (PF 4.2, figura 1c). En las zonas donde el cambio climático es lo suficientemente intenso para elevar la altitud de la línea de equilibrio por encima del punto más alto del glaciar (PF 4.2, figura 1b, derecha), el glaciar terminará desapareciendo por completo (PF 4.2, figura 1c, derecha). Los glaciares más elevados, que mantienen sus áreas de acumulación, se reducirán, pero no desaparecerán (PF 4.2, figura 1c, izquierda y centro). Es posible que un gran glaciar de valle pierda una gran parte de su lengua, que probablemente dejaría en su lugar un lago (PF 4.2, figura 1c, izquierda). Además de la temperatura del aire, los cambios en la cantidad y estacionalidad de las precipitaciones también influyen en la variación de la altitud de la línea de equilibrio. La dinámica de los glaciares (por ejemplo, la velocidad de flujo) también contribuye, pero no se tiene en cuenta en este esquema simplificado.

Muchas observaciones confirman que los diferentes tipos de glaciar responden de forma diferente al cambio climático reciente. Por ejemplo, las lenguas llanas y bajas de los grandes glaciares de valle (como en Alaska, Canadá o los Alpes) son actualmente los que más pérdida de masa han experimentado, independientemente del aspecto, la tasa de sombra o la capa de detritos. Este tipo de glaciar ajusta lentamente su extensión a las nuevas condiciones climáticas y su respuesta principal a estas es la disminución del espesor sin una retracción sustancial de los extremos. Por el contrario, los glaciares de montaña más pequeños, con pendientes bastante constantes, se ajustan más rápidamente al nuevo clima: cambian el tamaño de su área de ablación con mayor rapidez (PF 4.2, figura 1c, centro).

(continúa en la página siguiente)

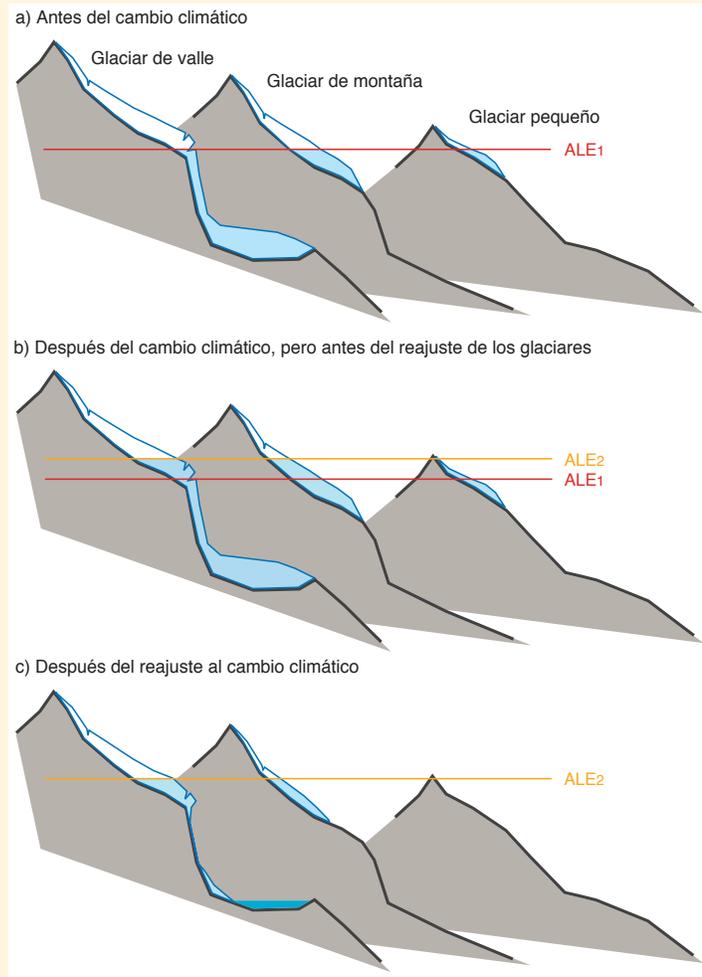
PF

PF 4.2 (continuación)

La respuesta a largo plazo de la mayoría de los glaciares se puede determinar muy bien con el enfoque ilustrado en PF 4.2, figura 1. Sin embargo, es difícil la modelización de la respuesta a corto plazo de un glaciar, o la respuesta a largo plazo de tipos de glaciares más complejos (tales como los que tienen una capa espesa de detritos, reciben nieve de avalanchas, tienen un área de acumulación desconectada, son de tipo galopante o se desprenden en agua). En estos casos, es necesario conocer en detalle otras características del glaciar, como el balance de masa, la distribución de espesor del hielo y la hidráulica interna. No se dispone de esos datos de la mayoría de glaciares del mundo y, por consiguiente, solo es posible aproximar su respuesta al cambio climático mediante el esquema simplificado de PF 4.2, figura 1.

Por ejemplo, la cordillera del Karakórum-Himalaya tiene una gran variedad de tipos de glaciar y condiciones climáticas, y todavía se conocen mal las características de los glaciares. Por ello, determinar su evolución en el futuro es una tarea particularmente incierta. Ahora bien, se espera que en los próximos años se colmen sustancialmente las lagunas en los conocimientos gracias al mayor uso de los datos satelitales (por ejemplo, para compilar inventarios de glaciares u obtener velocidades de flujo) y a la ampliación de las redes de medición terrestres.

En resumen, el destino de los glaciares variará tanto en función de sus características específicas como de las condiciones climáticas futuras. Desaparecerán más glaciares; otros perderán la mayor parte de sus porciones bajas, y otros pueden que no cambien sustancialmente. Los glaciares cuya la altitud de la línea de equilibrio ya se encuentre por encima de la elevación máxima del glaciar desaparecerán por completo, a menos que el clima se enfríe. Asimismo, desaparecerán todos los glaciares ubicados en regiones donde la altitud de la línea de equilibrio supere su altitud máxima en el futuro.



PF 4.2, figura 1 | Esquema de tres tipos de glaciares a diferentes alturas y su respuesta a un ascenso de la altitud de la línea de equilibrio (ALE). a) En un clima determinado, la altitud de la línea de equilibrio tiene una altitud específica (ALE1) y todos los glaciares tienen un tamaño específico. b) Debido a un aumento de la temperatura, la altitud de la línea de equilibrio asciende hasta alcanzar una altitud nueva (ALE2), lo que da lugar inicialmente a una reducción del área de acumulación y a un área de ablación mayor en todos los glaciares. c) Una vez que el tamaño del glaciar se ha ajustado a la nueva altitud de la línea de equilibrio, el glaciar de valle (izquierda) ha perdido su lengua de hielo y el glaciar pequeño (derecha) ha desaparecido por completo.

Preguntas frecuentes

PF 5.1 | ¿Es el Sol un factor importante de los cambios climáticos recientes?

La irradiación solar total (IST, capítulo 8) es una medida de la energía total en la parte superior de la atmósfera proveniente del Sol. Varía en una amplia gama de escalas temporales: de miles de millones de años a tan solo unos pocos días. Sin embargo, ha variado relativamente poco en los últimos 140 años. Los cambios en la irradiación solar son un motor importante de la variabilidad climática (capítulo 1, figura 1.1), junto con las emisiones volcánicas y factores antropógenos. Como tal, ayudan a explicar el cambio observado en las temperaturas globales en superficie durante el período instrumental (PF 5.1, figura 1; capítulo 10) y durante el último milenio. Si bien es posible que la variabilidad solar haya contribuido de forma discernible a los cambios producidos en la temperatura global en superficie a principios del siglo XX, esta no puede explicar el aumento observado desde que se comenzó a medir la IST directamente con satélites a finales de la década de 1970 (capítulos 8 y 10).

El núcleo del Sol es un reactor de fusión nuclear gigante que convierte el hidrógeno en helio. Este proceso genera energía que se irradia a través del sistema solar en forma de radiación electromagnética. La cantidad de energía que llega a la parte superior de la atmósfera de la Tierra varía en función de la generación y emisión de energía electromagnética proveniente del Sol y del recorrido de la órbita de la Tierra alrededor del Sol.

Desde 1978, la IST se mide directamente con instrumentos a bordo de satélites; estas mediciones indican que, en promedio, $\sim 1361 \text{ W m}^{-2}$ llegan a la parte superior de la atmósfera de la Tierra. Distintas partes de la superficie terrestre, así como la contaminación del aire y las nubes actúan como un espejo y reflejan aproximadamente un 30% de esta energía de vuelta al espacio. Se registran niveles más elevados de IST cuando el Sol es más activo. Las variaciones de la irradiación siguen el ciclo de manchas solares de aproximadamente 11 años: durante los últimos ciclos, los valores de IST fluctuaron una media de alrededor del 0,1%.

Antes de disponer de mediciones satelitales, las variaciones se estimaban a partir del número de manchas solares (desde 1610) o de radioisótopos que se forman en la atmósfera y se conservan en los hielos polares y en los anillos arbóreos. Los períodos diferenciados de entre 50 a 100 años de muy poca actividad solar, como el mínimo de Maunder entre 1645 y 1715, se conocen comúnmente como grandes mínimos solares. La mayoría de las estimaciones de los cambios de IST entre el mínimo de Maunder y la actualidad son del orden de un 0,1%, similar a la amplitud de la variabilidad de 11 años.

¿De qué manera la variabilidad solar puede ayudar a explicar el registro de temperatura global en superficie observado desde 1870? Para responder esta pregunta, es fundamental entender que también participan otros motores climáticos y que cada uno de ellos produce patrones característicos de respuestas climáticas regionales. Sin embargo, es la combinación de todos ellos la que produce el cambio climático observado. La variabilidad solar y las erupciones volcánicas son factores naturales. Por otro lado, los factores antropógenos, esto es, los producidos por el hombre, incluyen cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero y emisiones de contaminantes del aire visibles (aerosoles) y otras sustancias generadas por las actividades humanas. La variabilidad interna es la variación de un sistema climático debida, por ejemplo, a la variabilidad del tiempo o a fenómenos como El Niño-Oscilación del Sur.

Las contribuciones relativas de estos factores naturales y antropógenos cambian con el tiempo. En PF 5.1, figura 1, se ilustran las contribuciones sobre la base de un cálculo muy sencillo, en el que la variación de la temperatura media global en superficie representa la suma de cuatro componentes relacionados linealmente con el forzamiento solar, volcánico y antropógeno y con la variabilidad interna. Entre 1870 y 2010, la temperatura global en superficie ha aumentado en torno a $0,8 \text{ °C}$ (PF 5.1, figura 1a). Sin embargo, este aumento no ha sido uniforme: a veces los factores que enfrían la superficie terrestre (erupciones volcánicas, una menor actividad solar, la mayoría de las emisiones de aerosoles antropógenos) han compensado los factores que la calientan, como los gases de efecto invernadero, y la variabilidad generada en el sistema climático ha causado nuevas fluctuaciones no relacionadas con influencias externas.

La contribución solar al registro del cambio de temperatura global en superficie se rige por el ciclo solar de 11 años, lo que permite explicar las fluctuaciones de la temperatura global de hasta aproximadamente $0,1 \text{ °C}$ entre los valores mínimos y máximos (PF 5.1, figura 1 b). Es posible que el aumento de la actividad solar a largo plazo a comienzos del siglo XX haya provocado un aumento del calentamiento registrado durante este intervalo, junto con una mayor variabilidad interna, aumentos de gases de efecto invernadero y una discontinuidad de la actividad volcánica. Sin embargo, ese aumento no puede explicar el calentamiento observado desde finales de la década de 1970, e incluso la tendencia de la IST fue ligeramente a la baja entre 1986 y 2008 (capítulos 8 y 10).

Las erupciones volcánicas contribuyen al cambio de la temperatura global en superficie, ya que episódicamente inyectan aerosoles en la atmósfera que originan un enfriamiento de la superficie de la Tierra (PF 5.1, figura 1c). Las grandes erupciones volcánicas, como la del monte Pinatubo en 1991, pueden generar un enfriamiento de la superficie de entre $0,1$ y $0,3 \text{ °C}$ durante los siguientes tres años.

(continúa en la página siguiente)

PF 5.1 (continuación)

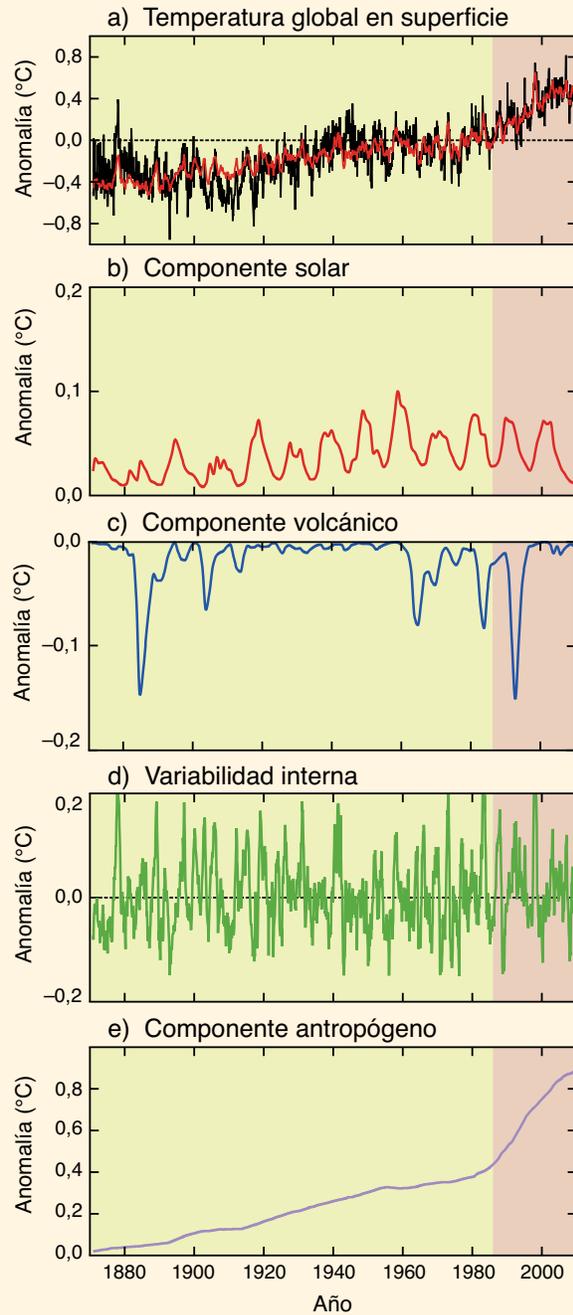
El componente más importante de la variabilidad climática interna es el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur, que tiene un gran efecto en las variaciones interanuales de la temperatura media tropical y global (PF 5.1, figura 1d). Se han registrado temperaturas anuales relativamente elevadas durante episodios de El Niño, como en 1997-1998.

La variabilidad de las temperaturas globales en superficie observadas entre 1870 y 2010 (figura 1a) refleja las influencias combinadas de factores naturales (solares, volcánicos e internos; PF 5.1, figura 1b-d), superpuestas a la tendencia de calentamiento multidecenal provocada por factores antropógenos (PF 5.1, figura 1e).

Antes de 1870, cuando las emisiones antropógenas de gases de efecto invernadero y aerosoles eran menores, los cambios de la actividad solar y volcánica y la variabilidad interna desempeñaban un papel más importante, aunque es menor el grado de certeza de las contribuciones específicas de estos factores a las temperaturas globales en superficie. Con frecuencia los mínimos solares de varios decenios de duración se han asociado con condiciones frías. Sin embargo, estos períodos también suelen verse afectados por erupciones volcánicas, lo que dificulta cuantificar la contribución solar.

A escala regional, los cambios de la actividad solar se han relacionado con los cambios del clima en superficie y de la circulación atmosférica en las zonas del Indopacífico, Asia septentrional y el Atlántico Norte. Los mecanismos que amplifican los efectos regionales de las fluctuaciones relativamente pequeñas de la IST en el ciclo solar de aproximadamente 11 años implican interacciones dinámicas entre la atmósfera superior e inferior, o entre la temperatura superficial del mar y la atmósfera, y tienen poca influencia en las temperaturas medias globales (véase el recuadro 10.2).

Por último, la caída de la actividad solar durante el último mínimo solar hace algunos años (PF 5.1, figura 1b) plantea la cuestión de su influencia sobre el clima en el futuro. A pesar de las incertidumbres respecto de la actividad solar futura, hay un *nivel de confianza alto* en que los efectos de la actividad solar dentro del rango de grandes máximos y mínimos solares será menor que los cambios debidos a los efectos antropógenos.



PF 5.1, figura 1 | Anomalías de la temperatura global en superficie entre 1870 y 2010 y factores que influyen en ellas naturales (solares, volcánicos e internos) y antropógenos. a) Registro de la temperatura global en superficie (1870 a 2010) en relación con la temperatura media global en superficie entre 1961 y 1990 (línea negra). Un modelo de cambio de la temperatura global en superficie (a: línea roja) creado a partir de la suma de los efectos sobre la temperatura de los factores naturales (b, c, d) y antropógenos (e). b) Respuesta estimada de la temperatura al forzamiento solar. c) Respuesta estimada de la temperatura a las erupciones volcánicas. d) Variabilidad estimada de la temperatura debida a la variabilidad interna, relacionada en este caso con el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur. e) Respuesta estimada de la temperatura al forzamiento antropógeno, que consta de un componente de calentamiento debido a gases de efecto invernadero y de un componente de enfriamiento debido a la mayoría de aerosoles.

Preguntas frecuentes

PF 5.2 | ¿Cuán inusual es la tasa actual de cambio del nivel del mar?

La tasa de cambio del nivel medio global del mar –un promedio de $1,7 \pm 0,2 \text{ mm año}^{-1}$ para todo el siglo XX y de entre $2,8$ y $3,6 \text{ mm año}^{-1}$ desde 1993 (capítulo 13)– es inusual en el contexto de las variaciones a escala secular de los dos últimos milenios. Sin embargo, se han registrado tasas de cambio del nivel del mar mucho más elevadas durante los últimos períodos de rápida desintegración del manto de hielo, como las transiciones entre períodos glaciales e interglaciales. Los efectos tectónicos excepcionales también pueden provocar variaciones locales del nivel del mar muy rápidas, con tasas locales superiores a las tasas de cambio globales actuales.

Generalmente, se considera que el nivel del mar es el punto en el que el océano se encuentra con la tierra. Los geocientíficos definen el nivel del mar como la medida de la posición de la superficie del mar en relación con la de la tierra, pudiendo estar ambas en movimiento en relación con el centro de la Tierra. Por consiguiente, una medida del nivel del mar refleja una combinación de factores geofísicos y climáticos. Entre los factores geofísicos que afectan al nivel del mar, cabe destacar la subsidencia o el ascenso de la tierra y los ajustes isostáticos glaciales (la respuesta del sistema tierra-océano a las variaciones en la distribución de la masa en la Tierra, específicamente del agua de los océanos y del hielo terrestre).

Las influencias climáticas incluyen variaciones de las temperaturas del océano, que causan que el agua de mar se expanda o contraiga, cambios en el volumen de los glaciares y mantos de hielo y los desplazamientos de las corrientes oceánicas. Los cambios locales y regionales de estos factores climáticos y geofísicos producen desvíos significativos de la estimación global de la tasa media de cambio del nivel del mar. Por ejemplo, el nivel del mar local está bajando a una tasa de aproximadamente 10 mm año^{-1} a lo largo de la costa norte de Suecia (golfo de Bothnia) debido al ascenso actual provocado por el hielo continental que se fundió después del último período glacial. En cambio, el nivel del mar local aumentó a una tasa de $\sim 20 \text{ mm año}^{-1}$ entre 1960 y 2005 al sur de Bangkok, principalmente como respuesta a la subsidencia debida a la extracción de agua subterránea.

Desde hace 150 años aproximadamente, la variación del nivel del mar se registra en estaciones mareográficas; y desde hace 20 años aproximadamente, con altímetros satelitales. Los resultados de estos dos conjuntos de datos son coherentes durante el período de solapación. La tasa media global de elevación del nivel del mar de $\sim 1,7 \pm 0,2 \text{ mm año}^{-1}$ durante el siglo XX, y aproximadamente el doble durante los dos últimos decenios, puede parecer pequeña en comparación con las observaciones de las oscilaciones de las olas y de las mareas en todo el mundo, que pueden ser de órdenes de magnitud mayores. Sin embargo, si estas tasas se mantienen durante intervalos de tiempo prolongados, la magnitud acarrea consecuencias importantes para las regiones costeras bajas altamente pobladas, donde incluso una pequeña elevación del nivel del mar puede inundar grandes extensiones terrestres.

Antes del período instrumental, las tasas locales de cambio del nivel del mar se calculaban a partir de mediciones indirectas realizadas en registros sedimentarios, fósiles y arqueológicos. Estos registros indirectos están limitados espacialmente y reflejan condiciones locales y globales. Ahora bien, la reconstrucción de una señal global se refuerza cuando los registros indirectos individuales de entornos medioambientales muy diferentes convergen en una señal común. Es importante señalar que, generalmente, la mayoría de los archivos geológicos, en particular aquellos anteriores a unos 20 000 años, únicamente capturan variaciones del nivel del mar a escala milenaria. Así pues, las estimaciones de las tasas de cambio del nivel del mar a escala secular se basan en información a escala milenaria, pero se ha de reconocer que tal información no necesariamente implica tasas de cambio del nivel del mar a escala secular más elevadas.

Las reconstrucciones del nivel del mar de los últimos dos milenios permiten utilizar registros indirectos para solaparlos con el período instrumental y extenderlos más allá. Encontramos un ejemplo reciente en los depósitos de las marismas de agua salada en la costa atlántica de Estados Unidos, combinados con reconstrucciones del nivel del mar a partir de datos de mareógrafos y predicciones de modelos, para documentar una tasa promedio de cambio del nivel del mar desde finales del siglo XIX de $2,1 \pm 0,2 \text{ mm año}^{-1}$. Este aumento de un siglo de duración excede cualquier otra tasa de cambio a escala secular en todo el registro de 2 000 años para la misma sección de costa.

A escalas más prolongadas, se han detectado algunas tasas y amplitudes de cambios del nivel del mar mucho mayores. Los ciclos climáticos glaciales-interglaciales durante los últimos 500 000 años dieron lugar a variaciones en el nivel del mar global de hasta entre 120 y 140 m aproximadamente. Gran parte de esta variación se produjo hace entre 10 000 y 15 000 años, durante la transición de un período completamente glacial a uno interglacial, a unas tasas promedio de 10 a 15 mm año^{-1} . Estas tasas elevadas solo se mantienen cuando la Tierra está saliendo de períodos de extrema glaciación, cuando grandes mantos de hielo entran en contacto con los océanos. Por ejemplo, durante la transición del Último Máximo Glacial (hace unos 21 000 años) hasta el interglacial actual (conocido como Holoceno, que comenzó hace 11 650 años), los depósitos de arrecifes de coral fósiles indican que el nivel global del mar se elevó de forma abrupta entre 14 y 18 m en menos de 500 años. Este episodio, en el que la tasa de elevación del nivel del mar alcanzó más de 40 mm año^{-1} , se conoce como pulso de deshielo 1A.

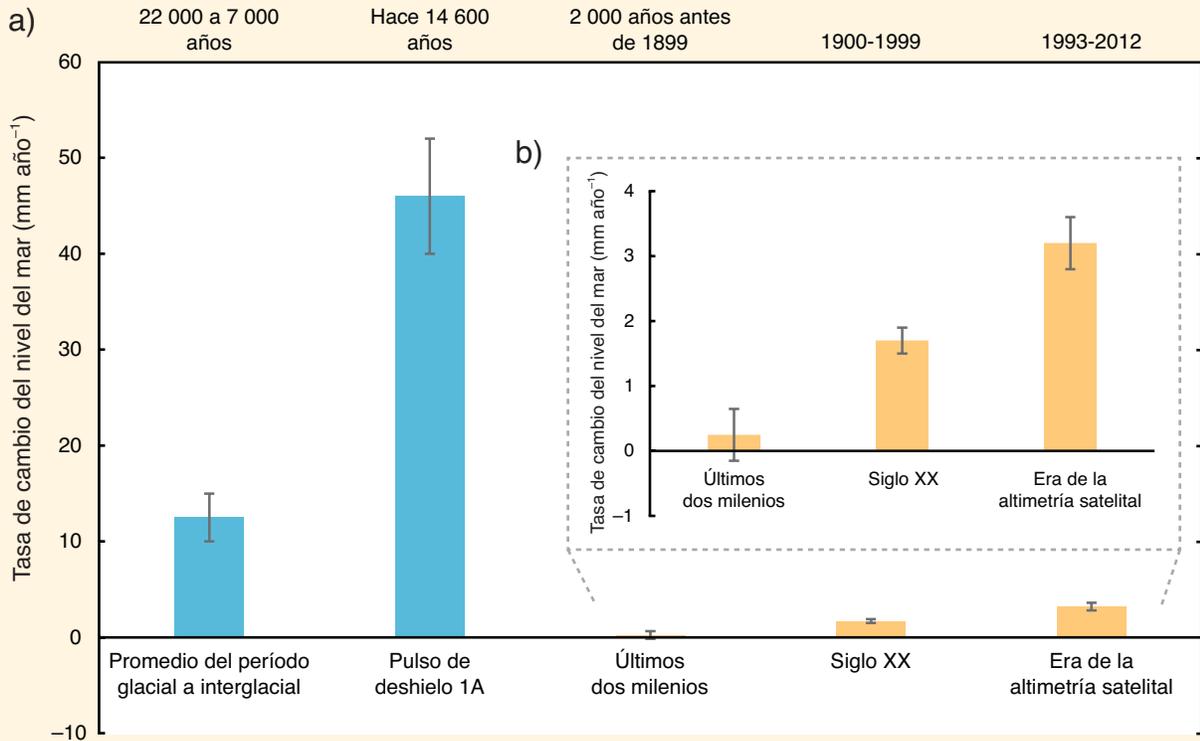
(continúa en la página siguiente)

PF

PF 5.2 (continuación)

Estos ejemplos de escalas temporales más prolongadas muestran tasas de cambio del nivel del mar mayores que las observadas hoy en día, pero cabe recordar que todas se produjeron bajo circunstancias especiales: en épocas de transición de condiciones completamente glaciales a interglaciales; en lugares en los que los efectos a largo plazo de estas transiciones siguen produciéndose; en zonas de gran actividad tectónica o en grandes deltas, en los que predomina la subsidencia provocada por la compactación de sedimentos (en ocasiones amplificado por la extracción de fluidos subterráneos).

Los registros instrumentales y geológicos fundamentan la conclusión de que la actual tasa de cambio del nivel medio global del mar es inusual en relación a la observada y/o estimada durante los últimos dos milenios. Se han observado tasas más elevadas en el registro geológico, especialmente en las épocas de transición entre períodos glaciales e interglaciales.



PF 5.2, figura 1 | a) Estimaciones promedio de la tasa de cambio del nivel medio global del mar (en mm año⁻¹) para cinco intervalos de tiempo: última transición glacial-interglacial; pulso de deshielo 1A; últimos dos milenios; siglo XX, y era de altímetros satelitales (1993 a 2012). Las columnas azules denotan los intervalos temporales de transición de un período glacial a uno interglacial, mientras que las columnas naranjas denotan el período interglacial actual. Las barras negras indican la gama de valores posibles del promedio de la tasa de cambio del nivel medio global del mar. Obsérvese que las épocas de transición entre períodos glaciales e interglaciales se caracterizan por tasas de cambio del nivel medio global del mar generalmente más elevadas. b) Vista ampliada de la tasa de cambio del nivel medio global del mar durante tres intervalos temporales del período interglacial actual.

Preguntas frecuentes

PF 6.1 | ¿Podría la liberación rápida de metano y de dióxido de carbono por el deshielo del permafrost o por el calentamiento de los océanos hacer que el calentamiento aumente significativamente?

El permafrost es el suelo que está permanentemente congelado, que se encuentra principalmente en las latitudes altas del Ártico. El permafrost, en particular el que se encuentra debajo del mar en las plataformas poco profundas del océano Ártico, contiene depósitos de carbono orgánico antiguos. Parte de ellos son depósitos de la última glaciación y contienen al menos el doble de la cantidad de carbono actualmente presente en la atmósfera en forma de dióxido de carbono (CO_2). Si una porción considerable de este carbono se libera como metano (CH_4) y CO_2 , las concentraciones atmosféricas de estos aumentarían, lo que daría lugar a temperaturas atmosféricas más elevadas. Esto, a su vez, provocaría más liberación de metano y CO_2 , creándose así una retroalimentación positiva, lo que ocasionaría una intensificación del calentamiento global.

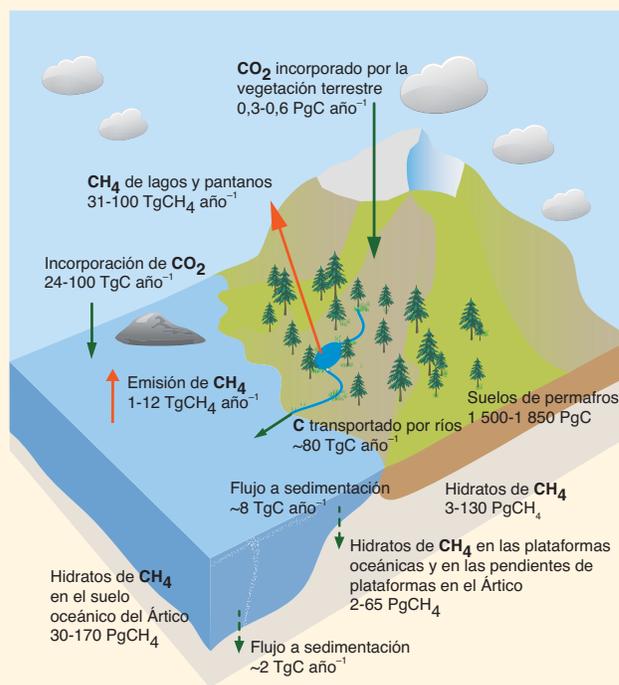
Actualmente el Ártico constituye un sumidero neto de CO_2 (secuestra alrededor de $0,4 \pm 0,4 \text{ PgC año}^{-1}$ en la creciente vegetación lo que representa cerca de un 10% del sumidero global terrestre actual). Es también una fuente modesta de CH_4 ; se emiten entre 15 y 50 $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ año}^{-1}$ principalmente de humedales deshelados estacionalmente que representan alrededor de un 10% de la fuente global de CH_4 proveniente de humedales. Hasta la fecha, no se dispone de evidencias claras de que el deshielo contribuya significativamente a los balances globales actuales de estos dos gases de efecto invernadero. Sin embargo, en condiciones de calentamiento sostenido del Ártico, los estudios de modelos y la opinión de los expertos indican con un nivel de acuerdo medio que en torno al año 2100 podría producirse una liberación combinada de hasta 350 PgC en forma de CO_2 -equivalente.

Los suelos de permafrost en tierra, así como el permafrost en las plataformas oceánicas, contienen grandes acumulaciones de carbono orgánico, que habrán de deshelarse y descomponerse por la acción de microbios antes de que pueda liberarse ese carbono, principalmente en forma de CO_2 . Cuando el oxígeno es escaso, como es el caso de los suelos encharcados, algunos microbios también producen CH_4 .

En tierra, el permafrost está cubierto por una "capa activa" superficial, que está sujeta al deshielo durante el verano y forma parte del ecosistema de tundra. Si aumentara el promedio de las temperaturas durante la primavera y el verano, la capa activa se espesaría y, en consecuencia, quedaría más carbono orgánico expuesto a la descomposición microbiana. Sin embargo, unos veranos más calientes también darían lugar a una mayor absorción de CO_2 por la vegetación del Ártico mediante la fotosíntesis, lo que significa que el balance neto de carbono del Ártico es un equilibrio delicado entre una mayor incorporación y una mayor liberación de carbono.

También son importantes las condiciones hidrológicas durante el deshielo de verano. La fusión de masas con un exceso de hielo presente en el terreno puede crear condiciones de agua estancada en charcas o lagos, donde la falta de oxígeno induciría la producción de metano. La complejidad de los paisajes del Ártico debida al calentamiento del clima implica que tenemos un *nivel de confianza bajo* respecto de cuál de estos diferentes procesos predominaría a escala regional. La difusión del calor y la fusión del permafrost son procesos lentos—de hecho, el permafrost más profundo del Ártico puede considerarse un vestigio de la última glaciación, que sigue erosionándose lentamente— lo que significa que cualquier pérdida considerable de carbono presente en el suelo de permafrost se producirá en períodos largos.

Con el oxígeno suficiente, la descomposición de la materia orgánica presente en el suelo viene acompañada de la liberación de calor de microbios (similar al compost), que, durante el verano, podría provocar un mayor deshielo del permafrost. En función del contenido de carbono y hielo del permafrost, así como del régimen hidrológico, este mecanismo podría, en condiciones de calentamiento, desencadenar una degradación relativamente rápida del permafrost local.



PF 6.1, figura 1 | Gráfico simplificado de los principales depósitos y flujos de carbono en el Ártico, incluyendo el permafrost en tierra, en plataformas continentales y en el océano. (Adaptación de McGuire y otros, 2009, y Tarnocai y otros, 2009.) $\text{TgC} = 10^{12} \text{ gC}$ y $\text{PgC} = 10^{15} \text{ gC}$.

(continúa en la página siguiente)

PF 6.1 (continuación)

Los estudios de modelización de la dinámica del permafrost y de emisiones de gases de efecto invernadero indican una retroalimentación positiva relativamente lenta, a escalas temporales de cientos de años. Hasta el año 2100, podrían liberarse hasta 250 PgC en forma de CO_2 y hasta 5 Pg en forma de CH_4 . Debido al mayor potencial de calentamiento por efecto invernadero del CH_4 , eso correspondería a 100 PgC más de CO_2 -equivalente liberado hasta el año 2100. Estas cantidades tienen una magnitud similar a otras retroalimentaciones biogeoquímicas, por ejemplo, el CO_2 adicional liberado como consecuencia del calentamiento global de los suelos terrestres. Sin embargo, los modelos actuales no incluyen toda la complejidad de los procesos del Ártico que ocurren cuando se deshiela el permafrost, como la formación de lagos y balsas.

Los hidratos de metano son otra forma de carbono congelado que se producen en suelos de permafrost profundos, plataformas oceánicas, pendientes de plataformas y en los sedimentos de las profundidades abisales del océano. Los hidratos de metano son conglomerados de moléculas de CH_4 y agua que solo son estables en lugares específicos de temperaturas bajas y presiones altas. En tierra y en el océano, la mayoría de estos hidratos se originan a partir del carbono biogénico marino o terrestre, descompuesto en ausencia de oxígeno y atrapado en un medio acuático en condiciones de temperatura y presión adecuadas.

El calentamiento de los suelos de permafrost, aguas oceánicas y sedimentos y/o la variación de la presión podría desestabilizar estos hidratos, lo que provocaría la liberación de su CH_4 al océano. Durante episodios de liberaciones más grandes y esporádicas, una fracción de ese CH_4 también podría emitirse a la atmósfera. Existe una gran acumulación de estos hidratos: solo en el Ártico, la cantidad de CH_4 almacenado en forma de hidratos podría ser más de 10 veces mayor que el CH_4 presente en la atmósfera global.

Al igual que el deshielo de permafrost, la liberación de hidratos en tierra es un proceso lento que dura entre decenios y siglos. Las regiones oceánicas más profundas y los sedimentos del fondo tardarán aún más: entre siglos y milenios para calentarse lo suficiente y desestabilizar los hidratos que contienen. Además, el metano liberado en aguas profundas tiene que alcanzar la superficie y la atmósfera antes de que pueda ser activo desde el punto de vista climático, pero, antes de llegar a este punto, lo normal es que los microorganismos consuman la mayoría. Solo el CH_4 proveniente de hidratos en plataformas poco profundas, como en el océano Ártico al norte de Siberia oriental, podría llegar realmente a la atmósfera y tener un impacto climático.

Diversos estudios recientes han documentado emisiones de CH_4 localmente significativas en la plataforma siberiana del Ártico y desde los lagos siberianos. Se desconoce qué cantidad de este CH_4 se origina de la descomposición del carbono orgánico o de la desestabilización de los hidratos. Tampoco se dispone de datos para determinar si estas fuentes se han visto estimuladas por el calentamiento regional reciente o si siempre han existido (es posible que estas fugas de CH_4 hayan estado presentes desde la última desglaciación). En cualquier caso, esas fuentes representan una contribución muy pequeña al balance de CH_4 global (menos de un 5%). Esto también se confirma por las observaciones de la concentración de CH_4 atmosférico, que no muestran ningún aumento sustancial en el Ártico.

Sin embargo, los estudios de modelización y la opinión de los expertos indican que las emisiones de CH_4 y CO_2 aumentarán en condiciones de calentamiento del Ártico y que proporcionarán una retroalimentación climática positiva. A lo largo de siglos, esta retroalimentación será moderada, de una magnitud similar a la de otras retroalimentaciones clima-ecosistema terrestre. Sin embargo, a lo largo de milenios y períodos más largos, las liberaciones de CO_2 y CH_4 del permafrost y de plataformas y de las pendientes de estas son mucho más importantes como consecuencia de las grandes acumulaciones de hidratos de carbono y metano implicadas.

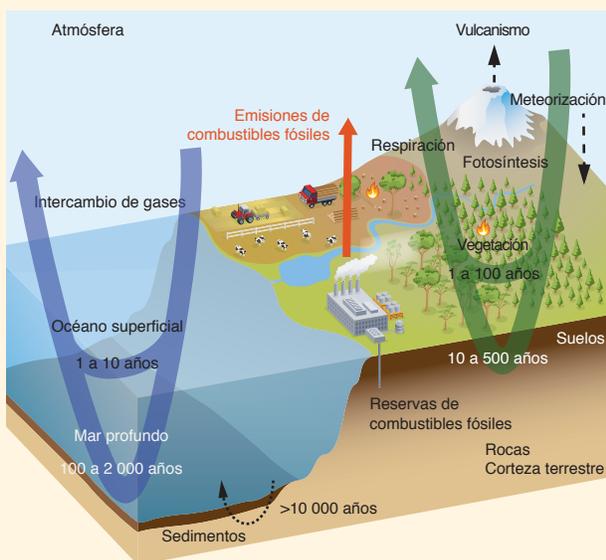
Preguntas frecuentes

PF 6.2 | ¿Qué ocurre con el dióxido de carbono una vez que se emite a la atmósfera?

El dióxido de carbono (CO_2), una vez que se emite a la atmósfera, se distribuye rápidamente entre esta, la capa superior del océano y la vegetación. Posteriormente, el carbono continúa desplazándose entre los diferentes reservorios del ciclo del carbono global, tales como suelos, las profundidades del océano y las rocas. Algunos de estos intercambios se producen de forma muy lenta. En función de la cantidad de CO_2 liberado, entre un 15% y un 40% permanecerá en la atmósfera hasta 2 000 años, después de lo cual se establecerá un nuevo balance entre la atmósfera, la biosfera terrestre y el océano. Los procesos geológicos precisarán entre decenas y cientos o miles de años, o quizá más, para redistribuir en mayor medida el carbono entre los reservorios geológicos. Así pues, las concentraciones de CO_2 atmosférico más elevadas, y los impactos climáticos de las emisiones actuales conexos, persistirán mucho tiempo en el futuro.

El CO_2 es un gas muy poco reactivo, que se distribuye rápidamente por toda la troposfera en menos de un año. A diferencia de los compuestos químicos reactivos presentes en la atmósfera que se eliminan y descomponen por procesos de hundimiento, como el metano, el carbono se redistribuye entre los diferentes reservorios del ciclo del carbono global y, finalmente, vuelve reciclado a la atmósfera en una gran variedad de escalas temporales. En PF 6.2, figura 1, se ofrece un diagrama simplificado del ciclo del carbono global. Las flechas abiertas indican el tiempo que generalmente tardan los átomos de carbono en ser transferidos a través de los diferentes reservorios.

Antes de la era industrial, el ciclo del carbono global estaba prácticamente en equilibrio, como se infiere de las mediciones de los núcleos de hielo, que muestran una concentración atmosférica de CO_2 casi constante durante los últimos miles de años previos a la era industrial. Sin embargo, las emisiones antropógenas de CO_2 a la atmósfera han alterado ese equilibrio. A medida que las concentraciones globales de CO_2 aumentan, los procesos de intercambio entre el CO_2 y el océano superficial y la vegetación se ven alterados, así como también los intercambios posteriores dentro de los reservorios de carbono terrestres, oceánicos y, en última instancia, de la corteza terrestre, y entre ellos.



PF 6.2, figura 1 | Esquema simplificado del ciclo del carbono global que muestra las escalas temporales típicas de renovación para las transferencias de carbono a través de los reservorios principales.

mediante disolución y descomposición microbiana. Una pequeña fracción llega al suelo marino y se incorpora a los sedimentos.

El carbono adicional proveniente de las emisiones antropógenas tiene el efecto de aumentar la presión parcial de CO_2 en la atmósfera, aumentando con ello el traspaso de moléculas de CO_2 del aire al mar. En la superficie del océano, la química del carbono incorpora rápidamente ese CO_2 adicional. Como resultado, las aguas superficiales poco profundas del océano alcanzan un equilibrio con la atmósfera al cabo de uno o dos años. El paso del carbono desde la superficie a las aguas de profundidades medias y grandes lleva más tiempo (entre decenios y muchos siglos). A escalas de tiempo aún mayores, la acidificación provocada por el aumento de CO_2 disuelve los sedimentos de carbonato del suelo marino, lo que produce una mayor incorporación en el océano. Sin embargo, el conocimiento actual sugiere que, a menos que la circulación oceánica varíe sustancialmente, el crecimiento de plancton permanece prácticamente invariable porque, al depender principalmente de factores medioambientales, como los nutrientes y la luz, y no de la disponibilidad de carbono inorgánico, no contribuye de forma significativa a la incorporación de CO_2 antropógeno en los océanos.

(continúa en la página siguiente)

PF 6.2 (continuación)

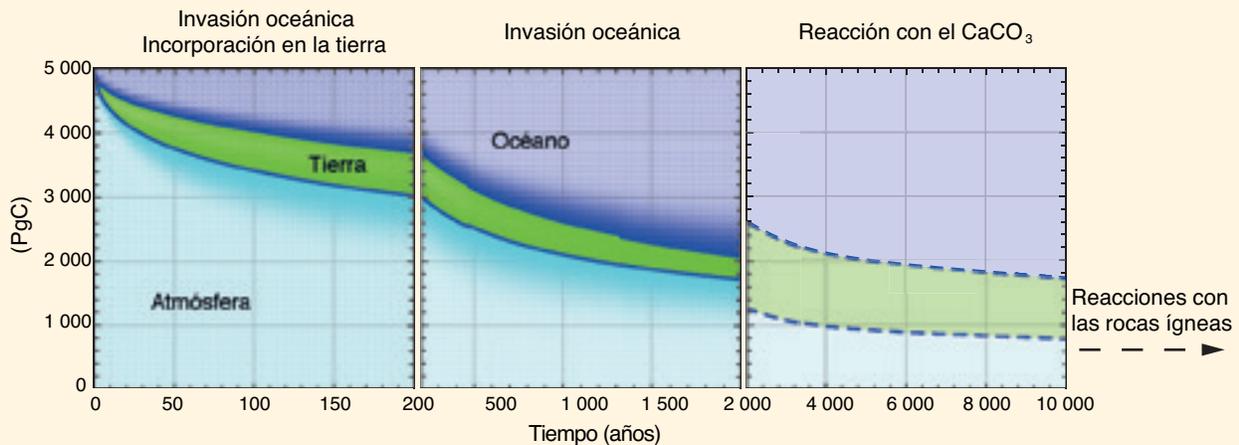
Sobre la superficie terrestre, la vegetación absorbe CO₂ por fotosíntesis y lo convierte en materia orgánica. Una parte de este carbono se devuelve de forma inmediata a la atmósfera en forma de CO₂ por la respiración de las plantas; el resto lo utilizan estas para su crecimiento. El material vegetal muerto se incorpora a los suelos, donde finalmente los microorganismos lo descomponen. Posteriormente, vuelve a la atmósfera en forma de CO₂ mediante la respiración. Además, el carbono en los suelos también se vuelve a transformar en CO₂ por medio de incendios, insectos y animales herbívoros, así como de las cosechas y su consumo por el ganado o el ser humano. Parte del carbono orgánico además es conducido al océano por los arroyos y ríos.

Un aumento de CO₂ en la atmósfera intensifica la fotosíntesis y, por consiguiente, la incorporación de carbono. Además, las concentraciones elevadas de CO₂ ayudan a las plantas en zonas secas a utilizar el agua subterránea de forma más eficaz. A su vez, esto aumenta la biomasa en la vegetación y en los suelos y, por tanto, favorece la formación de un sumidero de carbono en la superficie terrestre. Ahora bien, el tamaño de este sumidero también depende, en gran medida, de otros factores tales como la disponibilidad de agua y nutrientes.

Los modelos climáticos acoplados del ciclo del carbono indican que el océano y la tierra incorporan menos carbono a medida que el clima se calienta, lo que constituye una retroalimentación climática positiva. Este efecto es consecuencia de muchos factores distintos: por ejemplo, a mayor temperatura del agua marina, menor solubilidad del CO₂, por lo que la alteración de las reacciones químicas del carbono da lugar a una menor incorporación al océano del exceso de CO₂ atmosférico. En tierra, unas temperaturas más elevadas favorecen períodos de crecimiento estacional más prolongados en latitudes templadas y altas, pero también una respiración más rápida del carbono edáfico.

El tiempo que lleva alcanzar un nuevo equilibrio de la distribución de carbono depende de los períodos de transferencia de carbono a través de los diferentes reservorios, y tiene lugar en una multitud de escalas temporales. Primero, el carbono se intercambia entre los reservorios de carbono "rápidos", como la atmósfera, el océano superficial, la vegetación terrestre y los suelos, por períodos de hasta varios miles de años. En escalas temporales más largas, revisten más importancia procesos geológicos secundarios muy lentos, como la disolución de sedimentos carbonatados y el enterramiento de sedimentos en la corteza terrestre.

En PF 6.2, figura 2, se ilustra el decaimiento de una gran cantidad en exceso de CO₂ (5 000 PgC o, lo que es lo mismo, unas 10 veces el CO₂ acumulado emitido desde principios de la era industrial) emitido a la atmósfera y la forma en que se redistribuye en la tierra y en el océano a lo largo del tiempo. Durante los primeros 200 años, el océano y la tierra incorporan cantidades similares de carbono. En escalas temporales mayores, predomina la incorporación oceánica, principalmente debido a que es un reservorio más grande (~38 000 PgC) que la superficie terrestre (~4 000 PgC) y la atmósfera (589 PgC hasta la era industrial). La química oceánica hace que el tamaño de la aportación inicial sea importante: unas emisiones mayores implican que una fracción más grande de CO₂ permanece en la atmósfera. Después de 2 000 años, la atmósfera sigue conteniendo entre un 15% y un 40% de esas emisiones de CO₂ iniciales. Para que se produzca una mayor reducción por disolución de sedimentos carbonatados y reacciones con rocas ígneas, como meteorización de silicato y enterramiento de sedimentos, se necesitan entre decenas y cientos de miles de años, o incluso más.



PF 6.2, figura 2 | Decaimiento de un incremento de CO₂ de 5 000 PgC emitidos a la atmósfera desde el momento cero de emisión y su redistribución posterior en la tierra y el océano como una función del tiempo, calculada mediante modelos climáticos acoplados del ciclo del carbono. El tamaño de las bandas de colores indica la incorporación del carbono por el reservorio respectivo. Los dos primeros gráficos muestran la media multimodelos obtenida de un proyecto de intercomparación de modelos (Joos y otros, 2013). El último gráfico muestra el período de redistribución más largo que incluye la disolución oceánica de sedimentos carbonáceos de acuerdo con los cálculos obtenidos del Modelo del sistema Tierra de complejidad intermedia (según Archer y otros, 2009b).

Preguntas frecuentes

PF 7.1 | ¿De qué manera influyen las nubes en el clima y el cambio climático?

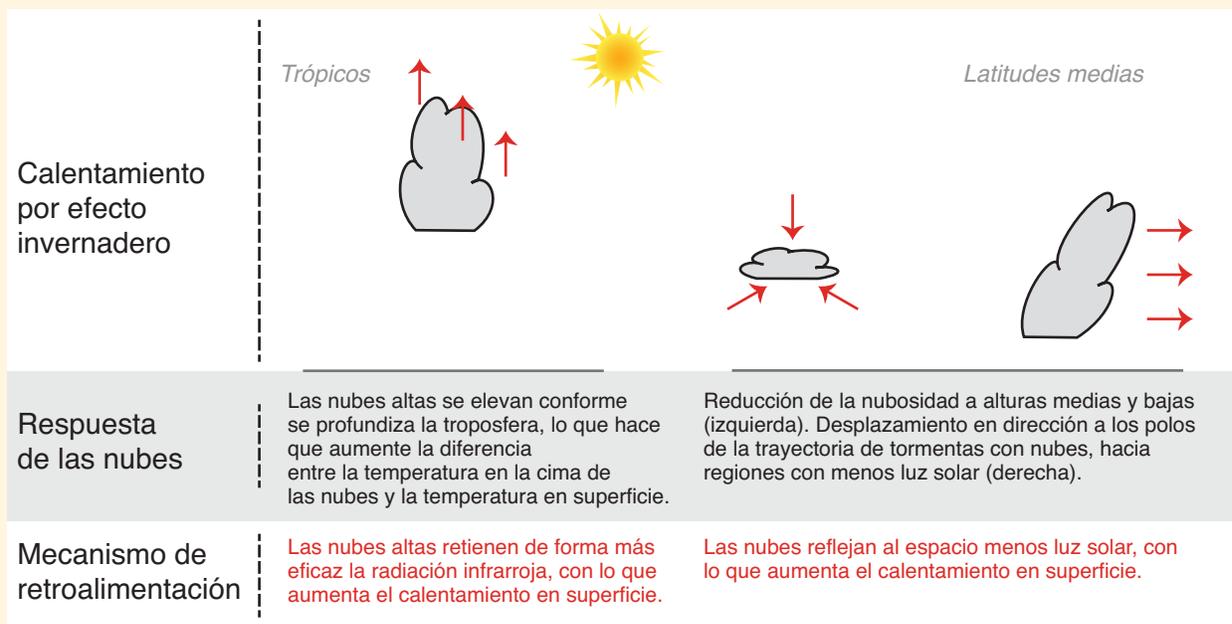
Las nubes tienen una gran influencia en el clima actual. Sin embargo, las observaciones por sí solas todavía no nos dejan inferir la manera en que las nubes influirán en el clima futuro más caliente. Para efectuar una predicción exhaustiva de las variaciones en la nubosidad es necesario un modelo climático global. Estos modelos simulan campos de nubes que se parecen a grandes rasgos a los observados, pero contienen errores e incertidumbres considerables. Los distintos modelos climáticos producen proyecciones diferentes de la forma en que las nubes cambiarán con un clima más caliente. Sobre la base de todas las evidencias disponibles, parece probable que la retroalimentación neta de las nubes y el clima amplifica el calentamiento global. De ser así, se desconoce la intensidad de esta amplificación.

Desde la década de 1970, los científicos reconocen la importancia crucial de las nubes para el sistema climático y para el cambio climático. Las nubes influyen en el sistema climático de diversas maneras. Producen precipitaciones (de lluvia y nieve), necesarias para la mayor parte de la vida sobre tierra. Calientan la atmósfera al condensarse el vapor de agua. Si bien parte del agua condensada se vuelve a evaporar, la precipitación que llega a la superficie representa un calentamiento neto del aire. Las nubes influyen considerablemente en los flujos a través de la atmósfera tanto de la luz solar (que calienta el planeta) como de la luz infrarroja (que enfría el planeta puesto que se irradia al espacio). Por último, las nubes contienen potentes corrientes ascendentes que pueden transportar rápidamente aire desde cerca de la superficie hasta grandes alturas. Estas corrientes ascendentes transportan energía, humedad, cantidad de movimiento, oligogases y partículas de aerosoles. Durante decenios, los climatólogos se han valido de observaciones y modelos para estudiar las variaciones de las nubes con el tiempo diario, el ciclo estacional y los cambios de año a año, tales como los asociados a El Niño.

Todos los procesos de las nubes pueden cambiar a medida que el estado del clima cambia. Las retroalimentaciones de nube revisten un interés particular en el contexto del cambio climático. Cualquier cambio en un proceso en una nube provocado por el cambio climático, y que a su vez influye en el clima, representa una retroalimentación nube-clima. Debido a la gran interacción de las nubes con la luz solar e infrarroja, una pequeña variación de la nubosidad podría tener un efecto importante en el sistema climático.

Se han sugerido muchos tipos posibles de retroalimentación nube-clima relativos a variaciones en la nubosidad, la altura de la cima de las nubes y/o la reflectividad de las nubes (véase PF 7.1, figura 1). Los estudios coinciden en que las nubes altas intensifican el calentamiento global, ya que interactúan con la luz infrarroja emitida por la atmósfera y la superficie. Sin embargo, el nivel de incertidumbre sobre las retroalimentaciones asociadas a nubes a baja altitud y sobre las retroalimentaciones de nube vinculadas a la nubosidad y reflectividad en general es mayor.

(continúa en la página siguiente)



PF 7.1, figura 1 | Esquema de los mecanismos de retroalimentación de nube importantes.

PF 7.1 (continuación)

Las nubes gruesas altas reflejan la luz solar de forma eficaz y tanto las nubes gruesas como las finas altas reducen considerablemente la cantidad de luz infrarroja que la atmósfera y la superficie emiten al espacio. La compensación entre estos dos efectos hace que la temperatura en superficie sea un poco menos sensible a los cambios en la cantidad de nubes altas que a los cambios en las bajas. Esta compensación puede alterarse si se produce un desplazamiento sistemático desde las nubes gruesas altas a las nubes Cirrus finas, o viceversa. Si bien esta posibilidad no se puede descartar, no se dispone de evidencias hasta la fecha que la respalden. Por otro lado, las variaciones en la altitud de las nubes altas (para una nubosidad alta dada) pueden influir significativamente en la temperatura en superficie. Un desplazamiento ascendente de las nubes altas reduce la luz infrarroja que la superficie y la atmósfera emiten al espacio, pero influye poco sobre la luz solar reflejada. Hay evidencias sólidas de ese desplazamiento en un clima más caliente. Esto incrementa el calentamiento global, ya que evita que parte de la luz infrarroja adicional emitida por la atmósfera y la superficie abandone el sistema climático.

Las nubes bajas reflejan una buena parte de la luz solar de vuelta al espacio, pero, para un estado de la atmósfera y la superficie dado, solo tienen un efecto débil en la luz infrarroja emitida al espacio desde la Tierra. Como resultado, producen un efecto neto de enfriamiento en el clima actual. En menor medida, ocurre lo mismo con las nubes medias. En un clima futuro calentado como consecuencia del aumento de los gases de efecto invernadero, la mayoría de los modelos climáticos evaluados por el IPCC simulan una disminución de la nubosidad baja y media, que haría que aumentara la absorción de luz solar y, por tanto, aumentara el calentamiento. Ahora bien, el grado de esta disminución depende bastante del modelo.

Un clima más caliente también puede producir otros cambios en las nubes. La variación de los patrones del viento y las trayectorias de las tormentas podría alterar los patrones regionales y estacionales de nubosidad y precipitación. Algunos estudios sugieren que ya es detectable en el registro observacional la señal de una de esas tendencias observadas en los modelos climáticos (una migración hacia los polos de las nubes asociadas con trayectorias de tormentas en latitudes medias). El desplazamiento de las nubes hacia regiones que reciben menos luz solar también podría hacer que se intensificara el calentamiento global. Es posible que se formen más nubes por gotas líquidas, que son pequeñas pero numerosas y reflejan más luz solar al espacio que una nube compuesta de la misma masa de grandes cristales de hielo. Las nubes Cirrus finas, que ejercen un efecto de calentamiento neto y son muy difíciles de simular mediante modelos climáticos, podrían cambiar de maneras que no se han simulado con los modelos, si bien no existen evidencias de ello. Otros procesos pueden resultar importantes a nivel regional; por ejemplo, las interacciones entre las nubes y la superficie pueden variar sobre el océano, en las zonas donde el hielo marino se funde, y sobre la tierra, en las zonas donde la transpiración vegetal es menor.

Actualmente no existe ninguna manera ampliamente aceptada de deducir las retroalimentaciones de nube globales a partir de las observaciones de las tendencias de las nubes a largo plazo o de la variabilidad a corto plazo. No obstante, todos los modelos empleados para la presente evaluación (y para las dos evaluaciones anteriores del IPCC) producen retroalimentaciones de nube netas que, o bien aumentan el calentamiento por los gases de efecto invernadero antropógenos, o bien tienen poco efecto general. Las retroalimentaciones no se "introducen" en los modelos, pero aparecen a raíz del funcionamiento de las nubes en la atmósfera simulada y por sus efectos en los flujos y transformaciones de energía en el sistema climático. Las diferencias en la magnitud de las retroalimentaciones de nube arrojadas por los diversos modelos reflejan en gran medida los diferentes grados de sensibilidad de los modelos a los cambios en las concentraciones de los gases de efecto invernadero.

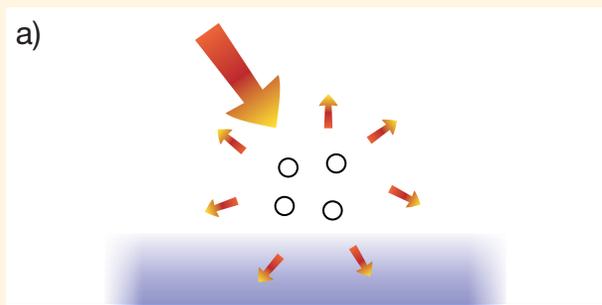
Preguntas frecuentes

PF 7.2 | ¿De qué manera influyen los aerosoles en el clima y el cambio climático?

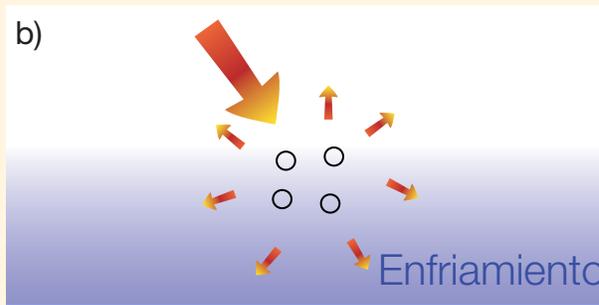
Los aerosoles atmosféricos se componen de pequeñas partículas líquidas o sólidas suspendidas en la atmósfera, distintas de las grandes partículas de las nubes y las precipitaciones. Pueden ser de origen natural o antropógeno y pueden influir en el clima en formas múltiples y complejas al interactuar con la radiación y las nubes. En general, los modelos y las observaciones indican que los aerosoles antropógenos han producido un efecto de enfriamiento en la Tierra desde la era preindustrial que ha enmascarado parte del calentamiento medio global provocado por los gases de efecto invernadero que se hubiese producido en su ausencia. Se prevé que las emisiones de aerosoles antropógenos se reduzcan en el futuro en respuesta a las políticas de calidad del aire y, en consecuencia, este calentamiento se manifestaría.

El período de vida normal de los aerosoles atmosféricos oscila entre un día y dos semanas en la troposfera y es de aproximadamente un año en la estratosfera. Su tamaño, composición química y forma varían considerablemente. Algunos aerosoles, como el polvo y los rociones marinos, son mayoritaria o totalmente de origen natural, mientras que otros aerosoles, como los sulfatos y el humo, son al mismo tiempo de origen natural y antropógeno.

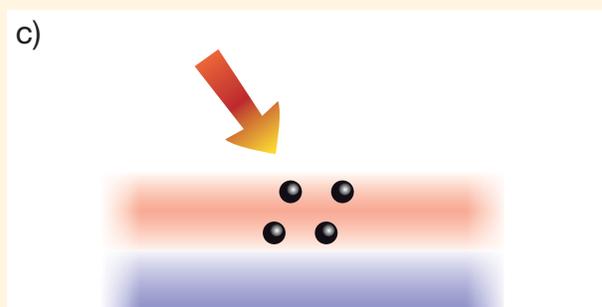
Los aerosoles influyen en el clima de muchas maneras. En primer lugar, dispersan y absorben la luz solar, modificando así el balance radiativo de la Tierra (véase PF 7.2, figura 1). En general, la dispersión que provocan hace que el planeta sea más reflectante y contribuye a enfriar el clima, mientras que la absorción tiene el efecto contrario y contribuye a calentarlo. El equilibrio entre el enfriamiento y el calentamiento depende de las propiedades de los aerosoles y de las condiciones medioambientales. Muchos estudios observacionales han cuantificado los efectos radiativos locales de los aerosoles antropógenos y naturales, pero, para determinar su impacto global, hacen falta datos y modelos satelitales. Una de las incertidumbres que siguen existiendo se deriva del carbono negro, un aerosol que absorbe radiación solar que no solo es más difícil de medir que aquellos que la dispersan, sino que también ocasiona una respuesta complicada de las nubes. Sin embargo, la mayoría de los estudios coinciden en que el efecto radiativo general provocado por los aerosoles antropógenos es de enfriamiento del planeta.

*(continúa en la página siguiente)***Interacciones aerosol-radiación****Aerosoles dispersantes**

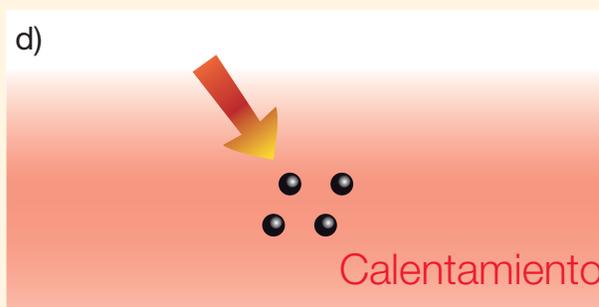
Los aerosoles dispersan la radiación solar. Así, llega menos radiación solar a la superficie y se produce un enfriamiento localizado.



La circulación atmosférica y los procesos de mezcla dispersan el enfriamiento regionalmente y en la vertical.

Aerosoles absorbentes

Los aerosoles absorben la radiación solar. Así, la capa de aerosoles se calienta, pero la superficie, que recibe menos radiación solar, puede enfriarse localmente.



A escalas más grandes se produce un calentamiento neto de la superficie y la atmósfera porque la circulación atmosférica y los procesos de mezcla redistribuyen la energía térmica.

PF 7.2, figura 1 | Sinopsis de las interacciones entre los aerosoles y la radiación solar y su impacto en el clima. Las ilustraciones de la izquierda muestran los efectos radiativos instantáneos de los aerosoles, mientras que las de derecha muestran su impacto general después de que el sistema climático haya respondido a sus efectos radiativos.

PF 7.2 (continuación)

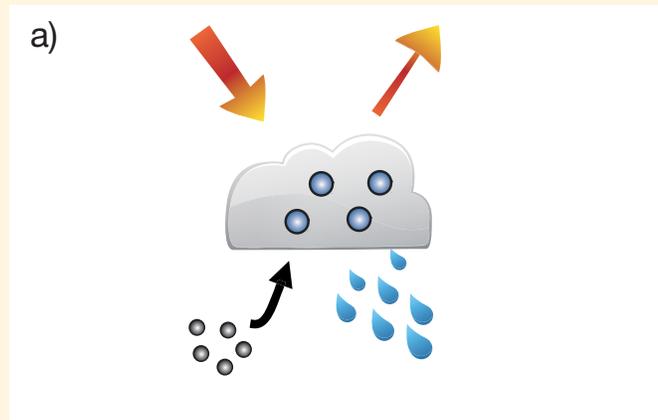
Los aerosoles también actúan como focos de condensación y nucleación de hielo en los que se pueden formar gotitas de lluvia y partículas de hielo (véase PF 7.2, figura 2). Cuando hay una mayor presencia de partículas de aerosol, las nubes de gotitas de agua líquida tienden a tener más gotitas de agua, pero de menor tamaño, lo que provoca que estas nubes reflejen más radiación solar. Ahora bien, hay muchas otras formas de interacciones aerosol-nube, en particular en las nubes de hielo, o de agua líquida y hielo, en las que los cambios de fase entre agua líquida y helada son sensibles a las concentraciones de aerosoles y a las propiedades de estos. La opinión inicial de que un aumento de la concentración de aerosoles también haría que aumentara la cantidad de nubes bajas se ha puesto en entredicho porque hay una serie de procesos que contrarrestan este efecto. Lógicamente, cuantificar el impacto general de los aerosoles en la cantidad y las propiedades de las nubes resulta difícil. Los estudios disponibles, basados en modelos climáticos y observaciones satelitales, generalmente indican que el efecto neto de los aerosoles antropógenos sobre las nubes es de enfriamiento del sistema climático.

Debido a su distribución irregular en la atmósfera, los aerosoles pueden calentar y enfriar el sistema climático con arreglo a patrones que pueden impulsar cambios meteorológicos. Estos efectos son complejos y difíciles de simular con los modelos actuales, pero varios estudios sugieren efectos considerables en las precipitaciones en algunas regiones.

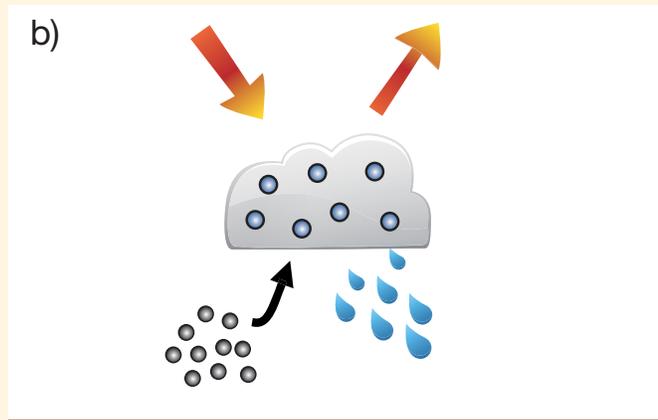
Debido a su corto período de vida, la abundancia de aerosoles, y sus efectos climáticos, han variado a lo largo del tiempo, en términos generales en sintonía con las emisiones antropógenas de aerosoles y sus precursores en la fase gaseosa, como el dióxido de azufre (SO_2) y algunos compuestos orgánicos volátiles. Puesto que las emisiones antropógenas de aerosoles han aumentado considerablemente durante el período industrial, se ha contrarrestado parte del calentamiento que, de lo contrario, se hubiese producido debido al incremento de las concentraciones de gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. Los aerosoles originados por grandes erupciones volcánicas que alcanzaron la estratosfera, como los emitidos en El Chichón y Pinatubo, también han causado períodos de enfriamiento que generalmente duran entre uno y dos años.

Durante los últimos dos decenios, las emisiones de aerosoles antropógenos han disminuido en algunos países desarrollados, mientras que en muchos países en desarrollo han aumentado. Por ello, se considera que el impacto de los aerosoles en la temperatura media global en superficie durante este período es pequeño. No obstante, según las proyecciones, las emisiones de aerosoles antropógenos finalmente disminuirán en respuesta a las políticas de calidad del aire, con lo que se interrumpirá su efecto refrigerante de la superficie terrestre y, por consiguiente, se producirá un aumento del calentamiento.

Interacciones aerosol-nube



Los aerosoles actúan como núcleos de condensación de nube en los que se pueden formar gotitas de líquido.



Una mayor presencia de aerosoles da lugar a una mayor concentración de pequeñas gotitas, lo que conlleva nubes más brillantes. Sin embargo, hay muchos otros procesos aerosol-nube-precipitación posibles que pueden amplificar o atenuar este efecto.

PF 7.2, figura 2 | Sinopsis de las interacciones aerosol-nube y su impacto en el clima. Las ilustraciones a) y b) representan una nube baja limpia y una contaminada, respectivamente.

Preguntas frecuentes

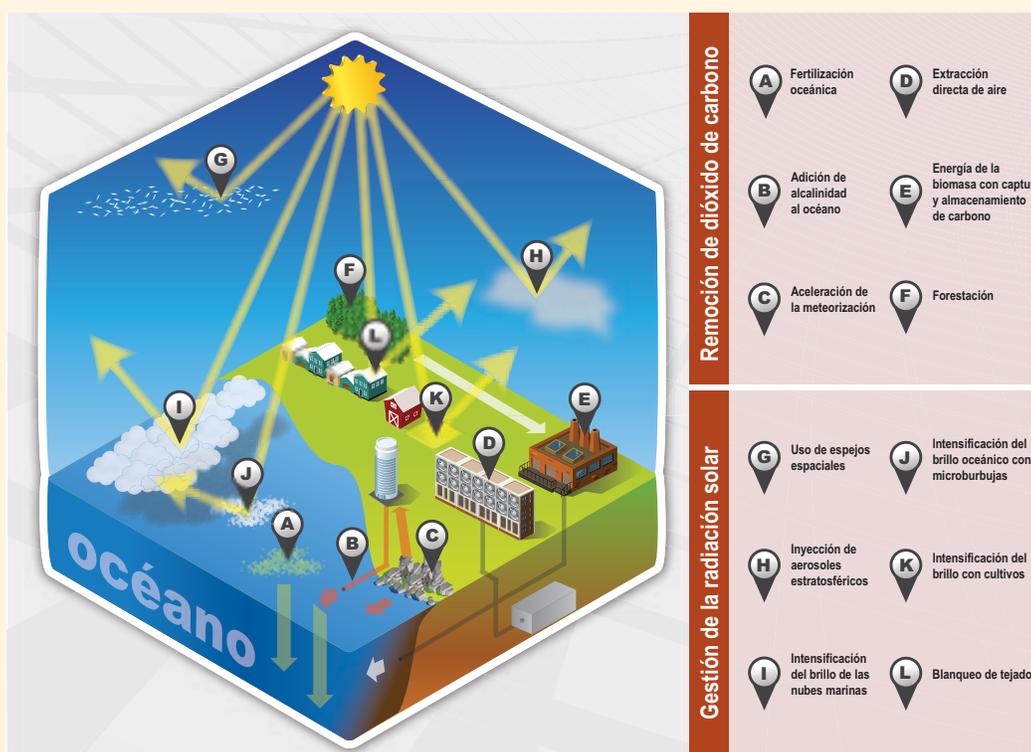
PF 7.3 | ¿Podría la geoingeniería contrarrestar el cambio climático y qué efectos colaterales podría tener su uso?

La geoingeniería, también llamada ingeniería climática, se define como un vasto conjunto de métodos y tecnologías que tienen por objeto alterar deliberadamente el sistema climático a fin de aliviar los impactos del cambio climático. Generalmente se distinguen dos categorías de métodos de geoingeniería: la gestión de la radiación solar (evaluada en la sección 7.7), cuyo objetivo es compensar el calentamiento provocado por los gases de efecto invernadero antropógenos, para lo que se hace al planeta más reflectante; y la remoción de dióxido de carbono (evaluada en la sección 6.5), cuyo objetivo es reducir la concentración de CO₂ atmosférico. Las dos categorías funcionan con principios físicos diferentes y a escalas temporales distintas. Los modelos sugieren que, si los métodos de gestión de la radiación solar fueran factibles, serían efectivos para contrarrestar el aumento de temperaturas, y algo menos efectivos, aunque aún en cierta medida, para contrarrestar otros cambios climáticos. La gestión de la radiación solar no contrarrestaría todos los efectos del cambio climático. Además, todos los métodos de geoingeniería propuestos también conllevan riesgos y efectos colaterales. Todavía no es posible anticipar otras consecuencias, ya que es bajo el nivel de conocimiento científico de la gestión de la radiación solar y de la remoción de dióxido de carbono. Hay también otras muchas cuestiones (de carácter político, ético y práctico) relacionadas con la geoingeniería que están fuera del ámbito de este informe.

Métodos de remoción de dióxido de carbono

El objetivo de los métodos de remoción del dióxido de carbono es remover CO₂ de la atmósfera mediante la modificación deliberada de los procesos del ciclo del carbono o por métodos industriales (por ejemplo, químicos). El carbono extraído de la atmósfera se almacenaría luego en reservorios terrestres, oceánicos o geológicos. Algunos métodos de remoción de dióxido de carbono se basan en procesos biológicos, como la forestación/reforestación a gran escala, el secuestro de carbono en suelos con carbón biológico, la bioenergía con captación y almacenamiento de carbono y la fertilización del océano. Otros

(continúa en la página siguiente)



PF 7.3, figura 1 | Sinopsis de algunos métodos de geoingeniería que se han propuesto. Métodos de remoción de dióxido de carbono (véase la sección 6.5 para más detalles): A) adición de nutrientes al océano (fertilización oceánica), lo que aumenta la productividad oceánica en la superficie del océano y transporta hacia el fondo una fracción del carbono biogénico resultante; B) aumento de la alcalinidad del océano mediante la adición de minerales sólidos, lo que causa mayor disolución de CO₂ atmosférico en el océano; C) aumento de la tasa de meteorización de las rocas silicatadas y transporte de minerales carbonatados disueltos hacia el océano; D) captura química de CO₂ atmosférico y almacenamiento bajo tierra o en el océano; E) quema de biomasa en plantas de energía eléctrica con captura de carbono, y almacenamiento del CO₂ capturado bajo tierra o en el océano; F) captura de CO₂ por forestación y reforestación, y almacenamiento en ecosistemas terrestres. Métodos de gestión de la radiación solar (véase la sección 7.7 para más detalles): G) instalación de reflectores en el espacio para reflejar la radiación solar; H) inyección de aerosoles en la estratosfera; I) siembra de nubes marinas para ganar reflectancia; J) producción de microburbujas en la superficie del océano para hacerlo más reflectante; K) plantación de cultivos más reflectantes, y L) blanqueo de tejados y otras estructuras.

PF

PF 7.3 (continuación)

métodos se basan en procesos geológicos, como la meteorización acelerada de rocas silicatadas y carbonatadas, tanto en tierra como en el océano (véase PF 7.3, figura 1). Posteriormente, el CO₂ removido de la atmósfera se almacenaría en forma orgánica en reservorios terrestres, o en forma inorgánica en reservorios oceánicos y geológicos, en los que tendría que almacenarse durante al menos varios cientos de años para que la remoción de dióxido de carbono fuese efectiva.

Los métodos de remoción de dióxido de carbono reducirían el forzamiento radiativo del CO₂ en la medida en que fueran efectivos en remover el CO₂ de la atmósfera y mantenerlo apartado de ella. Algunos métodos también reducirían la acidificación oceánica (véase PF 3.2), pero otros métodos que implicaran el almacenamiento oceánico podrían hacer que aumentara la acidificación si el carbono se secuestrara en forma de CO₂ disuelto. Una incertidumbre importante relacionada con la efectividad de los métodos de remoción de dióxido de carbono es la capacidad de almacenamiento y la permanencia del carbono almacenado. La remoción y el almacenamiento permanentes de carbono mediante la remoción de dióxido de carbono harían disminuir el calentamiento del clima a largo plazo. Sin embargo, las estrategias de almacenamiento no permanentes permitirían que el CO₂ volviese a la atmósfera, donde de nuevo contribuye al calentamiento. Si la concentración de CO₂ atmosférico se redujera, la remoción intencional de CO₂ mediante métodos de remoción de dióxido de carbono se vería parcialmente compensada por la respuesta de los reservorios oceánicos y terrestres, pues algunos de estos reservorios emitirían a la atmósfera el CO₂ antropógeno que se había almacenado previamente. Para compensar completamente las emisiones de CO₂ antropógenas del pasado, las técnicas de remoción de dióxido de carbono tendrían que remover no solo el CO₂ que se ha acumulado en la atmósfera desde la era preindustrial, sino también el carbono antropógeno incorporado por la biosfera terrestre y el océano.

Los métodos de remoción de dióxido de carbono por meteorización biológica y la mayoría los métodos de remoción de dióxido de carbono por meteorización química no pueden ampliarse indefinidamente y están necesariamente limitados por varias restricciones físicas o medioambientales, como las demandas competitivas del suelo. Si suponemos una tasa de secuestro máxima de remoción de dióxido de carbono de 200 PgC por siglo a partir de una combinación de métodos de remoción de dióxido de carbono, llevaría alrededor de 150 años remover el CO₂ emitido en los últimos 50 años, lo que dificulta, incluso para un conjunto de métodos de remoción de dióxido de carbono suplementarios, la mitigación rápida del cambio climático. En principio, los métodos de extracción directa del aire podrían funcionar mucho más rápido, pero pueden verse limitados por la aplicación a gran escala, en particular por el uso de energía y las restricciones medioambientales.

La remoción de dióxido de carbono también podría tener efectos colaterales climáticos y medioambientales. Por ejemplo, el aumento de la productividad de la vegetación podría hacer que se incrementaran las emisiones de N₂O, que es un gas de efecto invernadero más potente que el CO₂. Un gran aumento de la cubierta de vegetación, por ejemplo, por forestación o cultivos energéticos, podría alterar las características de la superficie, como la reflectancia de la superficie y los flujos turbulentos. Algunos estudios de modelos han indicado que la forestación en regiones boreales estacionalmente cubiertas de nieve podría acelerar de hecho el calentamiento global, mientras que en los trópicos podría resultar más eficaz para reducir el calentamiento global. Los métodos oceánicos de remoción de dióxido de carbono que se basan en la producción biológica (como la fertilización del océano) tendrían muchos efectos colaterales en los ecosistemas oceánicos y la acidez del océano y podrían producir emisiones de otros gases de efecto invernadero distintos del CO₂.

Métodos de gestión de la radiación solar

La temperatura media global en superficie del planeta está muy influenciada por la cantidad de luz solar absorbida por la atmósfera y la superficie de la Tierra, que calienta el planeta, y por el efecto invernadero, el proceso por el que los gases de efecto invernadero y las nubes afectan a la manera en que la energía se emite de vuelta al espacio. Un aumento del efecto invernadero conlleva un aumento de la temperatura en superficie hasta que se alcanza un nuevo equilibrio. Si se absorbe menos luz solar entrante porque el planeta se ha tornado más reflectante, o si la energía puede emitirse al espacio más eficazmente debido a una reducción del efecto invernadero, la temperatura media global en superficie disminuirá.

Los métodos de geoingeniería propuestos cuyo objetivo es gestionar los flujos de energía entrantes y salientes de la Tierra se basan en este principio físico fundamental. La mayoría de estos métodos proponen o bien reducir la luz solar que llega a la Tierra o bien aumentar la reflectancia del planeta. Para ello, se hace que la atmósfera, las nubes o la superficie sean más brillantes (véase PF 7.3, figura 1). Otra técnica propone suprimir las nubes muy altas llamadas Cirrus, ya que tienen un fuerte efecto invernadero. De acuerdo con la física elemental, si uno de estos métodos modifica los flujos de energía de la forma prevista, el planeta se enfría. Sin embargo, es un escenario complicado porque son muchos y complejos los procesos físicos que rigen las interacciones entre el flujo de energía, la circulación atmosférica, el tiempo y el clima resultante.

Si bien la temperatura media global en superficie del planeta responde a un cambio en la cantidad de luz solar que llega a la superficie o a un cambio en el efecto invernadero, la temperatura en cualquier lugar y momento dado depende de muchos otros factores y la cantidad de enfriamiento conseguido por la gestión de la radiación solar en general no consigue igualar la cantidad de calentamiento causado por los gases de efecto invernadero. Por ejemplo, la gestión de la radiación solar solamente cambia las tasas de calentamiento diurnas, pero un aumento de los gases de efecto invernadero puede modificar las temperaturas tanto diurnas como nocturnas. La compensación inexacta puede influir en el ciclo diurno de la temperatura en superficie, incluso si

(continúa en la página siguiente)

PF 7.3 (continuación)

la temperatura media en superficie no se altera. Otro ejemplo es que los cálculos de modelos sugieren que un descenso uniforme de la luz solar que llega a la superficie podría compensar el calentamiento global inducido por el CO₂, pero algunas regiones se enfriarían menos que otras. Los modelos sugieren que si el calentamiento producido por el efecto invernadero de origen antropógeno se compensara completamente con aerosoles estratosféricos, las regiones polares mantendrían un pequeño calentamiento residual, mientras que las regiones tropicales se volverían un poco menos frías que en la era preindustrial.

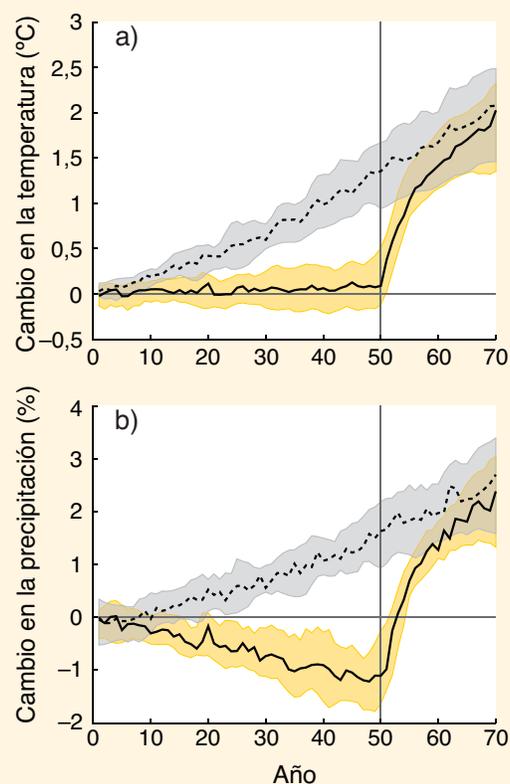
En teoría, la gestión de la radiación solar podría contrarrestar rápidamente el cambio climático antropógeno: en uno o dos decenios podría enfriar el planeta hasta alcanzar niveles preindustriales. Esto se sabe no solo a partir de los modelos climáticos sino también de los registros climáticos de grandes erupciones volcánicas. La erupción bien observada del monte Pinatubo en 1991 causó un aumento temporal de los aerosoles estratosféricos y una caída rápida de la temperatura en superficie de unos 0,5 °C.

Además de la temperatura en superficie, el clima está formado por muchos factores. Las consecuencias de otras características climáticas, tales como la lluvia, la humedad del suelo, el flujo fluvial, los bancos de nieve y el hielo marino y los ecosistemas también pueden ser importantes. Tanto los modelos como la teoría indican que compensar un aumento del efecto invernadero con la gestión de la radiación solar a fin de estabilizar la temperatura en superficie en alguna medida reduciría la lluvia media global (véase PF 7.3, figura 2, para un resultado de los modelos idealizado), y también podría producir cambios a nivel regional. Dado que la compensación en los patrones climáticos regionales y globales es tan imprecisa, es improbable que la gestión de la radiación solar produzca un clima futuro que sea "exactamente igual" al que tenemos ahora o al que hayamos tenido en el pasado. Sin embargo, los modelos climáticos actuales indican que un clima modificado mediante geoingeniería con la gestión de la radiación solar y niveles de CO₂ elevados sería más parecido al clima del siglo XX que a un clima futuro con concentraciones de CO₂ elevadas y sin gestión de la radiación solar.

Las técnicas de gestión de la radiación solar probablemente tendrían otros efectos colaterales. Por ejemplo, la teoría, la observación y los modelos sugieren que los aerosoles de sulfatos estratosféricos liberados por erupciones volcánicas y emisiones naturales agotan el ozono estratosférico, especialmente mientras el cloro proveniente de las emisiones de los clorofluorocarbonos permanezca en la atmósfera. Se espera que los aerosoles estratosféricos introducidos para gestionar la radiación solar tengan el mismo efecto. El agotamiento del ozono provocaría un aumento de la cantidad de luz ultravioleta que llega a la superficie y dañaría los ecosistemas terrestres y marinos. Los aerosoles estratosféricos también generarían un aumento del coeficiente de luz solar directa y difusa que llega a la superficie, lo que generalmente aumenta la productividad de las plantas. Preocupa que la gestión de la radiación solar mediante inserción de aerosoles de sulfatos produzca un aumento de lluvia ácida, pero los estudios de los modelos sugieren que probablemente la lluvia ácida no sería un motivo de preocupación principal, ya que la tasa de producción de lluvia ácida con la gestión de la radiación solar mediante inserción de aerosoles de sulfatos sería de menor valor que los valores actuales producidos por las fuentes de contaminación. La gestión de la radiación solar tampoco corregiría la acidificación oceánica vinculada al aumento de las concentraciones de CO₂ atmosférico ni sus impactos en los ecosistemas marinos.

Sin esfuerzos de mitigación convencional o métodos posibles de gestión de la radiación solar, las concentraciones de CO₂ altas debidas a emisiones antropógenas persistirán en la atmósfera durante unos 1 000 años, y la gestión de la radiación solar tendría que mantenerse mientras que las concentraciones de CO₂ fueran elevadas. Si se interrumpiese la gestión de la radiación solar mientras que las concentraciones de CO₂ continúan en niveles altos, se produciría un calentamiento muy rápido en uno o dos decenios (véase PF 7.3, figura 2). Eso ejercería una gran presión de adaptación en los ecosistemas y los humanos.

Si se utilizara la gestión de la radiación solar para evitar algunas consecuencias del aumento de las concentraciones de CO₂, los riesgos, los efectos colaterales y las deficiencias aumentarían claramente con el aumento de la escala de la gestión de la radiación solar. Se han propuesto métodos para utilizar la gestión de la radiación solar durante un tiempo limitado junto con estrategias agresivas para reducir las concentraciones de CO₂ y ayudar a evitar transiciones entre umbrales climáticos o puntos críticos que, de lo contrario, serían inevitables; la evaluación de tales métodos requeriría un análisis muy minucioso de los riesgos y beneficios que va más allá del ámbito de este informe.



PF 7.3, figura 2 | Cambio de a) la temperatura (°C) y b) la precipitación (%) medias globales en dos experimentos idealizados. Las líneas continuas se emplean para las simulaciones que utilizan la gestión de la radiación solar para equilibrar un aumento de un 1% año⁻¹ en la concentración de CO₂ hasta el año 50, tras lo cual se para la gestión de la radiación solar. Las líneas discontinuas indican simulaciones con un aumento de un 1% año⁻¹ en la concentración de CO₂ sin gestión de la radiación solar. Las envolturas amarilla y gris de las líneas muestran los percentiles 25º a 75º de ocho modelos diferentes.

Preguntas frecuentes

PF 8.1 | ¿Qué grado de importancia tiene el vapor de agua en el cambio climático?

Al ser el principal contribuyente al efecto invernadero natural, el vapor de agua tiene una función esencial en el clima de la Tierra. Sin embargo, es principalmente la temperatura del aire más que las emisiones la que controla la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera. Por ello, los científicos consideran al vapor de agua como un agente de retroalimentación más que como un agente de forzamiento del cambio climático. Las emisiones antropógenas de vapor de agua por la irrigación o la refrigeración de las plantas eléctricas tienen un impacto insignificante en el clima global.

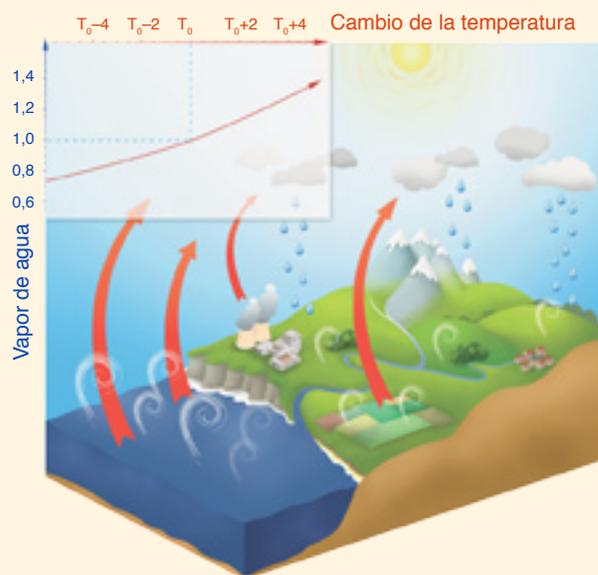
El vapor de agua es el principal gas de efecto invernadero de la atmósfera terrestre. La contribución del vapor de agua al efecto invernadero natural en relación con la del dióxido de carbono (CO_2) depende del método de contabilización empleado, pero se puede considerar que es aproximadamente entre dos y tres veces mayor. La atmósfera recibe vapor de agua adicional de las actividades antropógenas, principalmente del aumento de evaporación de los cultivos de regadío, pero también de la refrigeración de las plantas eléctricas y, en menor medida, de la combustión de combustibles fósiles. Así pues, resulta lógico preguntarse por qué se pone toda la atención en el CO_2 y no en el vapor de agua como agente de forzamiento del cambio climático.

Hay una diferencia fundamental entre el comportamiento del CO_2 y del vapor de agua: este último se puede condensar y precipitarse. Cuando el aire con mucha humedad se enfría, parte del vapor se condensa en forma de gotitas de agua o partículas de hielo y precipita. El tiempo de permanencia normal del vapor de agua en la atmósfera es de 10 días. El flujo de entrada de vapor de agua a la atmósfera proveniente de fuentes antropógenas es considerablemente menor que el proveniente de la evaporación "natural". Por ello, el impacto que tiene sobre las concentraciones generales es insignificante y su contribución al efecto invernadero a largo plazo no es considerable. Esta es la razón principal por la que el vapor de agua troposférico (generalmente por debajo de los 10 km de altitud) no se considera un gas antropógeno que contribuye al forzamiento radiativo.

Por el contrario, las emisiones antropógenas tienen un impacto notable en el vapor de agua presente en la estratosfera, la parte de la atmósfera por encima de los 10 km. El aumento de las concentraciones de metano (CH_4) debido a las actividades humanas genera, por oxidación, una fuente de agua adicional, que explica parcialmente los cambios observados en esa capa de la atmósfera. La variación de agua en la estratosfera tiene un impacto radiativo, se considera un forzamiento y puede evaluarse. Las concentraciones de agua en la estratosfera han variado de forma considerable en los últimos decenios. No se conoce bien el alcance de estas variaciones y es probable que no sea tanto un forzamiento como un proceso de retroalimentación añadido a la variabilidad natural. La contribución del vapor de agua estratosférico al calentamiento, tanto forzamiento como retroalimentación, es mucho menor que la del CH_4 o el CO_2 .

La temperatura controla la cantidad máxima de vapor de agua contenida en el aire. Una columna típica de aire desde la superficie hasta la estratosfera en las regiones polares puede contener solamente unos pocos kilogramos de vapor de agua por metro cuadrado, mientras que una columna de aire de las mismas características en los trópicos puede contener hasta 70 kg. Con cada grado adicional de temperatura del aire, la atmósfera puede retener en torno a un 7% más de vapor de agua (véase el gráfico insertado en la parte superior izquierda de PF 8.1, figura 1). Este aumento de la concentración intensifica el efecto invernadero y, por tanto, aumenta el calentamiento. Este proceso, conocido como retroalimentación del vapor de agua, se conoce bien y está bien cuantificado. Se produce en todos los modelos empleados para estimar el cambio climático, en los que su intensidad concuerda con las observaciones. Aunque se ha observado un aumento del vapor de agua atmosférico, esta variación se considera una retroalimentación climática (del aumento de la temperatura atmosférica) y no debe interpretarse como un forzamiento radiativo producido por emisiones antropógenas.

(continúa en la página siguiente)



PF 8.1, figura 1 | Ilustración del ciclo del agua y su interacción con el efecto invernadero. El gráfico insertado en la parte superior izquierda indica el aumento relativo del contenido potencial de vapor de agua en el aire con un aumento de la temperatura (casi un 7% por grado). Los rizos blancos denotan la evaporación, compensada por la precipitación para cerrar el balance hídrico. Las flechas rojas ilustran la radiación infrarroja saliente que es parcialmente absorbida por el vapor de agua y otros gases, un proceso que es uno de los componentes del efecto invernadero. No se han incluido los procesos de la estratosfera.

PF

PF 8.1 (continuación)

Actualmente, el vapor de agua tiene el mayor efecto invernadero en la atmósfera de la Tierra. Sin embargo, otros gases de efecto invernadero, principalmente el CO_2 , son necesarios para mantener la presencia del vapor de agua en la atmósfera. De hecho, si estos otros gases se removiesen de la atmósfera, la temperatura de esta caería lo suficiente como para producir un descenso del vapor de agua, conduciendo a una caída descontrolada del efecto invernadero que llevaría al planeta a un estado de congelación. Así pues, los otros gases de efecto invernadero proporcionan la estructura de temperatura que mantiene los niveles actuales de vapor de agua atmosférico. Por consiguiente, aunque el CO_2 sea el principal agente antropógeno que regula el cambio del clima, el vapor de agua produce una retroalimentación fuerte y rápida que amplifica cualquier forzamiento inicial por un factor típico de entre dos y tres. El vapor de agua no origina un forzamiento inicial significativo, pero aun así es un agente fundamental del cambio climático.

Preguntas frecuentes

PF 8.2 | ¿Tienen las mejoras en la calidad del aire algún efecto sobre el cambio climático?

Si que tienen efectos, pero, en función del contaminante o de los contaminantes que se limiten, el clima se enfriará o calentará. Por ejemplo, mientras que una reducción de las emisiones de dióxido de azufre (SO₂) provocaría un calentamiento mayor, el control de las emisiones de óxidos de nitrógeno (NO_x) tiene tanto un efecto de enfriamiento (porque reduce el ozono troposférico) como de calentamiento (debido a su impacto en el período de vida del metano y en la producción de aerosoles). La contaminación del aire también afecta a los patrones de precipitación.

La calidad del aire es nominalmente una medida de los contaminantes de superficie en el aire, como el ozono, el monóxido de carbono, los NO_x y los aerosoles (partículas en suspensión sólidas o líquidas). La exposición a esos contaminantes agrava las enfermedades respiratorias y cardiovasculares, perjudica a las plantas y daña los edificios. Por ello, la mayoría de los grandes centros urbanos intentan controlar las descargas de contaminantes que son transportados por el aire.

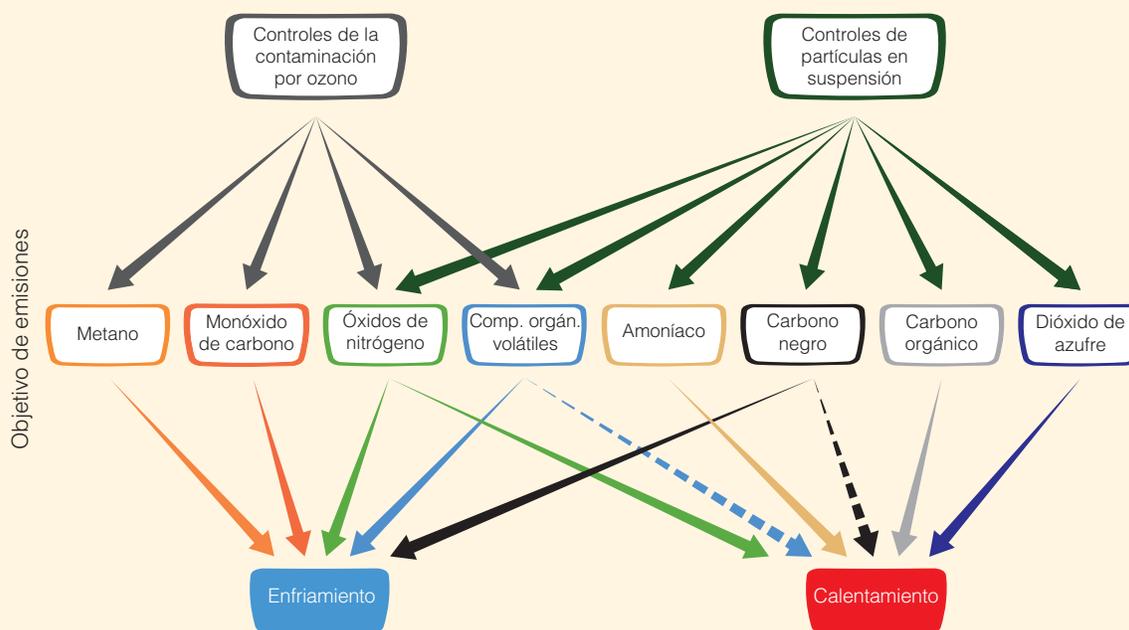
A diferencia del dióxido de carbono (CO₂) y de otros gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, el ozono y los aerosoles troposféricos pueden permanecer en la atmósfera solo entre unos pocos días y unas semanas, aunque los acoplamientos indirectos dentro del sistema Tierra pueden prolongar su impacto. Estos contaminantes suelen ser más potentes cerca de su zona de emisión o formación, en la que pueden producir perturbaciones locales o regionales en el clima, incluso si su efecto medio global es pequeño.

Los contaminantes del aire influyen en el clima de forma diferente en función de sus características físicas y químicas. Los gases de efecto invernadero generados por contaminación impactarán en el clima principalmente mediante radiación de onda corta y larga, mientras que los aerosoles, además, pueden afectar al clima mediante interacciones nube-aerosol.

Se ha señalado que los controles de las emisiones antropógenas de metano (PF 8.2, figura 1) para reducir el ozono superficial crean situaciones de "beneficio para todos". Las consecuencias del control de otros precursores del ozono no siempre son tan claras. Por ejemplo, cabría esperar un efecto de enfriamiento derivado de los controles de las emisiones de NO_x, ya que se reduce el ozono troposférico; sin embargo, es más probable que, por el contrario, su impacto en el período de vida del CH₄ y en la formación de aerosoles provoque un calentamiento general.

Mediante observaciones satelitales se ha advertido un aumento durante los últimos decenios de las concentraciones atmosféricas de SO₂ (el principal precursor de los aerosoles de sulfatos que dispersan la radiación) proveniente de las centrales eléctricas de carbón del este de Asia. Las centrales eléctricas más nuevas utilizan depuradores para reducir esas emisiones (aunque no las emisiones de CO₂ concurrentes y asociadas al calentamiento del clima a largo plazo). Esto

(continúa en la página siguiente)



PF 8.2, figura 1 | Diagrama esquemático del impacto de los controles de contaminación sobre emisiones específicas y el impacto climático. La línea negra continua muestra el impacto conocido; la discontinua, el incierto.

PF 8.2 (continuación)

mejora la calidad del aire, pero también reduce el efecto de enfriamiento de los aerosoles de sulfatos y, por tanto, intensifica el calentamiento. El enfriamiento por los aerosoles se produce por las interacciones aerosol-radiación y aerosol-nube y se calcula que es de $-0,9 \text{ W m}^{-2}$ (todos los aerosoles combinados, sección 8.3.4.3) desde la era preindustrial. Esta cifra ha aumentado especialmente durante la segunda mitad del siglo XX, cuando se dispararon las emisiones antropógenas.

Por otro lado, el carbono negro u hollín absorbe calor en la atmósfera (que produce un forzamiento radiativo de $0,4 \text{ W m}^{-2}$ por las emisiones antropógenas de los combustibles fósiles y los biocombustibles) y, cuando se deposita en la nieve, reduce su albedo, es decir, su capacidad de reflejar la luz solar. Por tanto, reducir las emisiones de carbono negro puede tener un efecto de enfriamiento, pero la interacción adicional del carbono negro con las nubes es incierta y podría producirse algún efecto opuesto de calentamiento.

Los controles de la calidad del aire también podrían dirigirse a un sector de actividad humana específico, como el transporte o la producción de energía. En ese caso, las especies emitidas conjuntamente por el sector específico generarán una mezcla compleja de perturbaciones químicas y climáticas. Por ejemplo, el humo de la combustión de biocombustibles contiene una mezcla de partículas que absorben y dispersan la radiación, así como de precursores de ozono, cuyo impacto climático combinado puede ser difícil de determinar.

Por ello, los controles de la calidad del aire en superficie tendrán algunas consecuencias en el clima. Todavía no se tiene un buen conocimiento de algunos acoplamientos entre las emisiones objetivo y el clima, o no se han determinado, en particular los efectos de los contaminantes del aire en los patrones de precipitación, lo que dificulta la cuantificación total de sus consecuencias. Existe también un giro importante en el posible efecto del cambio climático en la calidad del aire. En particular, la correlación que se ha observado entre el ozono y la temperatura superficiales en regiones contaminadas indica que solo las temperaturas más altas inducidas por el cambio climático podrían empeorar la contaminación durante el verano, imponiendo una "sanción climática". Esta sanción implica la realización de unos controles más estrictos del ozono en superficie para conseguir un objetivo específico. Además, los cambios proyectados en la frecuencia y duración de los sucesos de estancamiento podrían repercutir en las condiciones de la calidad del aire. Estas características variarán regionalmente y serán difíciles de evaluar, pero una comprensión, cuantificación y modelización mejores de estos procesos clarificará la interacción general entre los contaminantes del aire y el clima.

Preguntas frecuentes

PF 9.1 | ¿Están mejorando los modelos climáticos? ¿Cómo se puede saber?

Los modelos climáticos son programas informáticos sumamente sofisticados que reúnen nuestro conocimiento sobre el sistema climático y simulan, con la mayor fidelidad posible en la actualidad, las complejas interacciones entre la atmósfera, el océano, la superficie terrestre, la nieve y el hielo, el ecosistema global y una variedad de procesos químicos y biológicos.

La complejidad de los modelos climáticos –la representación de los procesos físicos, como las nubes, y las interacciones de la superficie terrestre y la representación de los ciclos del carbono y azufre globales en muchos modelos– ha aumentado considerablemente desde el Primer Informe de Evaluación del IPCC en 1990, por lo que en este sentido, los modelos del sistema Tierra actuales son notablemente “mejores” que los modelos de aquel entonces. Esta evolución ha continuado desde el Cuarto Informe y otros factores también han contribuido a mejorar los modelos. Ahora hay supercomputadoras más potentes que permiten que los modelos actuales puedan mostrar detalles espaciales con más precisión. Estos modelos también reflejan la mejor comprensión del funcionamiento de los procesos climáticos. Este conocimiento se ha conseguido gracias a la investigación y el análisis constantes, sumado a las observaciones nuevas y perfeccionadas.

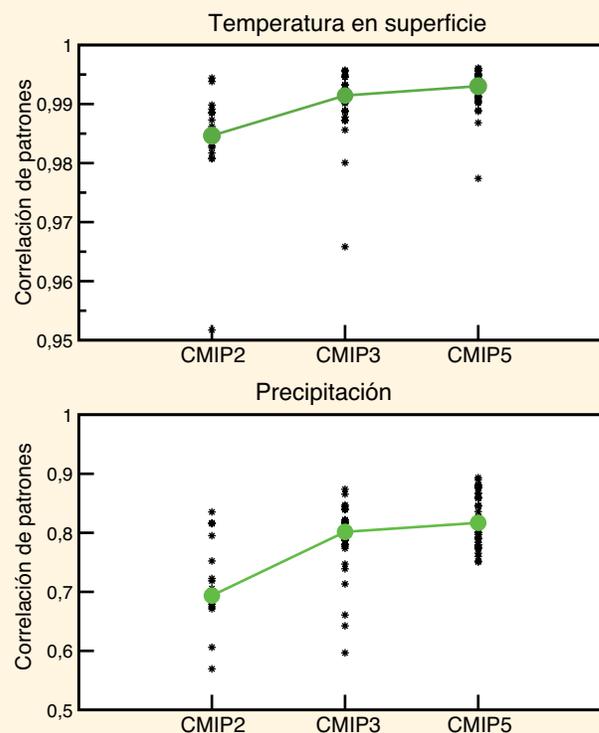
En principio, los modelos climáticos de hoy son mejores que los anteriores. Sin embargo, cada vez que se añade complejidad para mejorar determinados aspectos del clima simulado, también se añaden nuevas fuentes de errores posibles (por ejemplo, por medio de parámetros inciertos), así como nuevas interacciones entre los componentes del modelo que podrían, aunque solo temporalmente, empeorar la simulación de otros aspectos del sistema climático. Además, a pesar de los progresos realizados, sigue habiendo incertidumbre sobre los detalles de muchos procesos.

Es importante tener en cuenta que la eficacia de los modelos puede evaluarse únicamente en relación con las observaciones previas y tomando en consideración la variabilidad interna natural. Para tener confianza en las proyecciones futuras de tales modelos, el clima histórico, así como su variabilidad y cambio, deben simularse bien. El alcance de la evaluación de modelos, en términos del tipo y la cantidad de las observaciones disponibles, la disponibilidad de experimentos de modelos mejor coordinados y el uso ampliado de varias métricas de la fiabilidad, han proporcionado mucha más información cuantitativa sobre el rendimiento de los modelos. Sin embargo, puede que esto solo no sea suficiente. Mientras que las predicciones meteorológicas y climáticas estacionales pueden verificarse regularmente, no ocurre lo mismo con las proyecciones climáticas que abarcan un siglo o más. Este es particularmente el caso, ya que el forzamiento antropógeno está llevando al sistema climático a condiciones jamás observadas en el registro instrumental, y eso siempre será una limitación.

La cuantificación de la fiabilidad de los modelos es un tema que se ha abordado en todos los informes del Grupo de trabajo I del IPCC. Una lectura de las evaluaciones anteriores ofrece un panorama general de los progresos realizados. Los informes anteriores generalmente contienen estudios bastante amplios de la fiabilidad de los modelos, que muestran las diferencias entre las versiones calculadas por los modelos de varias cantidades climáticas y sus correspondientes estimaciones observacionales.

Inevitablemente, algunos modelos resultan más fiables que otros para algunas variables climáticas, pero no hay ninguno que claramente sea “el mejor”. Recientemente se han logrado avances en el cálculo de varias métricas de fiabilidad, que sintetizan la fiabilidad de los modelos en relación a la variedad de distintas observaciones conforme a una puntuación numérica simple. Claro está que la definición de esa puntuación, la forma en que se calcula, las observaciones utilizadas (que tienen su propia incertidumbre) y la manera en que se combinan varias puntuaciones son importantes e influyen en el resultado final. No obstante, si la métrica

(continúa en la página siguiente)



PF 9.1, figura 1 | Capacidad de los modelos para simular los patrones de temperatura y precipitación medias anuales según los resultados de las últimas tres fases del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP2, modelos del año 2000; CMIP3, modelos del año 2005, y CMIP5, generación actual de modelos). La figura muestra la correlación (una medida de la similitud de los patrones) entre la temperatura (gráfico superior) y la precipitación (gráfico inferior) observadas y modelizadas. Los valores más altos indican una mejor correspondencia entre los patrones espaciales modelizados y observados. Los símbolos en negro indican el coeficiente de correlación de los modelos individuales y los símbolos grandes en verde indican el valor de la mediana (es decir, la mitad de los resultados de los modelos están por encima y la otra mitad por debajo de este valor). La mejora de la fiabilidad de los modelos es evidente a juzgar por el aumento de la correlación en las generaciones de modelos sucesivas.

PF

PF (continuación)

se analiza con coherencia, es posible comparar generaciones diferentes de modelos. Los resultados de estas comparaciones generalmente muestran que, aunque la fiabilidad varíe en cada generación, el índice medio de fiabilidad del modelo ha mejorado de forma constante entre una generación y otra. En PF 9.1, figura 1, se muestra un ejemplo de los cambios en la fiabilidad de los modelos a lo largo del tiempo y se ilustra la mejora continua, aunque modesta. Es interesante observar que tanto los modelos más fiables como los menos fiables muestran mejoras, y que la mejora ocurre en paralelo con el aumento de la complejidad de los modelos y la eliminación de ajustes artificiales a los acoplamientos de la atmósfera y el océano (denominados “ajuste de flujo”). Entre los motivos de esta mejora, se incluyen el mayor conocimiento de varios procesos climáticos y la mejor representación de estos en los modelos climáticos. Las observaciones de la Tierra más exhaustivas también dan lugar a mejoras.

Así que, efectivamente, los modelos climáticos se están perfeccionando y podemos demostrarlo con métricas cuantitativas de fiabilidad basadas en las observaciones históricas. Aunque no sea posible evaluar de forma directa las proyecciones del clima futuro, los modelos climáticos se basan en gran medida en principios físicos verificables y son capaces de reproducir muchos aspectos importantes de la respuesta al forzamiento externo en el pasado. De esta forma, proporcionan una previsión científicamente sólida de la respuesta del clima a diferentes escenarios de forzamiento antropógeno.

Preguntas frecuentes

PF 10.1 | El clima está en constante cambio. ¿Cómo se determinan las causas de los cambios observados?

Las causas de los cambios a largo plazo observados en el clima (a escalas de más de un decenio) se evalúan determinando si las "huellas" previstas de diferentes causas del cambio climático están presentes en el registro histórico. Estas huellas se obtienen a partir de simulaciones realizadas con modelos informáticos de los diferentes patrones del cambio climático causado por los diferentes forzamientos climáticos. A escalas multidecenales, estos forzamientos incluyen procesos tales como los aumentos de los gases de efecto invernadero o los cambios de la luminosidad solar. La comparación de los patrones de las huellas simulados con los cambios observados en el clima permite determinar si los cambios observados se explican mejor con esos patrones de huellas o con la variabilidad natural, que se produce sin ningún forzamiento.

La huella de los aumentos de gases de efecto invernadero causados por el ser humano es claramente visible en el patrón del cambio climático observado en el siglo XX. De otro modo, no es posible explicar el cambio observado con las huellas de los forzamientos naturales o la variabilidad natural simulados con los modelos climáticos. Por ello, los estudios de atribución respaldan la conclusión de que "es sumamente probable que más de la mitad del aumento observado en la temperatura media global en superficie en el período de 1951 a 2010 haya sido causado por las actividades humanas".

El clima de la Tierra está en constante cambio. Ello se puede deber a muchas razones. Para determinar las causas principales de los cambios observados, en primer lugar hay que constatar que un cambio observado en el clima no sea una fluctuación producida sin intervención de forzamiento alguno. La variabilidad climática sin forzamiento, denominada variabilidad interna, es consecuencia de los procesos que ocurren en el sistema climático. La variabilidad oceánica a gran escala, como las fluctuaciones de El Niño-Oscilación del Sur en el océano Pacífico, es la fuente principal de variabilidad climática interna a escalas temporales entre decenales y seculares.

El cambio climático también puede ser resultado de forzamientos naturales externos aplicados al sistema climático, por ejemplo, erupciones volcánicas o cambios en la luminosidad del sol. Estos forzamientos son responsables de los enormes cambios en el clima claramente documentados en el registro geológico. Los forzamientos de origen humano incluyen las emisiones de gases de efecto invernadero y la contaminación atmosférica por partículas. Cualquiera de estos forzamientos, de origen natural o humano, podría influir en la variabilidad interna y provocar un cambio en el clima medio. El objetivo de los estudios de atribución es determinar las causas de los cambios detectados en el clima observado. Sabemos que durante el último siglo la temperatura media global aumentó. Por tanto, si el cambio observado es forzado, el forzamiento principal debe ser uno que provoque calentamiento, no enfriamiento.

Los estudios de atribución formales del cambio climático se llevan a cabo mediante experimentos controlados con modelos climáticos. Las respuestas a forzamientos climáticos específicos simuladas con los modelos se denominan a menudo las huellas de esos forzamientos. Un modelo climático debe simular con fiabilidad los patrones de las huellas asociados a forzamientos concretos, así como los patrones de la variabilidad interna no forzada, para producir una evaluación significativa de las atribuciones del cambio climático. Ningún modelo es capaz de reproducir a la perfección todas las características del clima, pero muchos estudios detallados indican que las simulaciones con los modelos actuales son realmente lo suficientemente fiables como para realizar evaluaciones de atribución.

En PF 10.1, figura 1, se ilustra parte de una evaluación de la huella del cambio de la temperatura global en superficie a finales del siglo XX. El cambio observado en la segunda mitad del siglo XX, representado con la serie temporal en negro en los gráficos de la izquierda, es mayor que lo que cabría esperar con solo la variabilidad interna. Las simulaciones con forzamientos naturales únicamente (líneas amarillas y azules en el gráfico superior izquierdo) no consiguen reproducir el calentamiento global en superficie de finales del siglo XX con un patrón espacial de cambio (gráfico superior derecho) completamente diferente del patrón de cambio observado (gráfico central derecho). Las simulaciones con forzamientos de origen natural y humano representan mucho mejor la tasa del tiempo del cambio (gráfico inferior izquierdo) y el patrón espacial (gráfico inferior derecho) del cambio de la temperatura en superficie observado.

Los dos gráficos de la izquierda muestran que los modelos informáticos reproducen el enfriamiento en superficie forzado naturalmente observado durante un año o dos tras grandes erupciones volcánicas, como las ocurridas en 1982 y 1991. Las simulaciones de forzamientos naturales contemplan los cambios de temperatura de corta duración después de erupciones, pero solo las simulaciones de forzamientos combinados de origen natural y humano simulan las tendencias de calentamiento de larga duración.

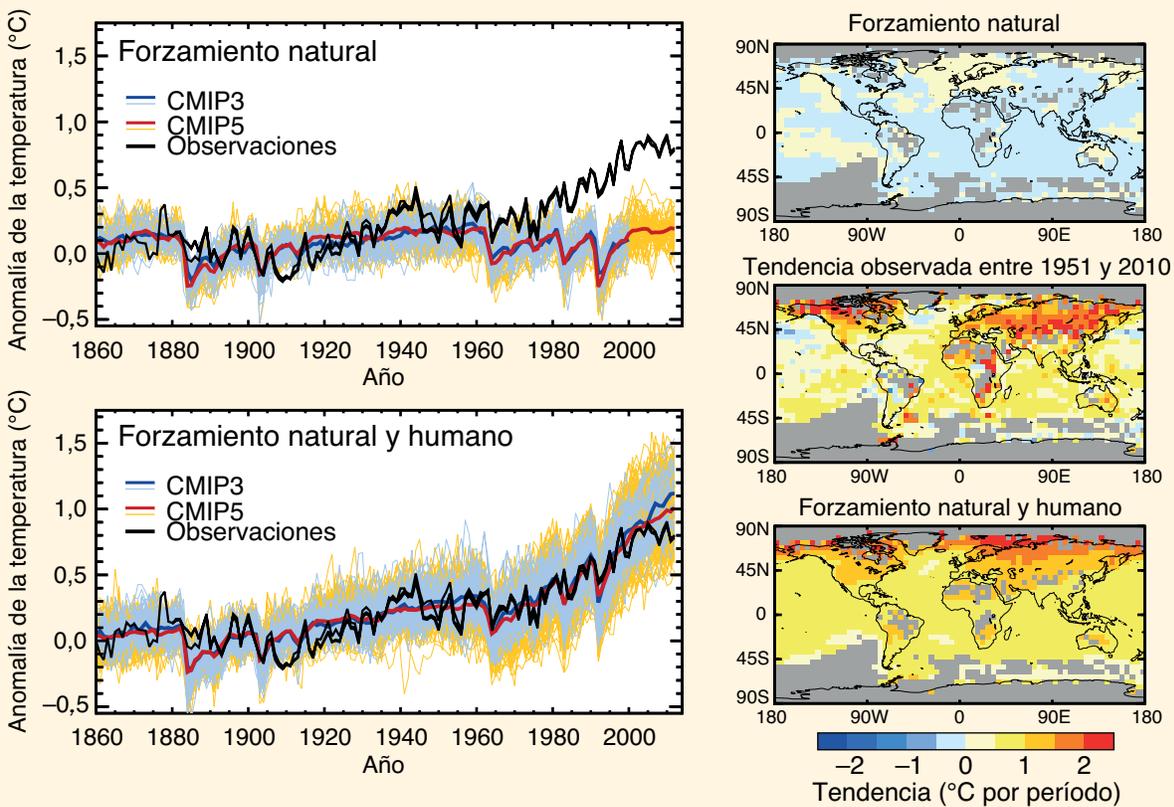
(continúa en la página siguiente)

PF

PF 10.1 (continuación)

Una evaluación de las atribuciones más completa examinaría la temperatura por encima de la superficie y posiblemente otras variables climáticas, además de los resultados de la temperatura en superficie ilustrados en PF 10.1, figura 1. Los patrones de huella asociados a forzamientos particulares son más fáciles de definir cuando se examinan más variables en la evaluación.

En general, en PF 10.1, figura 1, se muestra que el patrón del cambio en la temperatura observado es significativamente diferente del patrón de la respuesta a forzamientos naturales solamente. La respuesta simulada a todos los forzamientos, en particular a los forzamientos de origen humano, se ajusta bien a los cambios observados en la superficie. No es posible simular correctamente el cambio climático observado recientemente sin incluir la respuesta a los forzamientos de origen humano, como los gases de efecto invernadero, el ozono estratosférico y los aerosoles. Las causas naturales del cambio siguen en marcha en el sistema climático, pero las tendencias recientes de la temperatura se pueden atribuir en gran medida al forzamiento humano.



PF 10.1, figura 1 | (Parte izquierda) Series temporales del cambio de la temperatura media anual global en superficie entre 1869 y 2010. El gráfico superior izquierdo muestra los resultados de dos ensambles de modelos climáticos regidos solamente con forzamientos naturales, representados con las líneas finas de color azul y amarillo; los cambios de la temperatura media de los ensambles están representados por las líneas gruesas de color azul y rojo. Las líneas negras denotan tres estimaciones diferentes observadas. El gráfico inferior izquierdo muestra simulaciones de los mismos modelos, pero regidas tanto por forzamientos naturales como por cambios inducidos por el ser humano en los gases de efecto invernadero y los aerosoles. (Parte derecha) Patrones espaciales de las tendencias de la temperatura en superficie local entre 1951 y 2010. El gráfico superior muestra el patrón de las tendencias de un gran ensamble de simulaciones de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) regidas solo por forzamientos naturales. El gráfico inferior muestra las tendencias del ensamble correspondiente de simulaciones regidas por forzamientos de origen natural y humano. El gráfico del medio muestra el patrón de las tendencias observadas a partir del conjunto 4 de datos reticulares de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4) entre 1951 y 2010.

Preguntas frecuentes

PF 10.2 | ¿Cuándo se harán patentes las influencias de la actividad humana en el clima a escala local?

El calentamiento inducido por el ser humano ya se está haciendo patente en tierra a nivel local en algunas regiones tropicales, especialmente durante la temporada caliente del año. En las latitudes medias, el calentamiento normalmente se manifestará, primero durante el verano, en los próximos decenios. Se prevé que en dichas latitudes la tendencia se manifestará más lentamente, especialmente durante el invierno, porque la variabilidad climática natural aumenta cuanto mayor es la distancia al ecuador y durante la estación fría. Las tendencias de la temperatura detectadas en muchas regiones se han atribuido a la influencia humana. También se han detectado tendencias atribuibles a la influencia humana en variables climáticas sensibles a la temperatura, como el hielo marino del Ártico.

Las tendencias de calentamiento asociadas al cambio global suelen ser más evidentes en los promedios de temperatura global que en las series temporales de temperatura local (en este contexto, se entiende por “local” las ubicaciones individuales o promedios regionales reducidos). Esto se debe a que la mayor parte de la variabilidad local del clima local se promedia por separado en la media global. Se considera que las tendencias de calentamiento detectadas a escala multidecenal en muchas regiones no forman parte del conjunto de tendencias que cabría esperar que se produjeran por la variabilidad interna natural del sistema climático. Sin embargo, estas tendencias solo se harán patentes cuando el clima medio local se deje de manifestar como parte del “ruido” de la variabilidad interanual. La rapidez con que esto ocurra dependerá tanto de la tasa de la tendencia del calentamiento como de la cantidad de variabilidad local. Dado que no es posible predecir con precisión las tendencias del calentamiento del futuro, sobre todo a escala local, tampoco se puede predecir con precisión el momento en que se manifestará en el futuro una tendencia de calentamiento.

En algunas regiones tropicales, la tendencia de calentamiento ya se manifiesta en contraste con la variabilidad local (PF 10.2, figura 1). Esto se produce más rápidamente en los trópicos porque la variabilidad de la temperatura es allí menor que en otras partes del mundo. Puede que no se note el contraste en el calentamiento proyectado en las latitudes medias hasta mediados del siglo XXI, incluso aunque allí las tendencias del calentamiento sean mayores, porque la variabilidad de la temperatura local es sustancialmente mayor que en los trópicos. En función de las estaciones, la variabilidad de la temperatura local tiende a ser menor en verano que en invierno. Por tanto, el calentamiento tiende a manifestarse primero en la parte cálida del año, incluso en las regiones en las que la tendencia del calentamiento es mayor en invierno, como en Eurasia central (PF 10.2, figura 1).

Además de la temperatura de la superficie terrestre, incluidas algunas regiones oceánicas, otras variables también presentan tasas de cambio a largo plazo distintas de la variabilidad natural. Por ejemplo, la extensión del hielo marino del Ártico está disminuyendo muy rápidamente y ya hay indicios de que es consecuencia de la influencia humana. Por otro lado, es muy difícil detectar las tendencias de la precipitación local, porque en la mayor parte de lugares la precipitación presenta una gran variabilidad. La probabilidad de alcanzar temperaturas calientes récord durante el verano ha aumentado en gran parte del hemisferio norte. Las proyecciones indican que en los próximos decenios las temperaturas altas que actualmente se consideran extremas se acercarán más a la norma. Las probabilidades de que se produzcan otros fenómenos extremos, como olas de frío, han disminuido.

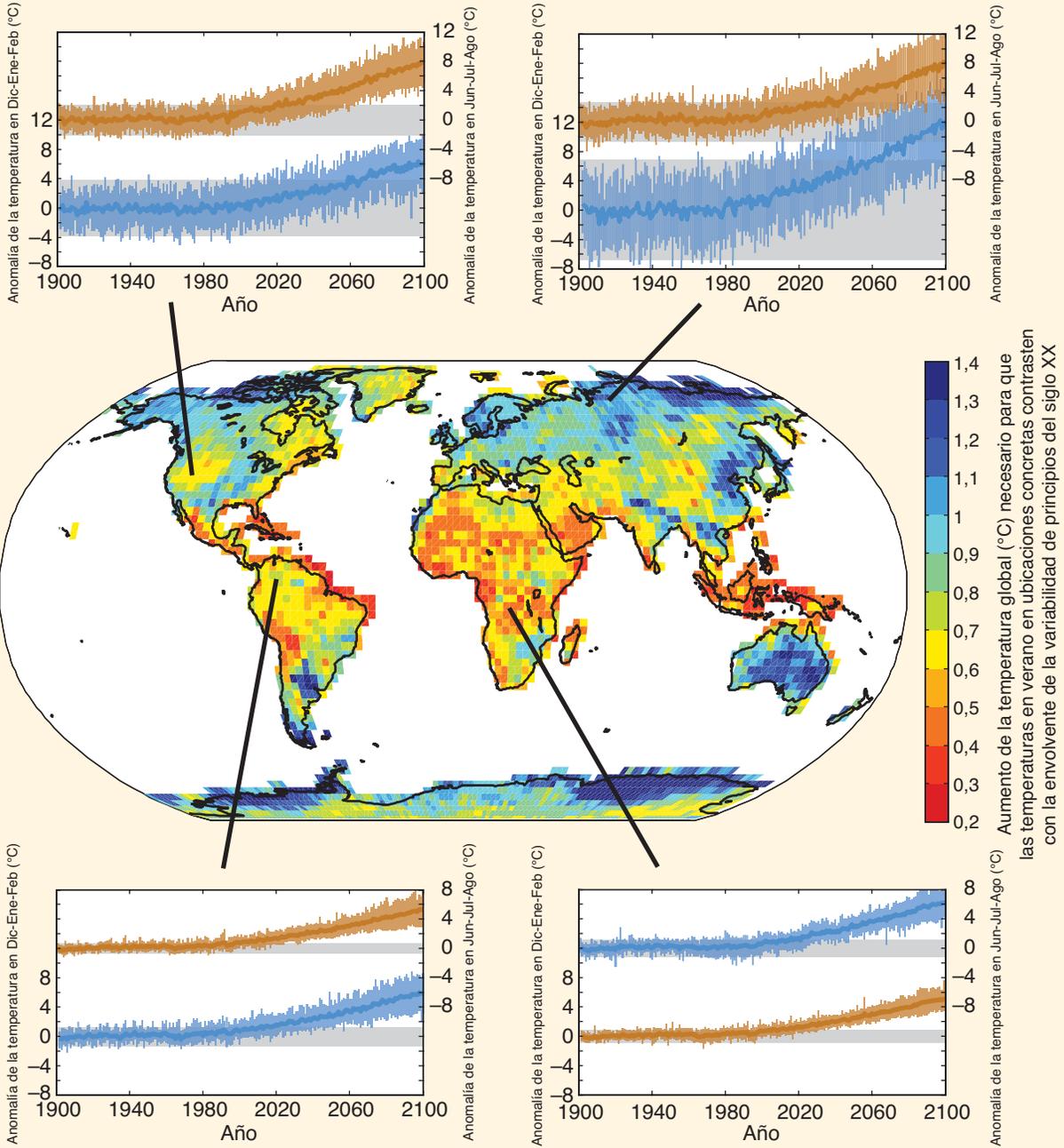
En el clima actual, no se pueden atribuir inequívocamente al cambio climático los episodios meteorológicos extremos particulares, pues estos también podrían haberse producido en un clima inalterado. Sin embargo, la probabilidad de que ocurran podría haber cambiado significativamente en zonas concretas. Se calcula que los aumentos de gases de efecto invernadero causados por el ser humano han contribuido considerablemente a la probabilidad de algunas olas de calor. Asimismo, los estudios de los modelos climáticos sugieren que la mayor cantidad de gases de efecto invernadero ha contribuido a la intensificación de los episodios de precipitación fuerte observados en algunas zonas del hemisferio norte. Sin embargo, la probabilidad de muchos otros fenómenos meteorológicos extremos puede no haber cambiado notablemente. Por tanto, es incorrecto atribuir cada nuevo registro meteorológico al cambio climático.

La fecha en que se manifestarán las tendencias del calentamiento proyectadas también depende de la variabilidad climática local, que puede hacer que aumenten o disminuyan las temperaturas de forma temporal. Además, las curvas de la temperatura local proyectadas que figuran en PF 10.2, figura 1, se basan en varias simulaciones de modelos climáticos forzados por el mismo escenario hipotético de emisiones futuras. Una tasa diferente de acumulación de gases de efecto invernadero presentes en la atmósfera causaría una tendencia de calentamiento distinta. Por lo tanto, la gradación de las proyecciones de calentamiento obtenidas con modelos (sombra coloreada en PF 10.2, figura 1) sería mayor si la figura incluyera una gradación de escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero. El aumento necesario para que el cambio de la temperatura en verano se manifieste en contraste con la variabilidad local del siglo XX (independientemente de la tasa de cambio) está representado en el mapa central de PF 10.2, figura 1.

Una respuesta completa a la pregunta de cuándo se hará patente la influencia del ser humano en el clima a nivel local depende de la solidez de las evidencias que se considere suficiente para que algo sea “patente”. Las evidencias científicas más convincentes sobre el efecto del cambio climático a escala local provienen del análisis del panorama global y de la gran cantidad de evidencias de que se dispone de todo el sistema climático que vinculan muchos de los cambios observados con la influencia del ser humano.

(continúa en la página siguiente)

PF 10.2 (continuación)



PF 10.2, figura 1 | Series temporales del cambio de temperatura proyectado en cuatro ubicaciones representativas en verano (las curvas rojas representan los meses de junio, julio y agosto en puntos de los trópicos y el hemisferio norte, o diciembre, enero y febrero en el hemisferio sur) y en invierno (curvas azules). Cada serie temporal está rodeada por una envolvente de cambios proyectados (rosa para la estación cálida local y azul para la estación fría local) obtenida a partir de 24 simulaciones de modelos diferentes, que contrasta con la envolvente (en gris) de la variabilidad natural local simulada con los modelos utilizando las condiciones de principios del siglo XX. Las señales de calentamiento se manifiestan primero en los trópicos durante el verano. El mapa central muestra el aumento de la temperatura global (°C) necesario para que las temperaturas en verano en ubicaciones concretas se manifiesten en contraste con la envolvente de la variabilidad de principios del siglo XX. Obsérvese que los colores cálidos denotan el menor aumento de temperatura necesario y, por ende, el tiempo de manifestación más corto. Todos los cálculos se basan en las simulaciones de modelos climáticos globales de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) regidas por el forzamiento del escenario de emisiones de la trayectoria de concentración representativa 8,5 (RCP8,5). Las envolventes del cambio proyectado y la variabilidad natural se definen como ± 2 desviaciones típicas. (Adaptado y actualizado de Mahlstein y otros, 2011.)

Preguntas frecuentes

PF 11.1 | Si no se puede predecir el tiempo del mes que viene, ¿cómo se puede predecir el clima del próximo decenio?

Aunque el tiempo y el clima estén estrechamente relacionados, son, en realidad, cosas diferentes. El tiempo se define como el estado atmosférico en un momento y lugar dados, que puede variar de una hora a otra y de un día a otro. El clima, en cambio, se refiere generalmente a las estadísticas de las condiciones meteorológicas durante un decenio o un período más largo.

La competencia para predecir el clima futuro sin necesidad de predecir con precisión el tiempo es más común de lo que pudiera parecer a simple vista. Por ejemplo, al final de la primavera, se puede predecir con precisión que es muy probable que la temperatura media del aire durante el verano que viene, por poner un caso en Melbourne, sea más alta que la temperatura media durante la primavera que termina (aunque el tiempo de cada día durante el verano que llega no se pueda predecir con precisión más allá de una semana aproximadamente). Este sencillo ejemplo sirve para ilustrar que existen factores –en este caso, el ciclo estacional de la radiación solar que alcanza el hemisferio sur– que pueden sustentar el acierto para predecir cambios en el clima en un período próximo que no dependen de la precisión de las predicciones meteorológicas para el mismo período.

Entre las estadísticas de las condiciones meteorológicas empleadas para definir el clima figuran las medias a largo plazo de la temperatura del aire y de la lluvia, así como estadísticas de su variabilidad, como la desviación típica de la variabilidad interanual de la lluvia a partir de la media a largo plazo, o la frecuencia de días por debajo de los 5 °C. Las medias de las variables climáticas de períodos largos se llaman medias climatológicas. Pueden ser de meses concretos, estaciones o del año entero. Una predicción climática plantea preguntas como: “¿cuál es el grado de probabilidad de que la temperatura media durante el próximo verano sea más elevada que la media a largo plazo de los últimos veranos?” o “¿cuál es el grado de probabilidad de que el próximo decenio sea más caliente que los pasados?”.

Más concretamente, una predicción climática podría dar respuesta a la siguiente pregunta: “¿cuál es el grado de probabilidad de que la temperatura (en China, por ejemplo) promediada a lo largo de los próximos 10 años sea mayor que la temperatura en China promediada durante los últimos 30 años?”. Las predicciones climáticas no proporcionan predicciones de la evolución detallada diaria del tiempo en el futuro, sino probabilidades de los cambios a largo plazo en las estadísticas de las variables climáticas en el futuro.

En cambio, las predicciones meteorológicas ofrecen predicciones del tiempo de cada día para momentos específicos del futuro, predicciones que permiten responder a preguntas tales como: “¿lloverá mañana?”. En ocasiones, las predicciones meteorológicas se ofrecen en términos de probabilidad. Por ejemplo, la predicción meteorológica podría afirmar que “la probabilidad de lluvias en Apia mañana es de un 75%”.

Para producir predicciones meteorológicas precisas, los predictores necesitan disponer de información muy detallada sobre el estado actual de la atmósfera. Debido a la naturaleza caótica de la atmósfera, incluso el más mínimo error en la representación de las “condiciones iniciales” suele producir predicciones imprecisas más allá de una semana aproximadamente. Este es el llamado “efecto mariposa”.

Los climatólogos no pretenden predecir la futura evolución detallada del tiempo durante las próximas estaciones, años o decenios, ni afirman que pueden hacerlo. Por otro lado, a pesar del efecto mariposa, existe una base científica sólida para suponer que es posible predecir, aunque de forma imprecisa, distintos aspectos del clima. Por ejemplo, la tendencia de los aumentos de las concentraciones de gases de efecto invernadero de larga vida es a hacer que aumente la temperatura en superficie en los decenios futuros. Por lo tanto, la información del pasado puede ayudar, y de hecho ayuda, a predecir el clima futuro.

Algunos tipos de la denominada variabilidad “interna”, producida de forma natural, pueden, al menos en teoría, hacer que mejore la capacidad para predecir el clima futuro. La variabilidad climática interna se debe a las inestabilidades naturales del sistema climático. Si esta variabilidad incluye o causa anomalías importantes de larga vida en la temperatura de la capa superior del océano, se impulsarán cambios en la atmósfera suprayacente tanto en ese lugar como en lugares distanciados. El fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) es probablemente el ejemplo más famoso de este tipo de variabilidad interna. La variabilidad asociada a ese fenómeno se produce en una forma parcialmente predecible. El efecto mariposa está presente, pero tarda más en influir intensamente en parte de la variabilidad asociada al fenómeno ENOS.

Los servicios meteorológicos y otros organismos han aprovechado esto y han desarrollado sistemas de predicción entre estacionales e interanuales que les permiten predecir regularmente las anomalías climáticas estacionales con un grado de acierto demostrable. El grado de acierto varía marcadamente en función del lugar y de la variable. Suele disminuir cuanto más se alejan las predicciones en el futuro. En algunos lugares, el grado de acierto es nulo. El término “grado de acierto” se emplea en este contexto en su sentido técnico: es una medida del nivel de precisión de una predicción por encima de la realizada con algún método de predicción generalmente simple como, por ejemplo, suponer que las anomalías recientes persistirán durante el período objeto de la predicción.

(continúa en la página siguiente)

PF

PF 11.1 (continuación)

Los sistemas de predicción meteorológicos entre estacionales e interanuales y decenales son similares en muchos aspectos (por ejemplo, todos incorporan las mismas ecuaciones matemáticas para la atmósfera, en todos hay que especificar las condiciones iniciales como punto de partida de las predicciones y todos están sujetos a límites en la precisión de las predicciones impuestas por el efecto mariposa). Sin embargo, la predicción decenal, a diferencia de la meteorológica y la estacional a interanual, todavía es muy incipiente. Aun así, los sistemas de predicción decenales muestran un grado de acierto en el *retroanálisis* de la temperatura cerca de la superficie en gran parte del planeta de hasta por lo menos nueve años. Un "retroanálisis" es una predicción de un suceso pasado que se realiza introduciendo únicamente en el sistema de predicción observaciones de antes del fenómeno. Se considera que la mayor parte de este grado de acierto se deriva del forzamiento externo. Los climatólogos utilizan el término "forzamiento externo" para referirse a un agente de forzamiento externo al sistema climático que induce un cambio en este, como, por ejemplo, los aumentos de la concentración de gases de efecto invernadero de larga vida.

Teóricamente, el grado de acierto de las predicciones decenales de la precipitación debería ser menor que el de la temperatura en superficie. La eficacia de los retroanálisis se ajusta a esta expectativa.

El objetivo de las investigaciones actuales es perfeccionar los sistemas de predicción decenal y mejorar el conocimiento de las razones del grado de acierto aparente. Es fundamental determinar en qué medida la información adicional sobre la variabilidad interna se traduce realmente en un mayor grado de acierto. Aunque se prevea una mejora de los sistemas de predicción en los decenios venideros, la naturaleza caótica del sistema climático, y el consiguiente efecto mariposa, siempre impondrán límites inevitables al grado de acierto de las predicciones. También existen otras fuentes de incertidumbre. Por ejemplo, puesto que las erupciones volcánicas pueden influir en el clima, pero no se puede predecir cuándo ocurrirán ni su magnitud, son otra más de las fuentes de incertidumbre. Además, la brevedad del período con suficientes datos oceánicos para inicializar y evaluar predicciones decenales representa una dificultad importante.

Por último, cabe señalar que los sistemas de predicción decenales están concebidos para explotar las fuentes de predictibilidad tanto forzadas externamente como generadas internamente. Los climatólogos distinguen entre predicciones decenales y proyecciones decenales. Las proyecciones explotan únicamente la capacidad predictiva que se desprende del forzamiento externo. Mientras que los informes de evaluación del IPCC anteriores se centraban exclusivamente en las proyecciones, este informe también evalúa la investigación sobre la predicción decenal y su base científica.

Preguntas frecuentes

PF 11.2 | ¿Cómo influyen las erupciones volcánicas en el clima y en nuestra capacidad para predecir el clima?

Las grandes erupciones volcánicas influyen en el clima porque inyectan gas de dióxido de azufre (SO_2) a la atmósfera alta (también denominada estratosfera), que reacciona con el agua y forma nubes de gotitas de ácido sulfúrico. Estas nubes reflejan la radiación solar hacia el espacio. De esta manera, la energía de la radiación no alcanza la superficie de la Tierra que, en consecuencia, se enfría, al igual que también se enfría la atmósfera baja. Estas nubes de ácido sulfúrico presentes en la atmósfera alta también absorben localmente energía de Sol, la Tierra y la atmósfera baja, lo que calienta la atmósfera alta (véase PF 11.2, figura 1). Por ejemplo, en términos de enfriamiento en superficie, la erupción en 1991 del monte Pinatubo en Filipinas inyectó unos 20 millones de toneladas de SO_2 a la estratosfera, lo que produjo un enfriamiento de la Tierra de unos 0,5 °C durante un año. Globalmente, las erupciones también reducen la precipitación, porque la menor cantidad de radiación de onda corta entrante, en la superficie se compensa por una reducción del calor latente (por ejemplo, de evaporación y, por tanto, lluvia).

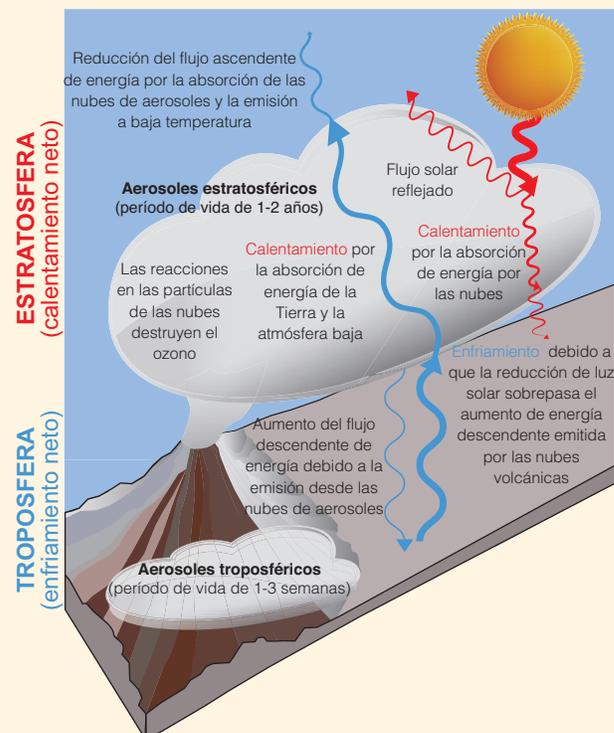
A los efectos de predicción del clima, cabe esperar que se produzcan erupciones que provocan un enfriamiento global de la superficie y un calentamiento de la atmósfera alta significativos por un plazo de un año aproximadamente. El problema es que, si bien es posible detectar que un volcán registra más actividad, no se puede detectar el momento preciso de una erupción o la cantidad de SO_2 que inyectará a la atmósfera alta y la forma en que ese SO_2 se dispersará. Esta es una fuente de incertidumbre de las predicciones climáticas.

Las grandes erupciones volcánicas producen muchas partículas llamadas ceniza o tefra. Sin embargo, estas partículas se precipitan de la atmósfera rápidamente, al cabo de unos días o semanas, por lo que no afectan al clima global. Por ejemplo, en 1980 la erupción del monte Santa Helena afectó a las temperaturas en superficie del noroeste de Estados Unidos durante varios días, pero, como emitió poca cantidad de SO_2 a la estratosfera, no causó un impacto climático detectable a nivel global. Cuando las grandes erupciones en latitudes altas inyectan azufre a la estratosfera, producen un efecto solamente en el hemisferio en el que se producen que dura únicamente un año como máximo, pues la nube estratosférica que producen tiene un período de vida de tan solo unos meses.

Los volcanes tropicales o subtropicales producen un enfriamiento global mayor en la superficie o la troposfera. Esto se debe a que las nubes de ácido sulfúrico que se forman en la atmósfera alta duran entre uno o dos años y pueden cubrir gran parte del planeta. Sin embargo, resulta difícil predecir sus impactos climáticos a nivel regional, pues la dispersión de los aerosoles de sulfatos estratosféricos depende en gran medida de las condiciones de viento atmosféricas en el momento de la erupción. Asimismo, el efecto de enfriamiento en superficie no suele ser uniforme: como los continentes se enfrían más que el océano, el monzón de verano puede debilitarse, reduciéndose así la lluvia en Asia y África. La respuesta climática se complica aún más por el hecho de que las nubes formadas en la atmósfera alta tras erupciones volcánicas también absorben luz solar y calor de la Tierra. En consecuencia, la atmósfera alta se calienta más en los trópicos que en las latitudes altas.

Las erupciones volcánicas más grandes de los últimos 250 años impulsaron los estudios científicos. Tras la erupción de la fisura Laki en 1783 en Islandia, se registraron temperaturas cálidas récord en Europa en verano, al que siguió un invierno muy frío. Dos grandes erupciones, una sin identificar en 1809 y la del volcán Tambora en 1815, causaron el "Año sin verano" en 1816. Las malas cosechas en Europa y Estados Unidos ese año provocaron escasez de alimentos, hambruna y disturbios.

La mayor erupción en más de 50 años, la del monte Agung en 1963, dio lugar a muchos estudios modernos, entre ellos observaciones y cálculos de modelos climáticos. Las erupciones consecutivas del volcán El Chichón en 1982 y el monte Pinatubo en 1991 inspiraron el trabajo que permitió nuestro conocimiento actual de los efectos de las erupciones volcánicas sobre el clima. *(continúa en la página siguiente)*



PF 11.2, figura 1 | Esquema de la forma en que los grandes volcanes tropicales o subtropicales repercuten en las temperaturas de la atmósfera alta (estratosfera) y de la atmósfera baja (troposfera).

PF 11.2 (continuación)

Las nubes volcánicas permanecen en la estratosfera solo durante un par de años; por eso, su impacto en el clima es de corta duración. Ahora bien, el impacto de grandes erupciones consecutivas puede durar más: por ejemplo, a finales del siglo XIII se produjeron cuatro grandes erupciones, una cada diez años. La primera, en 1258 EC, fue la más grande en 1 000 años. Esa secuencia de erupciones enfrió el océano Atlántico Norte y el hielo marino del Ártico. También resulta de interés el período de tres erupciones grandes, y varias de menor magnitud, entre 1963 y 1991 (consúltase el capítulo 8 para la forma en que estas erupciones afectaron a la composición atmosférica y redujeron la radiación de onda corta en la superficie).

Los vulcanólogos pueden detectar el momento en que un volcán se vuelve más activo, pero no pueden predecir si entrará en erupción y, si lo hace, la cantidad de azufre que podría emitir a la atmósfera. No obstante, los volcanes afectan a la capacidad de predecir el clima de tres maneras. En primer lugar, si una erupción violenta inyecta volúmenes considerables de dióxido de azufre a la estratosfera, este efecto puede incluirse en las predicciones climáticas. Ello conlleva complicaciones importantes, así como considerables fuentes de incertidumbre, por ejemplo, la recopilación de buenas observaciones de la nube volcánica y el cálculo del modo en que se moverá y variará durante su período de vida. Aun así, basándose en observaciones y en la modelización con éxito de erupciones recientes, parte de los efectos de las grandes erupciones pueden incluirse en las predicciones.

En segundo lugar, las erupciones volcánicas son una fuente potencial de incertidumbre en las predicciones. No es posible predecir con antelación las erupciones, pero ocurren y provocan impactos climáticos a corto plazo a escala tanto local como global. En principio, es posible contabilizar esta incertidumbre potencial. Para ello, hay que incluir erupciones aleatorias o basadas en algún escenario en las predicciones climáticas de los ensambles a corto plazo. Esta área de investigación necesita más estudio. Las proyecciones futuras del presente informe no incluyen erupciones volcánicas en el futuro.

En tercer lugar, el registro climático histórico se puede utilizar, junto con las estimaciones de los aerosoles de sulfatos observados, para evaluar la fidelidad de las simulaciones climáticas. Si bien la respuesta climática a las erupciones volcánicas explosivas presenta una semejanza útil respecto de otros forzamientos climáticos, existen limitaciones. Por ejemplo, una buena simulación del impacto de una erupción puede ayudar a validar modelos utilizados para predicciones estacionales e interanuales. Pero no es posible validar de esta manera todos los mecanismos implicados en el calentamiento mundial a lo largo del próximo siglo, pues incluyen retroalimentaciones oceánicas a largo plazo, que tienen una escala temporal mayor que la respuesta a las erupciones volcánicas individuales.

Preguntas frecuentes

PF 12.1 | ¿Por qué se emplean tantos modelos y escenarios para la proyección del cambio climático?

El clima futuro depende en parte de la magnitud de las emisiones futuras de gases de efecto invernadero y aerosoles y de otros forzamientos de origen natural y humano. Estos forzamientos son externos al sistema climático, pero modifican su comportamiento. El clima futuro se conformará según la respuesta de la Tierra a estos forzamientos, así como por la variabilidad interna inherente al sistema climático. Una serie de supuestos sobre la magnitud y el ritmo de las emisiones futuras ayudan a los científicos a elaborar diferentes escenarios de emisiones, sobre los que se basan las proyecciones de los modelos climáticos. Por otro lado, los diferentes modelos climáticos proporcionan representaciones alternativas de la respuesta de la Tierra a esos forzamientos y de la variabilidad climática natural. Juntos, los ensambles de modelos, que simulan la respuesta a varios escenarios diferentes, determinan una gama de futuros posibles y nos ayudan a comprender sus incertidumbres.

Predecir el desarrollo socioeconómico es probablemente más difícil que predecir la evolución de un sistema físico, porque implica predecir el comportamiento humano, las elecciones de políticas, los avances tecnológicos, la competencia internacional y la cooperación internacional. El método común consiste en utilizar escenarios de desarrollo socioeconómico futuro plausible, de los cuales se deducen las emisiones futuras de gases de efecto invernadero y otros agentes de forzamiento. En general, no es posible asignar grados de probabilidad a los distintos escenarios de forzamiento. En su lugar, se utiliza un conjunto de alternativas para abarcar la horquilla de posibilidades. Los resultados de los diferentes escenarios de forzamientos ofrecen a los responsables de políticas alternativas y una gama de posibles futuros que considerar.

Las interacciones entre componentes del sistema climático tales como la atmósfera y el océano generan espontáneamente fluctuaciones internas en el clima, fluctuaciones que, en caso de cambio climático a corto plazo, pueden eclipsar el efecto de las perturbaciones externas, como aumentos de los gases de efecto invernadero (véase el capítulo 11). Por el contrario, a más largo plazo, es previsible que predomine el efecto de los forzamientos externos. Las simulaciones de los modelos climáticos proyectan que, tras unos decenios, los diferentes escenarios de gases de efecto invernadero antropógenos futuros y otros agentes de forzamiento, así como la respuesta a ellos del sistema climático, influirán de forma diferente en el cambio de la temperatura media global (PF 12.1, figura 1, gráfico de la izquierda). Por lo tanto, evaluar las consecuencias de esos diversos escenarios y respuestas es de suma importancia, especialmente cuando se consideran las decisiones de políticas.

Los modelos climáticos se basan en los principios físicos que rigen el sistema climático y en el conocimiento empírico y representan los procesos de interacción complejos necesarios para simular el clima y el cambio climático presentes y futuros. Las analogías con observaciones pasadas, o las extrapolaciones de tendencias recientes, son métodos inadecuados para producir proyecciones, pues el futuro no será necesariamente una simple continuación de lo que se ha observado hasta el presente.

Si bien es posible formular las ecuaciones del movimiento de fluidos que determinan el comportamiento de la atmósfera y el océano, es imposible resolverlas sin emplear algoritmos numéricos con simulaciones de modelos informáticos, al igual que la ingeniería aeronáutica se sirve de simulaciones numéricas de tipos de ecuaciones similares. Asimismo, estas ecuaciones no permiten describir muchos procesos físicos, biológicos y químicos a pequeña escala, como los procesos de las nubes, ya sea porque no tenemos la capacidad informática para describir el sistema a una resolución suficientemente fina para simular directamente estos procesos o porque todavía es insuficiente nuestro conocimiento científico de los mecanismos que impulsan estos procesos. En su lugar, para su descripción es necesario realizar aproximaciones mediante las denominadas parametrizaciones dentro de los modelos climáticos, con las que se establece una relación matemática entre las cantidades directamente simuladas y las aproximadas, a menudo sobre la base del comportamiento observado.

Habida cuenta de las limitaciones informáticas y observacionales, existen varias representaciones, soluciones y aproximaciones numéricas alternativas e igualmente plausibles para modelizar el sistema climático. Esta diversidad se considera un aspecto saludable de la comunidad de modelización del clima y, como resultado de ella, se dispone de una variedad de proyecciones del cambio climático plausibles a escalas global y regional. Esta gama proporciona la base para cuantificar la incertidumbre de las proyecciones, pero, dado que el número de modelos es relativamente pequeño y que la contribución del resultado de los modelos a los archivos públicos es voluntaria, el muestreo de futuros posibles no es ni sistemático ni exhaustivo. Además, persisten algunas deficiencias que son comunes a todos los modelos. Los modelos tienen diferentes virtudes y carencias. Todavía no está claro qué aspectos de la calidad de las simulaciones que pueden evaluarse mediante observaciones debería guiar nuestra evaluación de futuras simulaciones de modelos.

(continúa en la página siguiente)

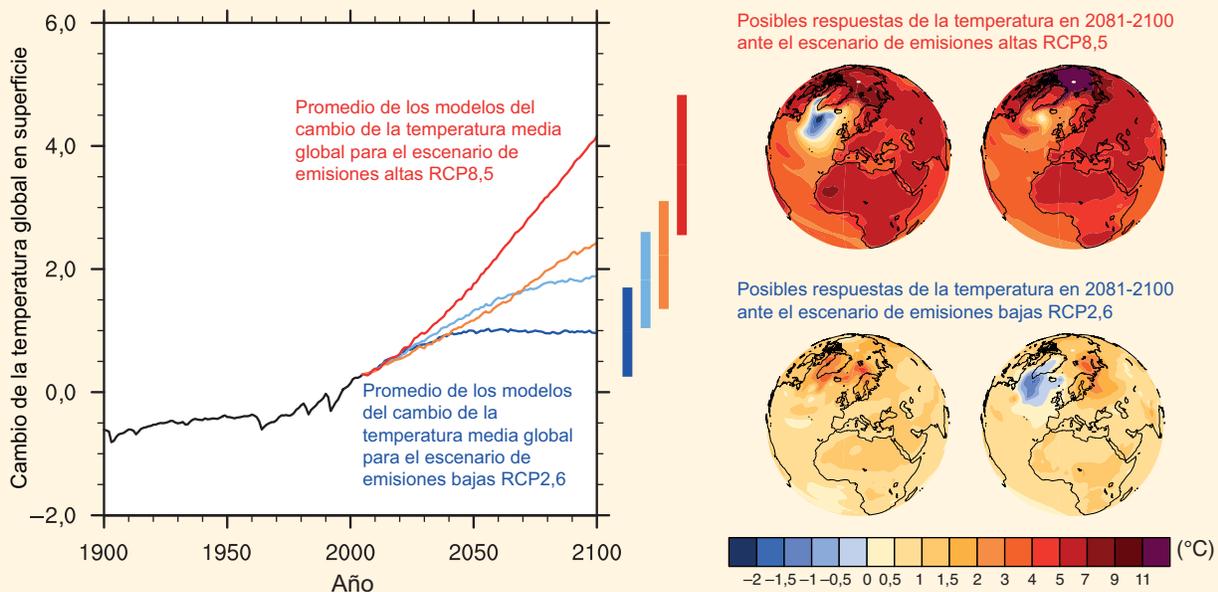
PF 12.1 (continuación)

Habitualmente se utilizan modelos de distintos niveles de complejidad para diferentes problemas relacionados con las proyecciones. Un modelo más rápido con menor resolución, o una descripción simplificada de determinados procesos climáticos, podría utilizarse en casos en que se necesitan simulaciones multiseculares largas, o en que hacen falta varias realizaciones. Los modelos simplificados permiten representar de forma adecuada cantidades medias a gran escala, como por ejemplo, la temperatura media global. Sin embargo, con modelos complejos únicamente es posible simular detalles más precisos, como la precipitación regional.

La comunidad científica ha redoblado sus esfuerzos dirigidos a la coordinación de los experimentos de los modelos y sus resultados por grupos, como el Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP), el Programa Mundial de Investigaciones Climáticas y su Grupo de trabajo sobre modelización del clima, a fin de evaluar la capacidad de los modelos para simular el clima pasado y presente y comparar las proyecciones del cambio climático futuro. El enfoque "multimodelos" ya es una técnica normalizada utilizada por la comunidad climatológica para evaluar las proyecciones de variables climáticas específicas.

Los mapas de la derecha de PF 12.1, figura 1, ilustran la respuesta de la temperatura hacia finales del siglo XXI según dos modelos ilustrativos con los escenarios de trayectorias de concentración representativas más altas y más bajas. Los modelos concuerdan en patrones a gran a escala del calentamiento en superficie similares; por ejemplo, coinciden en que la tierra se va a calentar más rápido que el océano, y que el Ártico se calentará más rápido que los trópicos. Sin embargo, difieren tanto en la magnitud de su respuesta global para el mismo escenario como en los aspectos a pequeña escala regionales de la misma. Por ejemplo, la magnitud de la amplificación del Ártico varía según el modelo, y un subconjunto de modelos arroja un calentamiento o ligero enfriamiento en el Atlántico Norte como resultado de la reducción en la formación de aguas profundas y cambios en las corrientes oceánicas.

Hay incertidumbres inevitables en los forzamientos externos futuros, así como en la respuesta del sistema climático a estos, que se complican aún más con la variabilidad generada internamente. Es habitual utilizar múltiples escenarios y modelos para evaluar y caracterizar estas incertidumbres. Esto nos permite describir un abanico amplio de posibles evoluciones del clima de la Tierra en el futuro.



Pregunta frecuente 12.1, figura 1 | Cambio de la temperatura media global promediado con todos los modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) (media en relación con el período 1986-2005) para los cuatro escenarios de trayectorias de concentración representativas (RCP): RCP2,6 (azul oscuro), RCP4,5 (azul claro), RCP6,0 (naranja) y RCP8,5 (rojo); se utilizaron 32, 42, 25 y 39 modelos, respectivamente, para estos cuatro escenarios. Las barras verticales indican las gamas probables del cambio de la temperatura global a finales del siglo XXI. Obsérvese que estas gamas se aplican a la diferencia entre las dos medias de 20 años, es decir del período 2081-2100 en relación con el período 1986-2005, que representan las barras centradas en un valor más pequeño que al final de las trayectorias anuales. Se muestran mapas ilustrativos del cambio de la temperatura en superficie al final del siglo XXI (2081-2100) en relación con el período 1986-2005 obtenidos a partir de dos modelos de la CMIP5 con los escenarios de RCP más alta (RCP8,5) y más baja (RCP2,6). Se eligen estos modelos para mostrar una gama de respuesta bastante amplia, pero este conjunto concreto no es representativo de ninguna medida de la incertidumbre de las respuestas de los modelos.

Preguntas frecuentes

PF 12.2 | ¿Cómo cambiará el ciclo del agua en la Tierra?

El flujo y el almacenamiento de agua en el sistema climático de la Tierra son altamente variables, pero se prevén cambios ajenos a los causados por la variabilidad natural hacia finales del siglo XXI. En un planeta más caliente, se producirá un aumento neto de la lluvia, la evaporación en superficie y la transpiración de las plantas. Sin embargo, estos cambios variarán considerablemente en función del lugar. Algunas zonas experimentarán más precipitación y una acumulación de agua en tierra. En otras, la cantidad de agua disminuirá debido a sequías regionales y a la pérdida del manto de nieve y hielo.

El ciclo del agua consta del agua almacenada en la Tierra en todos sus estados, junto con el agua en movimiento por el sistema climático del planeta. En la atmósfera, el agua se encuentra principalmente en estado gaseoso, en forma de vapor de agua, pero también se encuentra en forma de hielo y en estado líquido en las nubes. Por supuesto, el océano contiene principalmente agua líquida, pero en las regiones polares también está parcialmente cubierto de hielo. En tierra, el agua se presenta en estado líquido como agua superficial –por ejemplo, lagos y ríos– humedad del suelo y agua subterránea. En tierra también encontramos agua en estado sólido en mantos de hielo, glaciares, nieve y hielo en la superficie y el permafrost y en los suelos estacionalmente congelados.

A veces, cuando se habla del clima futuro, se dice que el ciclo del agua se acelerará, pero esto puede malinterpretarse, porque, estrictamente hablando, eso significaría que, con el paso del tiempo, el ciclo del agua ocurriría cada vez más rápido en todas partes. Efectivamente, en algunas partes del mundo se intensificará el ciclo del agua: se transportarán más cantidades de agua y los movimientos de entrada y salida del agua en los reservorios de almacenamiento serán más rápidos. Sin embargo, en otras partes del sistema climático se experimentará una disminución considerable de agua y, por tanto, habrá menos movimiento de esta. Es posible que incluso desaparezcan algunos acuíferos.

A medida que se caliente la Tierra, se irán produciendo algunas características generales del cambio simplemente en respuesta a un clima más cálido. Estos cambios están gobernados por la cantidad de energía que el calentamiento global añade al sistema climático. El hielo en todas sus formas se fundirá más rápido y tendrá menos extensión. Por ejemplo, según algunas simulaciones evaluadas en este informe, el hielo marino del Ártico en verano desaparecerá antes de mediados de este siglo. La atmósfera tendrá más vapor de agua; de hecho, las observaciones y los resultados de los modelos indican que esto ya ocurre. Hacia finales del siglo XXI, la cantidad media de vapor de agua en la atmósfera podría aumentar entre un 5% y un 25%, dependiendo de la cantidad de emisiones humanas de gases de efecto invernadero y de partículas radiativamente activas, como el humo. El agua se evaporará más rápido de la superficie y el nivel del mar aumentará debido a la expansión de las aguas oceánicas calientes y del hielo terrestre que se va fundiendo y fluye hacia el océano (véase PF 13.2).

La complejidad del sistema climático modifica estos cambios generales, de modo que no cabría esperar que se produjeran por igual en todos sitios o al mismo ritmo. Por ejemplo, la circulación de agua en la atmósfera, la tierra y el océano puede cambiar a la par del clima y concentrarse agua en algunas zonas y agotarse en otras. Estos cambios también pueden variar a lo largo del año: tendencia de algunas estaciones a ser más húmedas que otras. Así, las simulaciones de modelos evaluadas en este informe arrojan un posible aumento de la precipitación en invierno en el norte de Asia de más de un 50%. En cambio, según las proyecciones, las precipitaciones apenas cambiarán en verano. El ser humano también interviene directamente en el ciclo del agua mediante la gestión del agua y los cambios de uso del suelo. Los cambios en la distribución de la población y las prácticas hídricas pueden producir más cambios en el ciclo del agua.

Los procesos del ciclo del agua pueden ocurrir en minutos, horas, días o más tiempo y en distancias que oscilan entre metros a kilómetros y más. La variabilidad a estas escalas suele ser mayor que para la temperatura. Por eso, es más difícil discernir los cambios climáticos en la precipitación. A pesar de esta complejidad, las proyecciones del clima futuro indican cambios comunes a varios modelos y escenarios de forzamiento climático distintos. Se informó de cambios similares en el Cuarto Informe de Evaluación. Estos resultados colectivamente sugieren que se tiene un buen conocimiento de los mecanismos de cambio, incluso si las magnitudes varían según el modelo y el forzamiento. Nos centramos aquí en los cambios en la tierra, donde los cambios en el ciclo del agua tienen mayor impacto en los sistemas humanos y naturales.

Los cambios climáticos proyectados a partir de las simulaciones evaluadas en este informe (ilustradas esquemáticamente en PF 12.2, figura 1) generalmente muestran un aumento de la precipitación en partes de los trópicos profundos y en latitudes polares que podría ser superior en un 50% al final del siglo XXI con el escenario de emisiones extremas. En cambio, en grandes regiones subtropicales la precipitación podría descender un 30% o más. En las regiones tropicales, parece que estos cambios están sujetos a los aumentos del vapor de agua atmosférico y los cambios de la circulación atmosférica que producen una mayor concentración de vapor de agua en los trópicos y, por tanto, generan más lluvias tropicales. En las regiones subtropicales, a pesar del calentamiento experimentado, estos cambios en la circulación simultáneamente hacen que disminuyan las lluvias. Dado que en las regiones subtropicales se encuentran la mayoría de los desiertos del planeta, estos cambios suponen un aumento de la aridez en zonas que ya son secas y, posiblemente, la expansión de los desiertos.

(continúa en la página siguiente)

PF 12.2 (continuación)

Los aumentos en latitudes altas son consecuencia de las temperaturas más calientes, que permiten que haya más agua en la atmósfera y, por tanto, más agua que puede precipitar. Un clima más caliente también permite que los sistemas de tormentas en las regiones extratropicales transporten más vapor de agua hacia las latitudes altas sin necesidad de cambios sustanciales en la intensidad del viento típica. Como se indicó anteriormente, los cambios en las latitudes altas son más pronunciados durante las estaciones más frías.

Que la tierra se vuelva más seca o más húmeda depende no solo de los cambios en la precipitación, sino también de los cambios en la evaporación en superficie y de la transpiración de las plantas (denominadas en conjunto evapotranspiración). Dado que una atmósfera más caliente puede contener más vapor de agua, puede inducir una mayor evapotranspiración si existe suficiente agua terrestre. Sin embargo, el aumento de dióxido de carbono en la atmósfera reduce la tendencia de las plantas a transpirar, contrarrestándose así parcialmente el efecto de calentamiento.

En las regiones tropicales, una mayor evapotranspiración suele compensar los efectos del aumento de precipitación en la humedad del suelo, mientras que, en las regiones subtropicales, las cantidades ya de por sí bajas de humedad del suelo apenas permiten cambios en la evapotranspiración. A latitudes más altas, el aumento de precipitaciones suele compensar el aumento de evapotranspiración en los climas proyectados, que arrojan una escorrentía media anual más alta, pero cambios combinados en la humedad del suelo. Tal y como se desprende de los cambios en la circulación ilustrados en PF 12.2, figura 1, los límites de las regiones de humedad alta o baja también pueden variar.

Un factor que añade más complejidad es el carácter de la lluvia. Las proyecciones de los modelos sugieren lluvias más intensas, en parte debido a la mayor presencia de humedad en la atmósfera. Por tanto, de acuerdo con las simulaciones evaluadas en este informe, en gran parte de la superficie, los episodios de precipitación de un día que actualmente ocurren en promedio cada 20 años, a fines del siglo XXI podrían producirse cada 10 años o incluso con más frecuencia. Al mismo tiempo, las proyecciones también indican que, en general, los episodios de precipitación tenderán a producirse con menos frecuencia. Estos cambios producen dos efectos aparentemente contradictorios: aguaceros más intensos, que generan más crecidas, y, sin embargo, períodos secos más prolongados entre episodios de lluvia, que generan más sequías.

En latitudes altas y a gran altura se producen más cambios a causa de la pérdida de agua congelada. Algunos de estos cambios se observan con la generación actual de modelos sobre el clima global; otros pueden inferirse porque implican elementos como los glaciares, que normalmente no se resuelven en los modelos o no se incluyen en estos. Un clima más caliente implica una tendencia a que se retrase el comienzo de la acumulación de nieve para más tarde en el otoño y una fundición más temprana en la primavera. Las simulaciones evaluadas en este informe indican que, según las proyecciones, el manto de nieve en el hemisferio norte en marzo y abril disminuirá entre un 10% y un 30% en promedio hacia finales de este siglo, dependiendo del escenario de gases de efecto invernadero. El adelanto de la fusión de nieve en primavera altera el momento de flujo primaveral máximo de los ríos que reciben nieve fundida. Como resultado, los caudales se reducirán posteriormente y posiblemente influirán en la gestión de recursos hídricos. Estos aspectos pueden verse en las simulaciones de los modelos sobre el clima global.

La pérdida de permafrost permitirá que la humedad se infiltre más profundamente en el suelo. Asimismo, permitirá que el suelo se caliente, lo que podría aumentar la evapotranspiración. Sin embargo, la mayoría de los modelos sobre el clima global no incluyen todos los procesos necesarios para simular correctamente los cambios del permafrost. Los estudios que analizan la congelación de los suelos o utilizan el resultado de modelos sobre el clima global para impulsar modelos terrestres más detallados sugieren una pérdida considerable de permafrost hacia finales del siglo XXI. Además, aunque los modelos sobre el clima global actuales no incluyan explícitamente la evolución de los glaciares, se prevé que estos continuarán contrayéndose y que el volumen de agua que aportan a los ríos en verano podría disminuir en algunos puntos a medida que desaparecen. La pérdida de glaciares también contribuirá a una reducción del flujo fluvial en primavera. Sin embargo, si la precipitación media anual, tanto de nieve como de lluvia, aumenta, estos resultados no necesariamente significan que el flujo fluvial medio anual vaya a descender.



PF 12.2, figura 1 | Diagrama esquemático de los cambios proyectados en los componentes principales del ciclo del agua. Las flechas azules indican los principales tipos de cambios de movimiento del agua por el sistema climático de la Tierra: el transporte de agua por los vientos extratropicales hacia los polos, la evaporación desde la superficie y la escorrentía desde la tierra a los océanos. Las regiones sombreadas denotan áreas con más probabilidades de desecarse o humedecerse. Las flechas amarillas indican un cambio importante de la circulación atmosférica debido a la circulación de Hadley, cuyos movimientos ascendentes favorecen lluvias tropicales y las impiden en las regiones subtropicales. Las proyecciones de los modelos indican que la circulación de Hadley desplazará su rama descendente hacia los polos en los dos hemisferios, lo que acarreará las consiguientes sequías. Se proyectan condiciones más húmedas en las latitudes altas, ya que una atmósfera más caliente favorecerá una mayor precipitación, haciendo que sea mayor el movimiento de agua en estas regiones.

Preguntas frecuentes

PF 12.3 | ¿Qué ocurriría con el clima futuro si se detuvieran hoy las emisiones?

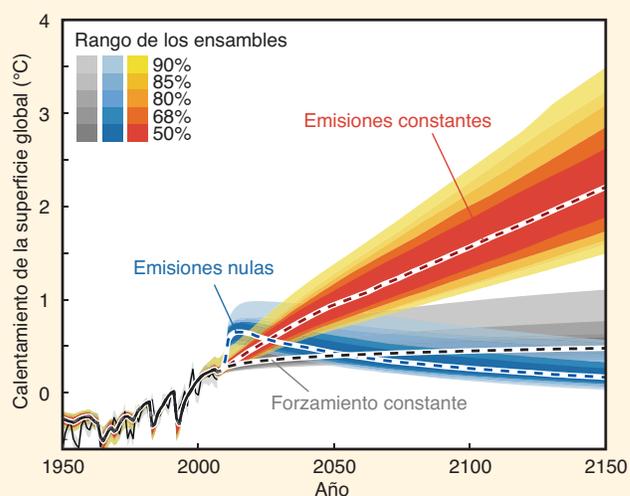
No es concebible un escenario en el que se detengan hoy las emisiones, pero es uno de los varios casos idealizados que proporcionan información sobre la respuesta del sistema climático y el ciclo del carbono. Como resultado de las múltiples escalas temporales del sistema climático, la relación entre el cambio en las emisiones y la respuesta climática es bastante compleja, pues algunos cambios siguen ocurriendo una vez que han cesado las emisiones. Según muestra la comprensión de los modelos y los procesos, como resultado de la gran inercia oceánica y el prolongado período de vida de muchos gases de efecto invernadero, principalmente el dióxido de carbono, gran parte del calentamiento persistiría durante siglos una vez que se hubieran detenido las emisiones de gases de efecto invernadero.

Cuando se emiten a la atmósfera, los gases de efecto invernadero se remueven mediante reacciones químicas con otros componentes reactivos o, como es el caso del dióxido de carbono (CO_2), se intercambian con el océano y la tierra. Estos procesos caracterizan el período de vida del gas en la atmósfera, definido como el tiempo que lleva a un incremento de concentración disminuir por un factor de e ($e = 2,71$). El tiempo que los gases de efecto invernadero y aerosoles persisten en la atmósfera varía en un amplio intervalo, de días a miles de años. Por ejemplo, el período de vida de los aerosoles es de semanas; el del metano (CH_4), de unos 10 años; el del óxido nitroso (N_2O), de unos 100 años; y el del hexafluoroetano (C_2F_6), de unos 10 000 años. El caso del CO_2 es más complicado porque se remueve de la atmósfera mediante múltiples procesos físicos y biogeoquímicos en el océano y en la tierra, todos ellos a diferentes escalas temporales. De un incremento de emisión de unos 1 000 PgC, aproximadamente la mitad se elimina al cabo de unos pocos decenios, pero la fracción restante permanece en la atmósfera durante mucho más tiempo. Entre el 15% y el 40% del incremento de dióxido de carbono permanece en la atmósfera después de 1 000 años.

Como resultado de los considerables períodos de vida de los principales gases de efecto invernadero antropógenos, el aumento de la concentración atmosférica debida a las emisiones en el pasado persistirá mucho tiempo después de que las emisiones se hayan detenido. Si las emisiones cesaran, la concentración de gases de efecto invernadero no volvería inmediatamente a sus niveles preindustriales. La concentración de CH_4 volvería a valores cercanos al nivel preindustrial al cabo de unos 50 años, la de N_2O al cabo de varios siglos, mientras que la de CO_2 básicamente nunca volvería a niveles preindustriales a escalas temporales pertinentes para nuestra sociedad. Por el contrario, los cambios en las emisiones de especies de corta vida, como los aerosoles, experimentarían cambios prácticamente instantáneos en sus concentraciones.

La respuesta del sistema climático al forzamiento de los gases de efecto invernadero y de los aerosoles se caracteriza por una inercia, impulsada principalmente por el océano. El océano tiene una enorme capacidad de absorción de calor y un coeficiente de mezcla lento entre su capa superficial y las aguas profundas. Esto significa que el conjunto del océano tardará varios siglos en calentarse y llegar a un equilibrio con el forzamiento radiativo alterado. El océano superficial (y, por tanto, los continentes) continuará calentándose hasta alcanzar una temperatura superficial en equilibrio con este nuevo forzamiento radiativo. En el Cuarto Informe de Evaluación se indicó que si la concentración de gases de efecto invernadero se mantenía al nivel actual, la superficie de la Tierra aún se calentaría unos $0,6\text{ }^\circ\text{C}$ durante el siglo XXI en relación con el año 2000. Este es el clima asegurado resultante con las concentraciones actuales (o composición constante asegurada), ilustrado en gris en PF 12.3, figura 1. Si se mantienen las emisiones a los niveles actuales, la concentración atmosférica aumentaría aún más, lo que daría lugar a un calentamiento mucho mayor al observado hasta la fecha (PF 12.3, figura 1, líneas rojas).

(continúa en la página siguiente)



PF 12.3, figura 1 | Proyecciones basadas en los modelos del balance energético del ciclo del carbono del Modelo para la evaluación del cambio climático inducido por los gases de efecto invernadero (MAGICC), para una composición atmosférica constante (forzamiento constante, en gris), emisiones constantes (en rojo) y emisiones futuras nulas (en azul) desde 2010, con estimaciones de la incertidumbre. Figura adaptada de Hare y Meinshausen (2006), basada en la calibración de un modelo climático sencillo del ciclo del carbono a todos los modelos de la tercera fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP3) y del Proyecto de comparación de modelos climáticos acoplados del ciclo del carbono (C4MIP) (Meinshausen y otros, 2011a; Meinshausen y otros, 2011b). Los resultados se basan en una simulación transitoria completa desde la era preindustrial utilizando todos los componentes de forzamiento radiativo. La línea negra fina y el sombreado denotan el calentamiento observado y la incertidumbre.

PF 12.3 (continuación)

Incluso aunque ahora se detuvieran las emisiones de gases de efecto invernadero, el forzamiento radiativo debido a las concentraciones de estos gases de larga vida recién comenzaría a disminuir lentamente en el futuro a un ritmo determinado por el período de vida del gas (especificado anteriormente). Además, la respuesta climática del sistema Tierra a ese forzamiento radiativo sería aún más lenta. La temperatura global no respondería rápidamente a los cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero. La eliminación de únicamente las emisiones de CO₂ daría lugar a temperaturas prácticamente constantes durante varios siglos. La eliminación al mismo tiempo de forzamientos negativos de corta vida originados por aerosoles de sulfatos (por ejemplo, por medidas de reducción de la contaminación del aire) causaría un calentamiento temporal de unas pocas décimas de grado, como puede verse en azul en PF 12.3, figura 1. Así pues, fijar todas las emisiones a cero llevaría al clima, tras un pequeño calentamiento, a un estado de casi estabilización durante varios siglos. Esto se denomina clima asegurado por las emisiones pasadas (o clima asegurado con emisiones futuras nulas). La concentración de los gases de efecto invernadero caería y, con ella, el forzamiento radiativo, pero la inercia del sistema climático retrasaría la respuesta de la temperatura.

Como consecuencia de la gran inercia del clima y el ciclo del carbono, la temperatura global a largo plazo depende en gran medida de las emisiones totales de CO₂ que se han acumulado a lo largo del tiempo, independientemente del momento en que se emitieron. Por eso, limitar el calentamiento global por debajo de un nivel determinado (por ejemplo, 2 °C por encima del nivel preindustrial) implica un balance de CO₂ determinado, es decir, mayores emisiones en el pasado implican reducciones sustanciales en el futuro. Un objetivo climático por encima permite una concentración máxima de CO₂ más alta y, por consiguiente, más emisiones de CO₂ acumuladas (que permiten, por ejemplo, un retraso en la reducción de emisiones necesaria).

La temperatura global es un parámetro total útil para describir la magnitud del cambio climático, pero no todos los cambios guardarán una proporción lineal con la temperatura. Los cambios del ciclo del agua, por ejemplo, también dependen del tipo de forzamiento (por ejemplo, los gases de efecto invernadero, los aerosoles y el cambio de uso del suelo). Los componentes más lentos del sistema Tierra, como la elevación del nivel del mar y los mantos de hielo, tardarán mucho más en responder y podría haber umbrales críticos o cambios abruptos o irreversibles en el sistema climático.

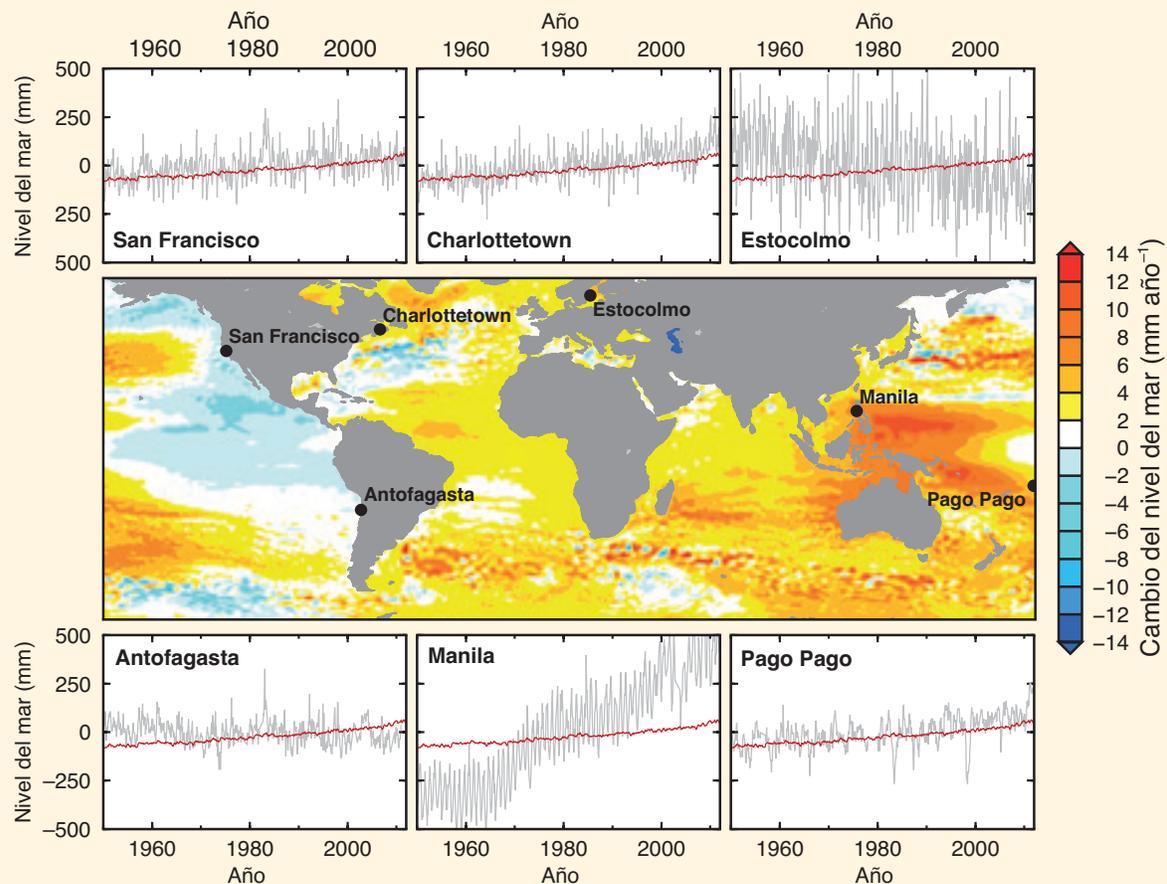
Preguntas frecuentes

PF 13.1 | ¿Por qué el cambio del nivel del mar local difiere de la media global?

Los cambios de los vientos de superficie, la expansión debida al calentamiento del agua de los océanos y la adición de hielo fundido pueden alterar las corrientes oceánicas, lo que, a su vez, produce cambios en el nivel del mar que varían en función del lugar. Las variaciones pasadas y presentes de la distribución del hielo terrestre influyen en la forma y el cambio gravitatorio de la Tierra, que también causan fluctuaciones del nivel del mar. La influencia de procesos más localizados, como la compactación de sedimentos y los procesos tectónicos, también provocan variaciones en el nivel del mar.

A lo largo de todas las costas, el movimiento vertical del mar o de la superficie terrestre puede provocar cambios en el nivel del mar respecto de la tierra (conocido como nivel del mar relativo). Por ejemplo, un cambio local puede ser consecuencia de un aumento de la altura de la superficie del mar o de un descenso de la altura de la tierra. Durante períodos de tiempo relativamente cortos (entre horas y años), las mareas, las tormentas y la variabilidad climática, como El Niño, son los factores que más influyen en las variaciones del nivel del mar. También pueden influir los terremotos y los deslizamientos de tierra, cuando provocan cambios en la altura de la tierra, y, en ocasiones, los tsunamis. Durante períodos de tiempo más largos (entre decenios y siglos), la influencia del cambio climático, con los consiguientes cambios en el volumen del agua oceánica y el hielo terrestre, es la principal causa del cambio del nivel del mar en la mayoría de regiones. A estas escalas temporales más largas, otros procesos también pueden provocar el movimiento vertical de la superficie terrestre, que pueden dar lugar a cambios sustanciales del nivel del mar relativo.

Desde finales del siglo XX, las mediciones por satélite de la altura de la superficie oceánica respecto del centro de la Tierra (denominada nivel del mar geocéntrico) arrojan tasas diferentes de cambio del nivel del mar geocéntrico alrededor del mundo (véase PF 13.1, figura 1). Por ejemplo, en el océano Pacífico occidental, las tasas eran unas tres veces mayores que el valor medio global de aproximadamente 3 mm año^{-1} entre 1993 y 2012. En cambio, las del Pacífico oriental eran menores que el valor medio global, y en gran parte de la costa occidental de América la altura de la superficie del mar disminuyó durante ese mismo período. *(continúa en la página siguiente)*



PF 13.1, figura 1 | Mapa de las tasas de cambio de la altura de la superficie del mar (nivel del mar geocéntrico) durante el período 1993-2012 obtenidas mediante altimetría satelital. Se incluyen también los cambios del nivel del mar relativo (líneas grises) de determinadas estaciones mareográficas durante el período 1950-2012. A efectos de comparación, también se muestra una estimación del cambio medio global del nivel del mar (líneas rojas) con la serie temporal de cada mareógrafo. Las oscilaciones a corto plazo relativamente grandes registradas en el nivel del mar local (líneas grises) se deben a la variabilidad climática natural descrita en el texto principal. Por ejemplo, las grandes desviaciones regulares en Pago Pago están asociadas al fenómeno El Niño-Oscilación del Sur.

PF 13.1 (continuación)

Gran parte de la variación espacial ilustrada en PF 13.1, figura 1, se debe a la variabilidad climática natural –como los fenómenos El Niño y la Oscilación decenal del Pacífico– durante escalas temporales de entre un año y varios decenios. Estas variaciones climáticas alteran los vientos de superficie, las corrientes oceánicas, la temperatura y la salinidad, y, por tanto, afectan al nivel del mar. La influencia de estos procesos continuará durante el siglo XXI y se superpondrá al patrón espacial del cambio del nivel del mar asociado al cambio climático a largo plazo, que también se produce por los cambios en los vientos de superficie, las corrientes oceánicas, la temperatura y la salinidad, así como el volumen oceánico. Sin embargo, a diferencia de la variabilidad natural, las tendencias a largo plazo se acumulan a lo largo del tiempo y, por ello, está previsto que predominen durante el siglo XXI. En consecuencia, las tasas de cambio del nivel del mar geocéntrico resultantes durante este período más extenso podrían mostrar un patrón muy diferente del que se muestra en PF 13.1, figura 1.

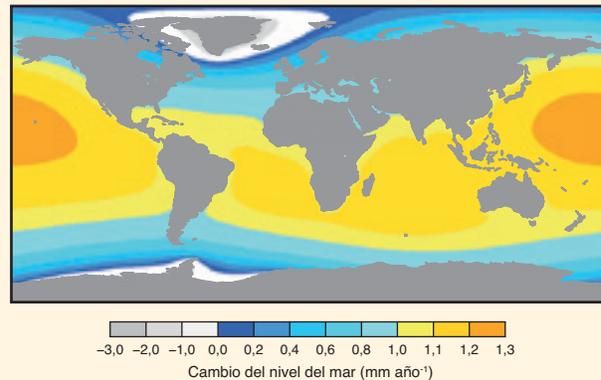
Los mareógrafos miden el nivel del mar relativo, de modo que incluyen los cambios causados por el movimiento vertical tanto de la tierra como de la superficie del mar. En muchas regiones costeras, el movimiento vertical de la tierra es leve, por lo que la tasa a largo plazo del cambio del nivel del mar registrada en los mareógrafos costeros e insulares es similar al valor medio global (véanse los registros en San Francisco y Pago Pago en PF 13.1, figura 1). En algunas regiones, el movimiento vertical de la tierra ha influido notablemente. Por ejemplo, la disminución constante del nivel del mar registrada en Estocolmo (PF 13.1, figura 1) se debe a la elevación de esta región después de la fusión de un manto de hielo continental de gran tamaño (>1 km de espesor) al final de la última edad de hielo, hace aproximadamente entre 20 000 y 9 000 años. Esta continua deformación de la tierra como respuesta a la fusión de mantos de hielo antiguos contribuye significativamente a los cambios regionales del nivel del mar en América del Norte y Eurasia noroccidental, regiones que estuvieron cubiertas por grandes mantos de hielo durante el momento más álgido de la última edad de hielo.

En otras regiones, este proceso también puede causar subsidencia del terreno, lo que hace que se eleve el nivel del mar relativo, como en Charlottetown, donde se ha observado un aumento relativamente grande en comparación a la tasa media global (PF 13.1, figura 1). El movimiento vertical de la tierra como consecuencia del movimiento de las placas tectónicas de la Tierra también puede causar valores diferentes a la tendencia media global del nivel del mar en algunas zonas (especialmente en aquellas ubicadas cerca de zonas de subducción activas, donde una placa tectónica se hunde por debajo de otra). En el caso de Antofagasta (PF 13.1, figura 1), esto parece causar una elevación constante de la tierra y, en consecuencia, un descenso relativo del nivel del mar.

Además de las influencias regionales del movimiento vertical de la tierra sobre el cambio del nivel de mar, algunos procesos provocan movimientos de la tierra rápidos pero muy localizados. Por ejemplo, la mayor tasa de aumento respecto de la media global en Manila (PF 13.1, figura 1) se debe a la subsidencia del suelo causada por un bombeo intensivo de agua subterránea. La subsidencia del suelo debida a procesos naturales y antropógenos, como la extracción de agua subterránea o de hidrocarburos, es común en muchas regiones costeras, particularmente en grandes deltas fluviales.

Generalmente, se cree que el hielo fundido de los glaciares o de los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida causaría un aumento uniforme del nivel del mar a escala mundial, muy parecido a lo que ocurre cuando se llena una bañera de agua. De hecho, ese hielo fundido provoca variaciones regionales en el nivel del mar debido a una variedad de procesos, tales como cambios en las corrientes oceánicas, los vientos, el campo de gravedad de la Tierra y la altura del terreno. Por ejemplo, los modelos informáticos que simulan estos últimos dos procesos predicen un descenso regional del nivel del mar relativo alrededor de los mantos de hielo en fusión, pues la atracción gravitatoria entre el hielo y el agua oceánica se reduce, y la tierra tiende a elevarse a medida que el hielo se funde (PF 13.1, figura 2). Sin embargo, lejos de donde se produce la fusión de los mantos de hielo, domina la elevación del nivel del mar respecto del valor medio global.

En resumen, una variedad de procesos impulsa cambios en la altura de la superficie y el suelo oceánicos que dan lugar a patrones espaciales diferentes del cambio del nivel del mar a escalas locales y regionales. La combinación de estos procesos produce un patrón complejo del cambio total del nivel del mar que varía con el paso del tiempo a medida que la contribución relativa de cada proceso cambia. El cambio medio global es un valor singular útil que refleja la contribución de procesos climáticos (por ejemplo, la fusión de hielo terrestre y el calentamiento oceánico) y constituye una buena estimación del cambio del nivel del mar en muchas ubicaciones costeras. Sin embargo, allí donde los procesos regionales producen una señal fuerte pueden darse al mismo tiempo diferencias importantes con respecto al valor medio global.



PF 13.1, figura 2 | Resultado de un modelo que muestra el cambio del nivel del mar relativo debido a la fusión de los mantos de hielo de Groenlandia y de la Antártida occidental a una tasa de 0,5 mm año⁻¹ (con un valor medio global de la elevación del nivel del mar de 1 mm año⁻¹). Los cambios del nivel del mar modelizados son menores que el valor medio global en zonas próximas a la zona de fusión de hielos pero mayores a medida que nos alejamos de estas. (Adaptado de Milne y otros, 2009.)

Preguntas frecuentes

PF 13.2 | ¿Contribuirán los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida al cambio del nivel del mar durante el resto del siglo?

Los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida occidental y oriental son los reservorios de agua dulce más grandes del planeta y, como tales, han contribuido al cambio del nivel del mar durante tiempos geológicos y recientemente. Ganan masa por acumulación (nieve caída) y la pierden por ablación superficial (principalmente fusión de hielo) y aflujo en sus límites marinos, ya sea hacia una plataforma de hielo flotante o directamente al océano por desprendimiento de icebergs. Como consecuencia del aumento de la acumulación, el nivel medio global del mar desciende, mientras que el incremento de la ablación superficial y el aflujo hacen que se eleve. Las fluctuaciones de estos flujos de masa dependen de una variedad de procesos, tanto dentro del manto de hielo como fuera, en la atmósfera y los océanos. Sin embargo, en el transcurso de este siglo, la pérdida de masa parece superar a la ganancia, de modo que cabe esperar una continua contribución positiva al nivel global del mar. En esta pregunta se resume la investigación actual sobre el tema y se proporcionan magnitudes indicativas de las diversas contribuciones al nivel del mar para finales de este siglo (2081-2100 con respecto a 1986-2005) de toda la evaluación, que se presentan con un nivel de probabilidad de dos sobre tres en todos los escenarios de emisiones.

Durante milenios, el lento flujo horizontal de un manto de hielo transporta masa de áreas de acumulación neta (generalmente, en zonas interiores de gran elevación) a áreas de pérdida neta (generalmente, la periferia de poca elevación y el perímetro costero). Actualmente, Groenlandia pierde prácticamente una mitad de su hielo acumulado por ablación superficial y la otra, por desprendimiento. La Antártida, en cambio, pierde prácticamente toda su acumulación por desprendimiento y fusión submarina de sus plataformas de hielo periféricas. Las plataformas de hielo flotan, por lo que su pérdida tiene un efecto directo despreciable en el nivel del mar, pero pueden afectarlo de forma indirecta, ya que alteran el balance de masa de su manto de hielo de origen (véase más adelante).

En la Antártida oriental, algunos estudios realizados con altimetría radar satelital indican que ha aumentado la precipitación de nieve, pero las mediciones recientes de los cambios en la gravedad obtenidas con modelos atmosféricos y satélites no arrojan un aumento significativo. Esta discrepancia aparente podría deberse a que la fuerte variabilidad interanual de la precipitación de nieve oculta las relativamente pequeñas tendencias a largo plazo. Las proyecciones apuntan a un aumento importante de la precipitación de nieve en la Antártida en el siglo XXI, principalmente como consecuencia del calentamiento de la atmósfera, que permitirá que se introduzca más humedad en las regiones polares. Los cambios regionales en la circulación atmosférica probablemente desempeñan un papel secundario. En la totalidad del manto de hielo de la Antártida, se proyecta que este proceso contribuya entre 0 y 70 mm al descenso del nivel del mar.

Actualmente, las temperaturas del aire en torno a la Antártida son demasiado frías para producir una ablación superficial sustancial. Sin embargo, las observaciones sobre el terreno y desde satélites indican un mayor aflujo –manifestado en una reducción de la superficie de hielo– en unas pocas regiones costeras localizadas. Estas zonas (los glaciares Pine Island y Thwaites en la Antártida occidental y los glaciares Totten y Cook en la Antártida oriental) se encuentran sobre las vaguadas rocosas de 1 000 m de profundidad que se extienden hacia el borde de la plataforma continental de la Antártida. Se cree que este aumento del aflujo se ha desencadenado por los cambios regionales en la circulación oceánica, que han transportado agua más caliente poniéndola en contacto con las plataformas de hielo flotantes.

Se dispone de registros bien documentados del colapso de plataformas de hielo en la parte más septentrional de la península antártica, que parecen guardar relación con el aumento de la fusión superficial causado por el calentamiento atmosférico durante los últimos decenios. El consiguiente adelgazamiento de los glaciares que nutren estas plataformas de hielo tiene un efecto positivo, aunque menor, en el nivel del mar, así como también lo tendrá cualquier otro episodio similar posterior en la península. Las proyecciones regionales del cambio de temperatura atmosférica del siglo XXI sugieren que este proceso probablemente no afectará a la estabilidad de las grandes plataformas de hielo de la Antártida occidental y oriental, pero estas plataformas de hielo podrían verse amenazadas por el futuro cambio oceánico (véase más adelante).

Las estimaciones de la contribución de los mantos de hielo de la Antártida al nivel del mar durante los últimos decenios varían considerablemente, pero recientemente se han conseguido avances importantes que permiten conciliar las observaciones. Hay fuertes indicios de que el mayor aflujo (principalmente en la Antártida occidental) compensa en la actualidad los aumentos de acumulación de nieve (principalmente en la Antártida oriental), lo que implica una tendencia de elevación del nivel del mar. Antes de que se puedan realizar proyecciones fiables del aflujo durante el siglo XXI con un nivel de confianza mayor, los modelos que simulan el flujo de los hielos han de mejorarse, especialmente de los cambios de la línea de contacto que separa el hielo flotante del que se encuentra sobre el lecho rocoso y de las interacciones entre las plataformas de hielo y el océano. El concepto de “inestabilidad del manto de hielo marino” se basa en la idea de que el aflujo de un manto de hielo que se encuentra sobre el lecho rocoso por debajo del nivel del mar aumenta si el hielo en la línea de contacto es más espeso y, por tanto, fluye más rápido. Sobre lechos rocosos con pendientes hacia el interior de los mantos de hielo, esto crea un ciclo vicioso de aumento de aflujo, que causa que el hielo en la línea de contacto pierda espesor y flote. Posteriormente, la línea de contacto retrocede pendiente abajo hacia hielo de mayor espesor, lo que, a su vez, causa un mayor aumento del aflujo. Esta retroalimentación podría dar lugar a una pérdida rápida de partes del manto de hielo, pues las líneas de contacto retroceden sobre vaguadas y cuencas que se hundían hacia el interior de los mantos de hielo. El forzamiento climático futuro podría desencadenar un colapso inestable, que luego continuaría

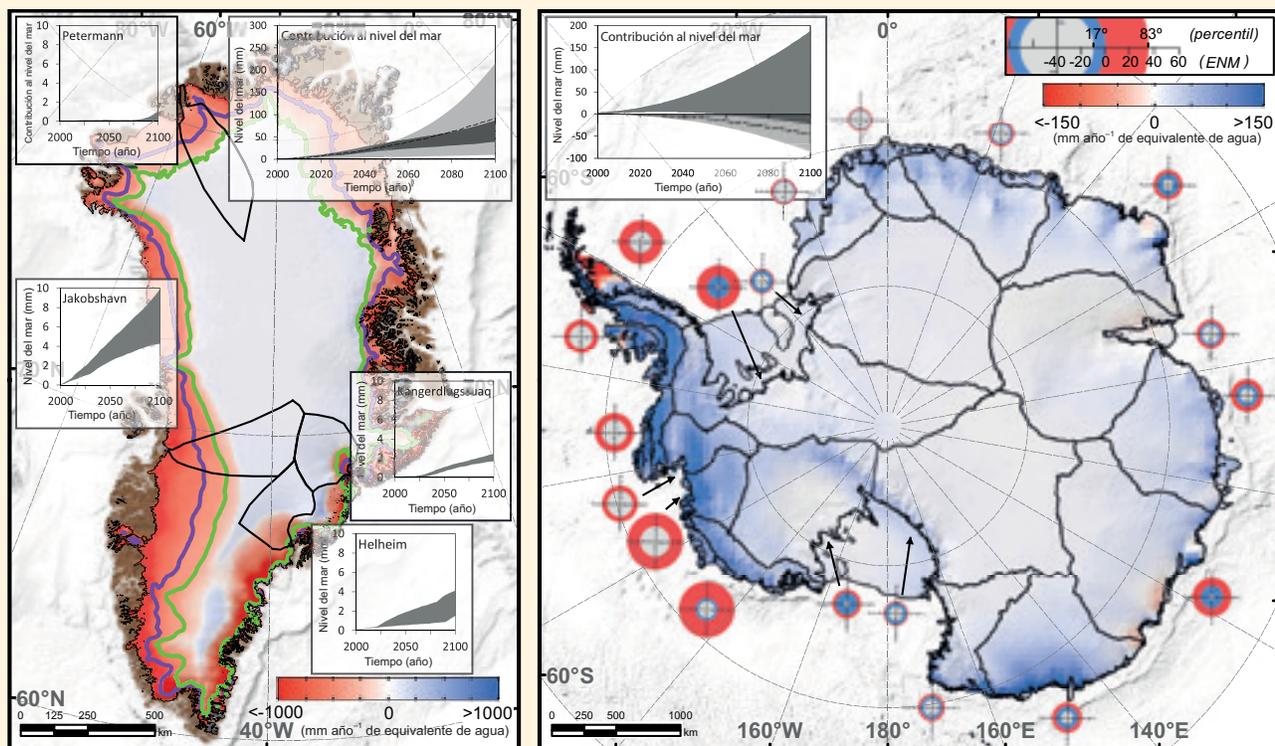
(continúa en la página siguiente)

PF 13.2 (continuación)

independientemente del clima. Este posible colapso podría producirse durante siglos en algunas vaguadas rocosas de la Antártida occidental y en algunos sectores de la Antártida oriental. Muchas investigaciones se ocupan de estudiar el grado de importancia de este concepto teórico para esos mantos de hielo. El nivel del mar podría aumentar si los efectos de la inestabilidad marina se tornasen importantes, pero hasta la fecha no se dispone de evidencias suficientes para determinar inequívocamente al precursor de esta regresión inestable. Se proyecta que la contribución del cambio del aflujo a la elevación del nivel del mar en 2100 será de entre -20 mm (es decir, descenso) y 185 mm, aunque es posible que el impacto incierto de la inestabilidad de los mantos de hielo marinos haga que aumente esta cifra en varias décimas de metro. En general, el aumento de precipitación de nieve parece que únicamente compensaría parcialmente la elevación del nivel del mar causada por un mayor aflujo.

En Groenlandia, la pérdida de masa por más ablación superficial y aflujo domina sobre una posible tendencia reciente al aumento de acumulación en el interior. La pérdida de masa estimada debida a ablación superficial se ha duplicado desde principios de la década de 1990. Se prevé que esta tendencia continúe durante el próximo siglo, ya que una mayor parte del manto de hielo experimentará ablación superficial durante períodos más largos. De hecho, las proyecciones para el siglo XXI sugieren que predominará una mayor pérdida de masa sobre un aumento leve de la acumulación. El recongelamiento del agua fundida en los bancos de nieve en la parte alta del manto de hielo produce un intenso (aunque quizá temporalmente) efecto atenuador en la relación entre el calentamiento atmosférico y la pérdida de masa.

(continúa en la página siguiente)



PF 13.2, figura 1 | Síntesis ilustrativa de los cambios en el balance de masa superficial y el aflujo proyectados para 2100 en los mantos de hielo de a) Groenlandia y b) la Antártida. Los colores de los mapas indican el cambio en el balance de masa superficial proyectado entre el principio y el final del siglo XXI, calculado a partir del modelo climático atmosférico regional RACMO2 bajo los escenarios de calentamiento futuro A1B (Antártida) y RCP4,5 (Groenlandia). Las situaciones de las líneas de equilibrio promedio de Groenlandia durante los dos periodos considerados figuran en violeta y verde, respectivamente. Los márgenes de los mantos de hielo y las líneas de contacto están ilustradas con líneas negras, así como también los sectores de los mantos de hielo. En Groenlandia, los resultados de la modelización de las líneas de flujo de los cuatro principales glaciares de aflujo se muestran en los cuatro gráficos insertados. En el mapa de la Antártida, las anillas coloreadas reflejan el cambio proyectado en el aflujo calculado sobre la base de una extrapolación probabilística de tendencias observadas. Los radios externo e interno de cada anilla indican los extremos superiores e inferiores del rango de dos tercios de probabilidad de la contribución, respectivamente (véase la escala en la esquina superior derecha): el rojo denota pérdida de masa (elevación del nivel del mar (ENM)) y el azul, acumulación de masa (descenso del nivel del mar). Por último, también se muestra la contribución al nivel del mar de cada manto de hielo (gráfico en la parte superior de ambos mapas); el gris claro indica el balance de masa superficial (el experimento de los modelos utilizado para generar el mapa del balance de masa superficial se muestra con una línea discontinua), y el gris oscuro, el aflujo. Todas las proyecciones se refieren al rango de probabilidad de dos tercios en todos los escenarios.

PF 13.2 (continuación)

Aunque la respuesta observada en los glaciares de aflujo sea compleja y altamente variable, el desprendimiento de icebergs de muchos de los principales glaciares de aflujo de Groenlandia ha aumentado sustancialmente durante el último decenio y constituye una apreciable pérdida de masa adicional. Esto parece estar relacionado con la intrusión de agua caliente en los mares costeros alrededor de Groenlandia, pero no está claro si este fenómeno guarda relación con la variabilidad interdecenal, como la Oscilación del Atlántico Norte, o con una tendencia a más largo plazo asociada al calentamiento inducido por los gases de efecto invernadero. Por ello, proyectar su efecto en el aflujo del siglo XXI es difícil, pero pone de manifiesto la aparente sensibilidad del aflujo al calentamiento del océano. Los efectos de más agua superficial fundida en la lubricación del lecho del manto de hielo, así como la capacidad del hielo más caliente de deformarse más fácilmente, podrían hacer que aumenten las tasas de flujo, pero no está claro cuál es el vínculo con los aumentos de aflujo recientes. Se proyecta que la contribución del cambio en la diferencia neta entre la ablación y la acumulación superficial a la elevación del nivel del mar sea de entre 10 y 160 mm entre 2081 y 2100 (respecto del período de 1986 a 2005), mientras que la contribución del aumento de aflujo sea de otros 10 a 70 mm (cuadro 13.5).

El manto de hielo de Groenlandia ha contribuido a la elevación del nivel medio global del mar durante los últimos decenios y se espera que esta tendencia se intensifique durante este siglo. A diferencia de la Antártida, en Groenlandia no se tiene constancia de inestabilidades a gran escala que pudieran generar un aumento abrupto del nivel del mar durante el siglo XXI. Sin embargo, puede que exista un umbral de no retorno, de modo que la retracción continua pudiera volverse irreversible a escalas temporales de varios siglos, incluso aunque el clima tuviera que volver a un estado preindustrial en escalas temporales seculares. Si bien es posible que la pérdida de masa por desprendimiento de icebergs aumente en los próximos decenios, este proceso terminará finalmente cuando los márgenes de hielo retrocedan en los lechos de roca por encima del nivel del mar donde se encuentra la mayor parte de los mantos de hielo.

Preguntas frecuentes

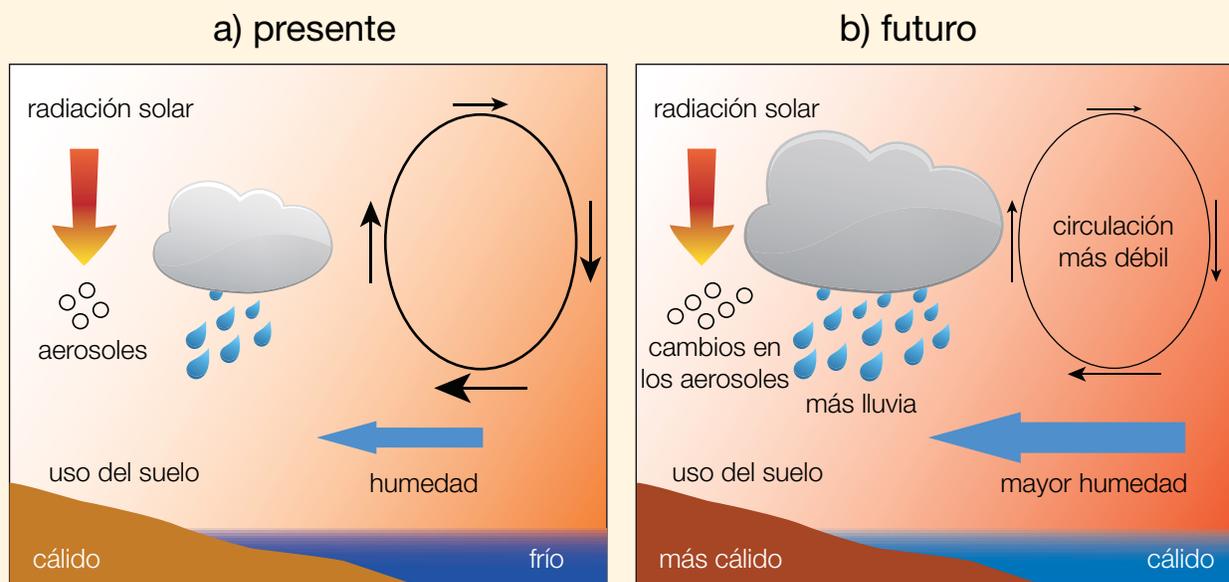
PF 14.1 | ¿Cómo está influyendo el cambio climático en los monzones?

Los monzones son el modo de variación climática estacional más importante en los trópicos, y son responsables de una gran parte de las lluvias anuales en muchas regiones. Su intensidad y calendario están relacionados con el contenido de humedad de la atmósfera, el contraste de temperatura entre la tierra y el mar, la cubierta del suelo y su uso y las cargas de aerosoles atmosféricos, entre otros factores. En general, las proyecciones indican que las lluvias monzónicas se intensificarán en el futuro y afectarán a áreas más extensas como consecuencia del aumento del contenido de humedad en la atmósfera causado por las mayores temperaturas. Sin embargo, los efectos localizados del cambio climático sobre la intensidad y variabilidad de los monzones a nivel regional son complejos y más inciertos.

Todos los continentes tropicales reciben lluvias monzónicas, a saber, Asia, Australia, América y África. El motor de la circulación monzónica es la diferencia de temperatura entre la tierra y el mar, que varía estacionalmente con la distribución del calentamiento solar. La duración y la cantidad de lluvia dependen del contenido de humedad del aire, así como de la configuración y la intensidad de la circulación atmosférica. También influyen la distribución regional de la tierra y el océano junto con la topografía. Por ejemplo, la meseta tibetana, por las variaciones en su capa de nieve y el calentamiento de su superficie, modula la intensidad de los complejos sistemas monzónicos asiáticos. En los lugares donde los vientos húmedos se levantan adentrándose en tierra por encima de las montañas, como en el suroeste de India, las lluvias monzónicas se intensifican. En cambio, a sotavento de esas montañas, las lluvias se debilitan.

Como consecuencia de los cambios en la circulación atmosférica, el monzón de verano de Asia oriental se debilita desde finales de la década de 1970 y ya no llega tan al norte como lo hacía antes. A su vez, esto ha provocado, por un lado, más sequías en el norte de China y, por otro, crecidas en el valle del río Yangtze más al sur. En cambio, desde mediados del siglo XX no se detectan tendencias coherentes en los sistemas monzónicos indoafricanos y del Pacífico occidental, si bien están modulados en gran medida por el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). De igual modo, los cambios observados en el sistema monzónico de América del Sur durante los últimos decenios están estrechamente relacionados con la variabilidad del fenómeno ENOS. Es limitada la evidencia de las tendencias en el sistema monzónico de América del Norte, pero se ha observado una tendencia a lluvias más intensas en la parte septentrional de la principal región monzónica. No se han observado tendencias sistemáticas a largo plazo en el comportamiento de los monzones de India ni de África.

(continúa en la página siguiente)



PF 14.1, figura 1 | Diagrama esquemático que ilustra las principales maneras en que la actividad humana influye en las lluvias monzónicas. A medida que el clima se calienta, aumenta el transporte del creciente vapor de agua desde el océano hacia tierra, ya que el aire más cálido contiene más vapor de agua. En consecuencia, también aumenta la posibilidad de lluvias más intensas. Los cambios relacionados con el calentamiento en la circulación a gran escala influyen en la intensidad y la extensión de la circulación monzónica general. El cambio de uso del suelo y la carga de aerosoles atmosféricos también pueden influir en la cantidad de radiación solar que se absorbe en la atmósfera y en la tierra, con un efecto moderador de la diferencia de temperatura entre la tierra y el mar.

PF 14.1 (continuación)

La superficie terrestre se calienta más rápido que la de los océanos. Por ello, en la mayor parte de regiones el contraste de la temperatura superficial está en aumento. Sin embargo, la circulación atmosférica tropical de retorno se ralentiza en promedio a medida que el clima se calienta debido a las limitaciones del presupuesto energético en la atmósfera tropical. Estos cambios en la circulación atmosférica provocan cambios regionales en la intensidad de los monzones, así como del lugar y el momento en que se producen. Hay otros efectos que el cambio climático puede tener en los monzones. El calentamiento de la superficie varía con la intensidad de la absorción de radiación solar, que a su vez está afectada por los cambios en los usos del suelo que alteran la reflectividad (albedo) de la superficie terrestre. Además, los cambios de las cargas de aerosoles en la atmósfera, por ejemplo la contaminación del aire, influyen en la cantidad de radiación solar que llega al suelo, lo que puede hacer que cambie la circulación monzónica, al alterar el calentamiento solar de la superficie terrestre en verano. Por otro lado, los aerosoles, al absorber radiación solar, calientan la atmósfera y modifican la distribución del calor en la atmósfera.

El mayor efecto del cambio climático en los monzones es el aumento de humedad presente en la atmósfera asociada con el calentamiento de esta, que da lugar a un aumento de las lluvias monzónicas totales incluso si la intensidad de la circulación monzónica se debilita o no cambia.

Las proyecciones de los modelos climáticos durante el siglo XXI indican un aumento de las lluvias monzónicas totales, debido en gran parte al incremento del contenido de humedad de la atmósfera. Según las proyecciones, la superficie total afectada por los monzones se extenderá y las regiones tropicales se expandirán hacia los polos. Los modelos climáticos proyectan un aumento de entre un 5% y aproximadamente un 15% de las lluvias monzónicas globales según los distintos escenarios. Aunque aumenten las lluvias monzónicas tropicales totales, algunas zonas recibirán menos lluvia monzónica debido al debilitamiento de las circulaciones de los vientos tropicales. Es *probable* que las fechas de comienzo de los monzones se adelanten o no cambien mucho, y que las fechas de retirada de los monzones se retrasen, lo que conllevaría una prolongación de la estación monzónica.

Las futuras tendencias regionales de la intensidad de los monzones y de su calendario siguen siendo inciertas en muchas partes del mundo. Las variaciones interanuales de los monzones en muchas regiones tropicales se ven afectadas por el fenómeno ENOS, cuyo cambio en el futuro es aún incierto, así como también lo es la forma en que cambiarán sus efectos sobre los monzones. Sin embargo, el aumento general de las lluvias monzónicas proyectado indica un aumento correspondiente en el riesgo de episodios de lluvia extremos en la mayoría de las regiones.

Preguntas frecuentes

PF 14.2 | ¿De qué manera se relacionan las proyecciones futuras del clima regional con las proyecciones del clima medio global?

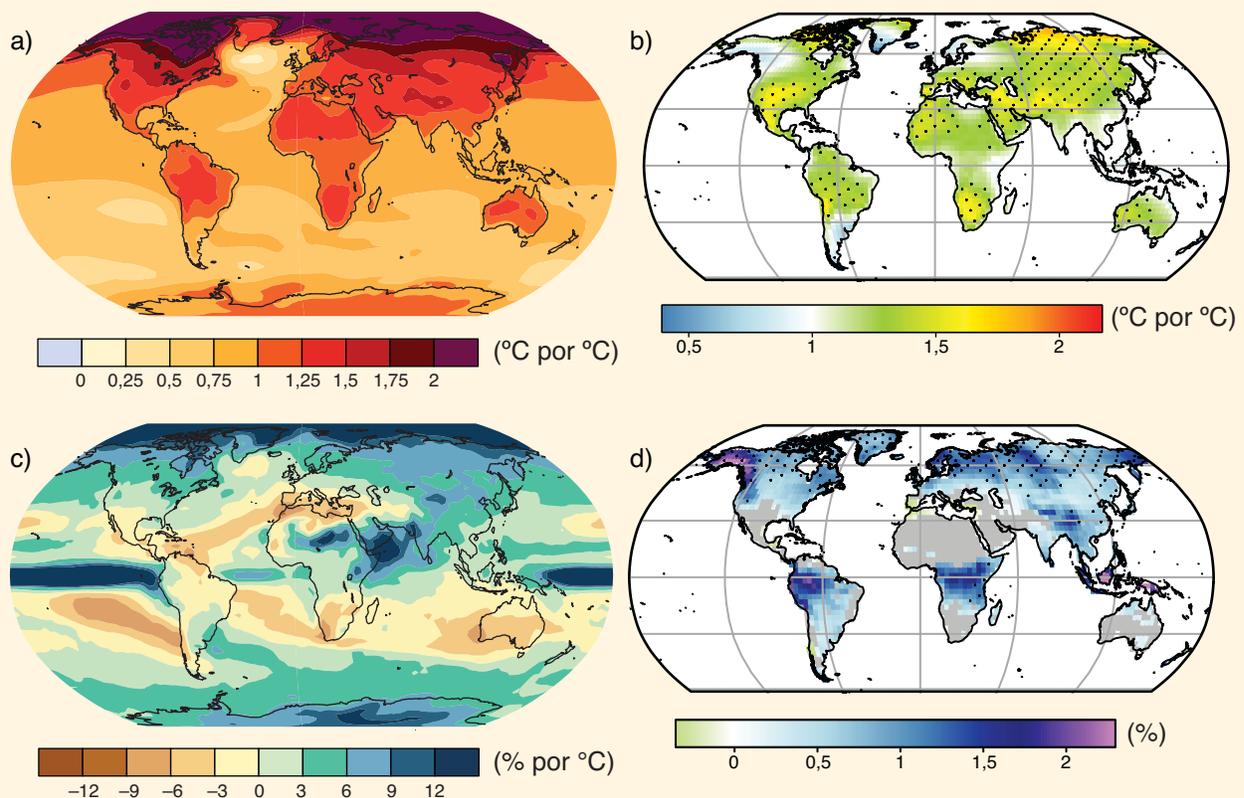
La relación entre el cambio climático regional y el cambio climático medio global es compleja. Los climas regionales varían considerablemente en función del lugar y, en consecuencia, responden de forma diferente a los cambios en las influencias a escala global. En efecto, el cambio medio global constituye un resumen conveniente de las múltiples respuestas climáticas regionales.

El calor y la humedad, así como sus cambios, no se distribuyen de forma uniforme en todo el planeta por varias razones:

- Los forzamientos externos varían espacialmente (por ejemplo, la radiación solar depende de la latitud, las emisiones de aerosoles tienen fuentes locales, el uso de los suelos cambia según la región, etc.).
- Las condiciones superficiales varían espacialmente (por ejemplo, el contraste entre la tierra y el mar, la topografía, las temperaturas superficiales del mar y el contenido de humedad del suelo).
- Los sistemas meteorológicos y las corrientes oceánicas redistribuyen el calor y la humedad de una región a otra.

Los sistemas meteorológicos están asociados a fenómenos climáticos regionales importantes tales como monzones, zonas de convergencia tropical, trayectorias de tormentas y formas importantes de variabilidad climática (como El Niño-Oscilación del Sur, la Oscilación del Atlántico Norte, el Modo Anular del Sur, etc.). Además de modular el calentamiento regional, también se ha proyectado que algunos fenómenos climáticos cambiarán en el futuro, lo que podría conllevar más impactos en los climas regionales (véase el cuadro 14.3).

(continúa en la página siguiente)



PF 14.2, figura 1 | Cambios durante el siglo XXI proyectados en las medias anuales y en los extremos anuales (en tierra) de la temperatura del aire en superficie y la precipitación: a) temperatura media en superficie por grado centígrado de cambio medio global; b) percentil 90° de temperatura máxima diaria por grado centígrado de temperatura media global máxima; c) precipitación media (en % por grado centígrado de cambio de la temperatura media global), y d) fracción de días con precipitación que supera el percentil 95°. Fuentes: los mapas a) y c) proyectan los cambios de las medias entre 1986 y 2005 y entre 2081 y 2100 obtenidos a partir de simulaciones de la CMIP5 bajo el escenario RCP4,5 (véase capítulo 12, figura 12.41); los mapas b) y d) proyectan los cambios de los extremos en tierra entre 1980 y 1999 y entre 2081 y 2100 (adaptados de las figuras 7 a 12 de Orłowsky y Seneviratne, 2012).

PF 14.2 (continuación)

Las proyecciones del cambio de la temperatura en superficie y la precipitación arrojan importantes variaciones regionales (PF 14.2, figura 1). Se proyecta que aumentará el calentamiento en superficie en las regiones continentales de latitudes altas, así como en el océano Ártico. En cambio, en otros océanos y a latitudes más bajas, las variaciones son más próximas al valor medio global (PF 14.2, figura 1a). Por ejemplo, se proyecta que el calentamiento cerca de la zona de los Grandes Lagos en América del Norte será aproximadamente un 50% mayor que el calentamiento medio global. También se observan variaciones regionales importantes en los cambios proyectados de las temperaturas más extremas (PF 14.2, figura 1b). Los cambios de la precipitación proyectados son incluso más variables a escala regional que los de la temperatura (PF 14.2, figura 1c, d) debido a la modulación de fenómenos climáticos tales como los monzones y las zonas de convergencia tropical. En las latitudes cerca del ecuador, se proyecta que la precipitación media aumentará, mientras que en los límites hacia los polos de las latitudes subtropicales, descenderá. En las regiones de latitudes altas se proyecta un aumento de la precipitación media y, en particular, más precipitación extrema debida a ciclones extratropicales.

Las regiones polares ilustran la complejidad de los procesos implicados en el cambio climático regional. Se proyecta que el calentamiento en el Ártico aumentará por encima de la media global, principalmente por la retroalimentación regional generada por la fusión de hielo y nieve, que favorece la absorción de más calor procedente del Sol. Esto da lugar a más calentamiento, lo que promueve mayor fusión de hielo y nieve. Sin embargo, el calentamiento proyectado en el continente antártico y en los océanos que lo rodean es menos pronunciado, en parte por una tendencia positiva más intensa del Modo Anular del Sur. Los vientos del oeste sobre los océanos meridionales en latitudes medias han aumentado durante los últimos decenios como consecuencia del efecto combinado de la pérdida de ozono estratosférico sobre la Antártida y de los cambios en la estructura térmica de la atmósfera vinculados al aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero. Los modelos climáticos describen bien este cambio en el Modo Anular del Sur, que tiene el efecto de reducir el transporte de calor atmosférico al continente antártico. No obstante, la Península Antártica sigue calentándose a un ritmo rápido porque se extiende lo suficiente hacia el norte como para verse afectada por las masas de aire caliente del cinturón de los vientos del oeste.



Glosario

Glosario

Editor:

Serge Planton (Francia)

Este glosario debe ser citado del siguiente modo:

IPCC, 2013: Glosario [Planton, S. (ed.)]. En: *Cambio Climático 2013. Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

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 letra roja y en cursiva denotan términos definidos en este glosario.

Acción de la intemperie Remoción gradual de CO_2 atmosférico por disolución de rocas silicatadas y carbonatadas. Puede conllevar procesos físicos (*acción mecánica de la intemperie*) o actividad química (*acción química de la intemperie*).

Acidificación del océano Disminución del pH del océano durante un período prolongado, normalmente decenios o períodos más largos, causado primordialmente por la *incorporación de dióxido de carbono* de la *atmósfera*, pero también por otras adiciones químicas o sustracciones del océano. La *acidificación del océano antropógena* hace referencia a la proporción de la disminución del pH causada por la actividad humana (IPCC, 2011, pág. 37).

Actividad solar Término general que describe una variedad de fenómenos magnéticos en el Sol como *manchas solares*, *fáculas* (zonas brillantes) y erupciones solares (emisión de partículas de alta energía). Varía en escalas temporales desde los minutos hasta los millones de años. Véase también *Ciclo solar*.

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

Aerosol carbonáceo *Aerosol* compuesto principalmente por sustancias orgánicas y *carbono negro*.

Aerosol orgánico Parte del *aerosol* constituida por compuestos orgánicos, principalmente de carbono, hidrógeno, oxígeno y cantidades menores de otros elementos. Véase también *Aerosol carbonáceo*.

Aerosol Suspensión de partículas sólidas o líquidas presentes en el aire, de tamaño comprendido entre unos pocos nanómetros y $10\ \mu\text{m}$, que permanecen en la *atmósfera* durante varias horas o más. Por conveniencia, en el presente informe el término *aerosol*, que comprende tanto las partículas como el gas en suspensión, se utiliza normalmente en plural para indicar *partículas de aerosol*. Los aerosoles pueden ser de origen natural o *antropógeno*. Pueden influir en el *clima* directamente, dispersando y absorbiendo radiación (véase *Interacción aerosol-radiación*), e indirectamente, actuando como *núcleos de condensación de nube* o *núcleos de hielo* o modificando las propiedades ópticas y el *período de vida* de las nubes (véase *Interacción aerosol-nube*).

Agua precipitable Cantidad total de vapor de agua atmosférico presente en una columna vertical de sección eficaz igual a 1. 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.

Ajuste isostático glacial Deformación de la Tierra y su campo gravitatorio debido a la respuesta del sistema tierra-océano a los cambios en las cargas de hielo y de agua conexas. A veces se denomina *isostasia glacial-hídrica*. Comprende las deformaciones verticales y horizontales de la superficie de la

Tierra y los cambios en el *geoide* debidos a la redistribución de la masa durante el intercambio de masa entre los hielos y el océano.

Ajuste rápido Respuesta a un agente perturbador del *sistema climático* impulsada directamente por el propio agente, independientemente de cualquier modificación en la *temperatura media global en superficie*. Por ejemplo, el *dióxido de carbono* y los *aerosoles*, al alterar los índices de calentamiento y enfriamiento internos dentro de la *atmósfera*, pueden provocar modificaciones en la nubosidad y otras variables, produciendo así un *efecto radiativo* incluso en ausencia de superficies calefactoras o refrigerantes. Los ajustes son *rápidos* en el sentido de que comienzan directamente, antes de que tengan lugar las *retroalimentaciones climáticas* impulsadas por el calentamiento (si bien algunos ajustes pueden que aún tomen un tiempo significativo antes de completarse, por ejemplo, las relativas a la vegetación o los *mantos de hielo*). También se denomina *respuesta rápida*. Para una explicación más detallada del concepto, véanse las secciones 7.1 y 8.1.

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.

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

Almacenamiento terrestre de agua Agua almacenada en tierra no contenida en *glaciares* ni *mantos de hielo* (esto es, agua almacenada en ríos, lagos, humedales, la zona vadosa, acuíferos, reservorios, nieve y *permafrost*). Los cambios en el almacenamiento terrestre de agua impulsados por el *clima* y las actividades humanas contribuyen al *cambio del nivel del mar*.

Altimetría Técnica para medir la altura de la superficie de la Tierra con respecto al geocentro de la Tierra con arreglo a un marco de referencia terrestre definido para todo el planeta (nivel del mar geocéntrico).

Altura significativa de las olas Promedio de altura entre el punto de depresión y el punto de cresta del tercio más alto de las olas (de viento y de fondo) en un período dado.

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

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 también *Indicador indirecto*.

Anomalia climática medieval Véase *Período cálido medieval*.

Antropógeno Resultante de la actividad de los seres humanos o producto de esta.

Atmósfera Envoltura gaseosa que rodea la Tierra. La atmósfera seca está compuesta casi enteramente por nitrógeno (*coeficiente de mezcla* volumétrico: 78,1%) y oxígeno (*coeficiente de mezcla* volumétrico: 20,9%), más cierto número de gases traza, como argón (*coeficiente de mezcla* volumétrico: 0,93%), helio y ciertos *gases de efecto invernadero* radiativamente activos como *dióxido de carbono* (*coeficiente de mezcla* volumétrico: 0,035%) y *ozono*. Además, la atmósfera contiene vapor de agua, que es también un gas de efecto invernadero, en cantidades muy variables aunque, por lo general, con un *coeficiente de mezcla* 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 masa (de glaciares o mantos de hielo) En una formación de hielo, diferencia entre el insumo de masa (*acumulación*) y la pérdida de masa (*ablación* y *desprendimiento* de icebergs) durante un determinado período de tiempo, generalmente un año o una estación. El balance de masa puntual hace referencia al balance de masa en un lugar particular sobre el *glaciar* o el *manto de hielo*. El balance de masa superficial es la diferencia entre la acumulación en la superficie y la ablación de superficie. Los términos de los insumos y las pérdidas para el balance de masa son los siguientes:

Acumulación Todos los procesos que añaden masa al glaciar. El factor que más contribuye a la acumulación es la nieve caída. La acumulación también comprende la deposición de escarcha, lluvia engelante, otros tipos de precipitación sólida, ganancia de nieve levantada por el viento y elementos arrastrados por avalanchas.

Ablación Procesos en superficie que reducen la masa de un glaciar. El factor que más contribuye a la ablación es la fusión con *escorrentía*, pero en algunos glaciares también son procesos importantes que contribuyen a la ablación la sublimación, la pérdida de nieve levantada por el viento y los elementos arrastrados por avalanchas.

Descarga/aflujo Pérdida de masa por desprendimiento de icebergs o descarga de hielo en toda la *línea de contacto* de una *plataforma de hielo* flotante. Aunque normalmente se tratan como un término de la ablación, en el presente informe el desprendimiento de icebergs y la descarga se consideran por separado de la ablación superficial.

Balance energético Diferencia entre los valores totales de energía entrante y saliente. Si el balance es positivo, se produce un calentamiento; si es negativo, sobreviene un enfriamiento. Promediado a nivel global y durante largos períodos de tiempo, este balance ha de ser igual a cero. Como el *sistema climático* obtiene virtualmente toda su energía del Sol, un balance nulo implica que a nivel global, la cantidad de *radiación solar* absorbida, esto es, la *radiación solar entrante* debe ser, en promedio, igual a la suma de la radiación solar reflejada en la parte superior de la *atmósfera* más la *radiación saliente de onda larga* emitida por el sistema climático. Véase también *Presupuesto energético*.

Base/referencia Estado respecto del cual se mide un cambio. Un *período de referencia* es el período relativo al cual se computan las anomalías. La concentración de referencia de los gases traza se mide en lugares que no estén influidos por emisiones *antropógenas* locales.

Bioma Elemento regional de la *biosfera* claramente diferenciado, constituido generalmente por cierto número de *ecosistemas* (por ejemplo, *bosques*, ríos, estanques y pantanos de una *región*). 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. *Quema de biomasa* es la quema de vegetación viva y 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.

Bloqueo Asociado a sistemas persistentes de altas presiones que se mueven con lentitud y obstaculizan los vientos del oeste dominantes en las latitudes medias y altas y el progreso normal hacia el este de los sistemas de tormentas extratropicales episódicas. Es un importante componente de la *variabilidad climática* intraestacional en los extratropicos y puede causar condiciones meteorológicas duraderas como períodos de frío en invierno y *olas de calor* en verano.

Bomba biológica Proceso de transporte de carbono desde las capas superficiales hasta las profundidades del océano por la producción primaria de fitoplancton marino, que convierte el carbono y los nutrientes inorgánicos disueltos en materia orgánica a través de la *fotosíntesis*. Este ciclo natural está limitado principalmente por la disponibilidad de luz y nutrientes como fosfato, nitrato y ácido silícico, y micronutrientes como el hierro. Véase también *Bomba de solubilidad*.

Bomba de solubilidad Importante proceso fisicoquímico que transporta carbono inorgánico disuelto desde la superficie del océano hacia su interior. Este proceso controla las reservas de carbono en el océano. La solubilidad de dióxido de carbono puede alterar la concentración de *dióxido de carbono* en los océanos y en la *atmósfera* que está por encima. Véase también *Bomba biológica*.

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 (la 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 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. Este término y otros de parecida índole, como *forestación*, *reforestación* y *deforestación*, se examinan en el Informe del IPCC sobre uso del suelo, cambio de uso del suelo y silvicultura (IPCC, 2000). Véase también Report on Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types (IPCC, 2003).

¹³C 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 procesos del *ciclo de carbono* y procesos climáticos y el tamaño del *reservorio* de carbono terrestre.

¹⁴C 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 *Radioisótopos cosmogénicos*).

Calidad/grado de acierto de las predicciones Mediciones del acierto de las *predicciones* cotejadas con la información obtenida de las observaciones. No existe ninguna medición que pueda sintetizar todos los aspectos de la calidad de los pronósticos, por lo que se emplea un conjunto de métricas. Las *métricas* difieren para los pronósticos dados en forma determinista y probabilista. Véase también *Predicción climática*.

Cambio climático abrupto Cambio a gran escala en el *sistema climático* que tiene lugar en algunos decenios o en un lapso menor, persiste (o se prevé que persista) durante al menos algunos decenios y provoca importantes perturbaciones en los sistemas humanos y naturales.

Cambio climático asegurado Debido a la inercia térmica del océano y a ciertos procesos lentos de la *criosfera* y de las superficies terrestres, el *clima* seguiría cambiando aunque la composición de la atmósfera mantuviera fijos sus valores actuales. Los cambios en la composición de la atmósfera ya experimentados conllevan un *cambio climático asegurado*, que continuará en tanto persista el desequilibrio radiativo y hasta que todos los componentes del *sistema climático* se ajusten a un nuevo estado. Los cambios de temperatura sobrevinidos una vez que la composición de la *atmósfera* se ha estabilizado se denominan *variación asegurada 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 extremos*, de los *fenómenos climáticos extremos* y del nivel del mar. Con *emisiones constantes aseguradas* se llegaría a un cambio climático asegurado resultante de mantener constantes las emisiones de origen *antropógeno*, y con *emisiones nulas aseguradas* se llegaría a un cambio climático asegurado resultante de fijar a cero las emisiones. Véase también *Cambio climático*.

Cambio climático rápido Véase *Cambio climático abrupto*.

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 o a *forzamientos externos* tales como modulaciones de los *ciclos solares*, erupciones volcánicas o cambios *antropógenos* persistentes de la composición de la *atmósfera* o del *uso del suelo*. La *Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC)*, 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 global y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables”. La CMNUCC diferencia, pues, entre el cambio climático atribuible a las actividades humanas que alteran la composición atmosférica y la variabilidad climática atribuible a causas naturales. Véanse también *Cambio climático asegurado* y *Detección y atribución*.

Cambio del nivel del mar El nivel del mar puede cambiar, tanto en términos globales como locales, por efecto de: 1) cambios de conformación de las cuencas oceánicas, 2) cambios en el volumen del océano como resultado de un cambio en la masa del agua del océano, y 3) cambios en el volumen del océano como resultado de cambios en la densidad del agua del océano. La variación del *nivel medio del mar* global como resultado de la modificación de la masa del océano se denomina *baristática*. La variación baristática del nivel del mar debida a la adición o remoción de una masa de agua se denomina *nivel del mar equivalente (NME)*. Los cambios globales y locales 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 modificaciones de la salinidad de denominan *halostéricas*. Las variaciones baristáticas y estéricas del nivel del mar no contemplan el efecto de las modificaciones en la conformación de las cuencas oceánicas inducidas por la modificación en la masa de los océanos y su distribución. Véanse también *Nivel del mar relativo* y *Expansión térmica*.

Cambio dinámico rápido (de glaciares o mantos de hielo) Cambios en la masa de *glaciares* o *mantos de hielo* controlados por modificaciones en la velocidad de flujo y en la descarga en vez de por modificaciones en la *acumulación* o la *ablación*. Esto puede dar lugar a una tasa de cambio de masa mayor que la debida a cualquier desequilibrio entre la acumulación y la ablación. Los cambios dinámicos rápidos se pueden originar por un factor climático desencadenante, como la incursión de agua marina cálida por debajo de una *plataforma de hielo*, o el adelgazamiento de un extremo del agua de marea varado, que ocasionen reacciones dentro del sistema del glaciar y provoquen pérdidas rápidas de hielo. Véase también *Balance de masa (de glaciares o mantos de hielo)*.

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 *predictibilidad* del estado de los sistemas dinámicos no lineales para momentos específicos del futuro, aunque los cambios en sus estadísticas sigan siendo predecibles en razón de las variaciones en los parámetros del sistema o en las condiciones de contorno.

Capa activa Capa del terreno sujeta a ciclos anuales de deshielo y congelación en áreas con subsuelo de *permafrost*.

Capa de ozono La *estratosfera* contiene una capa en que 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 25 km aproximadamente. Esta capa ha sido mermeada 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 el Antártico, causada por diversos compuestos de cloro y bromo de origen *antropógeno*, en función de las condiciones meteorológicas existentes en esa *región*. Este fenómeno se denomina *agujero de ozono*. Véase también *Protocolo de Montreal*.

Capa límite atmosférica Capa atmosférica adyacente a la superficie de la Tierra que resulta afectada por el rozamiento con esta y, posiblemente, por el transporte de calor y otras variables a lo largo de esa superficie (AMS, 2000). Los 100 m inferiores de la capa límite (alrededor del 10% del espesor de la capa límite), en los que predomina la generación mecánica de turbulencia, se denominan *capa límite superficial* o *capa superficial*.

Capa superficial Véase *Capa límite atmosférica*.

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 grafitica desordenada, y contiene cantidades menores de oxígeno e hidrógeno.

Carbono negro (CN) Elemento de un *aerosol* definido a efectos prácticos en términos de absorción de luz, de reactividad química y/o de estabilidad térmica. A veces se conoce como *hollín*.

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

CFC Véase *Halocarbonos*.

Ciclo del agua Véase *Ciclo hidrológico*.

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* terrestre y marina y la *litosfera*. En este informe, la unidad de referencia para el ciclo del carbono global es la gigatonelada (GtC) o su equivalente el petagramo (PgC) (10¹⁵ g).

Ciclo hidrológico Ciclo en virtud del cual el agua se evapora de los océanos y de la superficie de la tierra, es transportada sobre la Tierra por la circulación atmosférica en forma de vapor de agua, se condensa para formar nubes, se precipita en forma de lluvia o nieve sobre el océano y la tierra, donde puede ser interceptada por los árboles y la vegetación, genera *escorrentía* en la superficie terrestre, se infiltra en los suelos, recarga las aguas subterráneas, afluye a las corrientes fluviales y, en la etapa final, desemboca en los océanos, en los que se evapora nuevamente. Los distintos sistemas que intervienen en el ciclo hidrológico suelen denominarse sistemas hidrológicos.

Ciclo solar (11 años) Modulación cuasi regular de la *actividad solar*, de amplitud variable, que abarca períodos de entre 8 y 14 años.

Ciclón extratropical Tormenta a gran escala (del orden de 1 000 km) en las latitudes medias o altas con una presión central baja y frentes con fuertes gradientes horizontales de temperatura y humedad. Constituye una causa importante de velocidades extremas del viento y fuerte precipitación, especialmente en invierno.

Ciclos glacial-interglacial Fase de la historia de la Tierra caracterizada por grandes cambios en el volumen de hielo continental y el nivel global del mar. Véanse también *Edad de hielo* e *Interglaciales*.

Circulación Brewer-Dobson Circulación de renuevo meridional de la *estratosfera* que transporta aire hacia arriba en los trópicos, hacia el polo en el hemisferio de invierno, y hacia abajo en latitudes polares y subpolares. La circulación Brewer-Dobson se impulsa por la interacción entre ondas planetarias de propagación ascendente y la corriente media.

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 las 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* en gran escala como consecuencia del diferente grado de calentamiento ocasionado por la rotación de la Tierra, que tienden a restablecer el *balance energético* del sistema mediante el transporte de calor y de cantidad de movimiento.

Circulación meridional de retorno Circulación meridional de retorno (norte-sur) del océano, 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 circulación meridional de retorno (que es, en principio, una cantidad observable), suele identificarse a la *circulación termohalina* (CTH), que constituye una interpretación conceptual e incompleta. Hay que tener presente que la circulación meridional de retorno se puede impulsar por el viento y abarcar también celdas de renuevo más someras, 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 y, por *subducción*, a 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 solo 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*.

Clastrato (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 de promedio habitual es de 30 años, según la definición de la Organización Meteorológica Mundial. 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.

CO₂-equivalente Véase *Dióxido de carbono-equivalente*.

Coefficiente de mezcla Véase *Fracción molar*.

Compuestos orgánicos volátiles (COV) Importante clase de contaminantes atmosféricos químicos orgánicos que son volátiles en condiciones de aire ambiente. Otros términos que designan a estos compuestos son *hidrocarburos* (HC), *gases orgánicos reactivos* y *compuestos orgánicos volátiles distintos del metano*. Estos últimos son los principales contribuyentes (junto con los NO_x y el CO) a la formación de oxidantes fotoquímicos como el *ozono*.

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 componentes de forzamiento. Esos valores pueden tener en cuenta únicamente los *gases de efecto invernadero* o una combinación de gases de efecto invernadero y *aerosoles*. La concentración de dióxido de carbono-equivalente constituye una *métrica* para comparar el

forzamiento radiativo de una mezcla de diferentes gases de efecto invernadero en un momento dado, pero no implica una equivalencia en las respuestas correspondientes en términos de *cambio climático* ni en el futuro forzamiento. No existe en general conexión alguna entre las *emisiones de dióxido de carbono-equivalente* y las concentraciones de dióxido de carbono-equivalente resultantes.

Confianza Validez de un resultado basada en el tipo, la cantidad, la calidad y la coherencia de la evidencia (por ejemplo, la comprensión mecánica, la teoría, los datos, los modelos, y el juicio experto) y el nivel de acuerdo. La confianza se expresa de forma cualitativa (Mastrandrea y otros, 2010). Véanse la figura 1.11, para los niveles de confianza, y el cuadro 1.1, para la lista de calificadores de *probabilidad*. Véase también *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 o un enfriamiento por radiación en la cima de las nubes, en el caso de la atmósfera. En la *atmósfera*, la convección hace que se formen Cumulus y precipitación y es eficaz en la depuración y el transporte vertical de sustancias químicas. En el océano, la convección puede llevar las aguas superficiales a zonas profundas.

Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (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 *antropogénicas* peligrosas 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, para el 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. En 1997 la CMNUCC incorporó el *Protocolo de Kyoto*.

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

Corriente de hielo Flujo de hielo muy intensificado que forma parte de un *manto de hielo*. Suele estar separado del hielo circundante por márgenes muy afilados y fisurados. Véase también *Glaciar de aflujo*.

Criosfera Denota todas las regiones situadas encima y debajo de la superficie terrestre y oceánica en las que el agua se halla en estado sólido, como en los *hielos marinos*, los hielos lacustres, los hielos fluviales, la capa de nieve, los *glaciares* y los *mantos de hielo*, así como el *terreno congelado* (incluido el *permafrost*).

Cronología Ordenación de sucesos con arreglo a su fecha u hora de acaecimiento.

Cuaternario Último de los tres sistemas que componen la *Era Cenozoica* (65 millones de años hasta el momento presente), que abarca desde hace 2,59 millones de años hasta el momento presente y comprende las épocas *Pleistoceno* y *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 *deforestación*, puede consultarse el Informe Especial del IPCC sobre uso del suelo, cambio de uso del suelo y silvicultura (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).

Deposición de nitrógeno Nitrógeno transferido desde la *atmósfera* a la superficie de la Tierra por los procesos de deposición húmeda y deposición seca.

Deriva de los modelos Habida cuenta de que el *clima* que ofrecen los modelos difiere en cierta medida del clima observado, los *pronósticos climáticos* normalmente van “derivando” desde el estado inicial basado en las

observaciones hacia el clima expuesto en el modelo. Esta deriva ocurre a diferentes escalas temporales para las distintas variables, puede empañar la información del pronóstico de la condición inicial y a menudo se elimina a posteriori mediante un ajuste empírico, generalmente de tipo lineal.

Descarga fluvial Véase *Flujo fluvial*.

Desglaciación/terminación del período glacial Transiciones desde condiciones completamente glaciales (*edad de hielo*) a condiciones *interglaciales* cálidas caracterizadas por el calentamiento global y la elevación en el nivel del mar debidos a la modificación del volumen de hielo continental.

Desprendimiento Desgajamiento de fragmentos discretos de hielo de una *glaciación*, un *manto de hielo* o una *plataforma de hielo* que caen a un lago o al mar, produciendo icebergs. Es una forma de pérdida de masa de una formación de hielo. Véase también *Balace de masa (de glaciares o mantos de hielo)*.

Detección y atribución La *detección de cambios* se define como el proceso de demostración que el *clima* o un sistema afectado por el clima han cambiado en un sentido estadístico definido, sin indicar las razones del cambio. Un cambio identificado se detecta en las observaciones si la *probabilidad* de que ocurra casualmente debido únicamente a la *variabilidad interna* es baja, por ejemplo menor del 10%. La *atribución* se define como el proceso de evaluación de las contribuciones relativas de varios factores casuales a un cambio o evento con una asignación de confianza estadística (Hegerl y otros, 2010).

Días cálidos/noches cálidas Días en que la temperatura máxima, o noches en que la temperatura mínima, es mayor que la correspondiente al *percentil* 90°, definiéndose en general las distribuciones de temperaturas con respecto al período de *referencia* de 1961-1990. Para consultar los índices correspondientes, véase el recuadro 2.4.

Días fríos/noches frías Días en que la temperatura máxima, o noches en que la temperatura mínima, es menor que la correspondiente al *percentil* 10°, definiéndose en general las distribuciones de temperaturas con respecto al período de *referencia* de 1961-1990. Para consultar los índices correspondientes, véase el recuadro 2.4.

Diatomeas Algas del tamaño de sedimentos que viven en las aguas de la superficie de lagos, ríos y océano y forman caparzones de ópalo. La distribución de sus especies en núcleos oceánicos suele estar relacionada con la *temperatura superficial del mar* en el pasado.

Dióxido de carbono (CO₂) Gas de origen natural, subproducto también de la combustión de combustibles fósiles procedentes de depósitos de carbono fósil, como el petróleo, el gas o el carbón, de la quema de *biomasa*, y de los cambios de *uso del suelo* y otros procesos industriales (por ejemplo, producción de cemento). Es el principal *gas de efecto invernadero antropógeno* que afecta al equilibrio radiativo de la Tierra. Es el gas utilizado como referencia para medir otros gases de efecto invernadero, por lo que su *potencial de calentamiento global* es igual a 1.

Dipolo del océano Índico Modo de variabilidad interanual a gran escala de la *temperatura superficial del mar* en el océano Índico. Esta configuración se manifiesta mediante un gradiente zonal de temperatura superficial del mar en el trópico, que en una fase extrema en el otoño boreal provoca un enfriamiento de Sumatra y un calentamiento de Somalia en el oeste, junto con vientos del este anormales a lo largo del ecuador.

Dispersión entre los modelos Gama o campo de variación de los resultados derivados de los *modelos climáticos*, como los reunidos para el quinto Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5). No ofrece necesariamente una estimación exhaustiva y formal de la *incertidumbre* en los *retrocesos*, forzamientos o *proyecciones*, incluso cuando se expresan numéricamente, por ejemplo al calcular una desviación típica de las respuestas de los modelos. Para calcular la incertidumbre, se debe combinar la información procedente de las observaciones, de las limitaciones físicas y del criterio experto, recurriendo a un marco estadístico.

Dispositivo de sondeo por microondas (DSM) Sondeador de microondas a bordo de satélites de órbita polar de la Administración Nacional del Océano y de la *Atmósfera* (NOAA) que calcula la temperatura de las capas de mayor

espesor de la atmósfera en términos de la emisión térmica de las moléculas de oxígeno, denotada en un conglomerado de líneas de emisión en torno a 60 GHz. A finales de 1978, una serie de nueve DSM 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 avanzados (DSMA).

Dryas reciente Período de la *desglaciación*, comprendido entre hace 12 850 y 11 650 años (antes de 1950), caracterizado por un retorno episódico a condiciones más frías en muchos lugares, especialmente en torno al Atlántico Norte.

Ecosistema Unidad funcional que consta de organismos vivos, su entorno no vivo y las interacciones entre ellos. Los componentes incluidos en un ecosistema concreto y sus límites espaciales dependen del propósito para el que se defina el ecosistema: en algunos casos están relativamente diferenciados mientras que en otros son difusos. Los límites de los ecosistemas pueden variar con el tiempo. Los ecosistemas se organizan dentro de otros ecosistemas, y la escala a la que se manifiestan puede ser desde muy pequeña hasta el conjunto de la *biosfera*. En la era actual, la mayoría de los ecosistemas o bien contienen seres humanos como organismos fundamentales, o bien están influidos por los efectos de las actividades humanas en su entorno.

Ecuación/relación de Clausius-Clapeyron Relación termodinámica entre pequeñas variaciones en la temperatura y la presión de vapor en un sistema en equilibrio que contiene distintas fases condensadas. Para los gases traza como el vapor de agua, esta relación da el aumento en la presión del vapor de agua en equilibrio (o su saturación) por cada variación unitaria en la temperatura del aire.

Edad de hielo La edad de hielo o *período glacial* se caracteriza por una reducción prolongada de la temperatura del *clima* de la Tierra, que ocasiona un aumento de los *mantos de hielo* y los *glaciares*.

Efecto aerosol indirecto Véase *Interacción aerosol-nube*.

Efecto de rebote Cuando se remueve *CO₂* de la *atmósfera*, se reduce el gradiente de concentración de *CO₂* entre la atmósfera y los *reservorios* de carbono terrenales y oceánicos, lo que se traduce en una reducción o reversión en la subsiguiente tasa inherente de remoción de *CO₂* de la atmósfera por los procesos naturales del *ciclo del carbono* en la tierra y el océano.

Efecto directo (aerosol) Véase *Interacción aerosol-radiación*.

Efecto invernadero *Efecto radiativo* infrarrojo de todos los componentes de la *atmósfera* que absorben en el infrarrojo. Los *gases de efecto invernadero* y las nubes y, en menor medida, los *aerosoles* absorben la *radiación terrestre* emitida por la superficie de la Tierra y por cualquier punto de la atmósfera. Esas sustancias emiten *radiación infrarroja* en todas las direcciones, pero, a igualdad de condiciones, la cantidad neta de energía emitida al espacio es generalmente menor de la que se habría emitido en ausencia de esos absorbedores debido a la disminución de la temperatura con la altitud en la *troposfera* y el consiguiente debilitamiento de la emisión. Una mayor concentración de gases de efecto invernadero aumenta la magnitud de este efecto, y la diferencia generalmente se denomina efecto invernadero intensificado. La modificación de la concentración de los gases de efecto invernadero debida a emisiones *antropógenas* contribuye a un aumento de la temperatura en la superficie y en la troposfera inducido por un *forzamiento radiativo instantáneo* en respuesta a ese forzamiento, que gradualmente restablece el balance radiativo en la parte superior de la atmósfera.

Efecto radiativo de nube *Efecto radiativo* de las nubes en relación con la situación idéntica sin nubes. En los anteriores informes del IPCC se denominó *forzamiento radiativo de nube*, pero esa terminología no guarda coherencia con otros usos del término forzamiento y, por ello, no se mantiene en el presente informe. Véase también *Retroalimentación de nube*.

Efecto radiativo Repercusión en el flujo de la radiación o el índice de calentamiento (por regla general, en el flujo descendente en la parte superior de la *atmósfera*) causado por la interacción de un determinado elemento con los campos de radiación *infrarroja* o *radiación solar* mediante absorción, dispersión y emisión, en relación con una porción idéntica de atmósfera que carezca de ese elemento. Cuantifica la repercusión del elemento en el *sistema climático*. Entre otros ejemplos de este efecto figuran las *interacciones aerosol-radiación*,

el *efecto radiativo de nube* y el *efecto invernadero*. En el presente informe, la proporción de cualquier efecto radiativo en la parte superior de la atmósfera debida a causas *antropógenas* u otras influencias externas (por ejemplo, erupciones volcánicas o alteraciones en el Sol) se denomina el *forzamiento radiativo instantáneo*.

Efecto semidirecto (aerosol) Véase *Interacción aerosol-radiación*.

Eficacia Valor que cuantifica la efectividad con que un *forzamiento radiativo* inducido por un determinado mecanismo *antropógeno* o natural altera la *temperatura media global en superficie* en condiciones de equilibrio, tomando como referencia el forzamiento radiativo equivalente producido por el dióxido de carbono. Por definición, el aumento de *dióxido de carbono* posee una eficacia igual a 1,0. Las variaciones en la eficacia del clima pueden deberse a *ajustes rápidos* ante el forzamiento aplicado, que difieren para distintos forzamientos.

Eficiencia de incorporación oceánica de calor Valor (en $W\ m^{-2}\ ^\circ C^{-1}$) que denota la tasa de aumento del calor almacenado por los océanos a nivel global cuando aumenta la *temperatura media global en superficie*. Es un parámetro útil en los experimentos de *cambio climático* en que el *forzamiento radiativo* experimenta una variación monótona, en los casos en que es posible comparar este con el *parámetro de retroalimentación climática* para calibrar la importancia relativa 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 calcular el cociente entre la tasa de incremento del contenido de calor del océano y el cambio en la temperatura media global del aire en superficie.

El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) El término *El Niño* se refería inicialmente 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 internacional de cambio de fecha. Este fenómeno oceánico está asociado a cierta fluctuación de un patrón global de presiones en la superficie tropical y subtropical que se denomina *Oscilación del Sur*. Este fenómeno *atmósfera*-océano acoplado, cuya escala de tiempo más habitual abarca entre dos y aproximadamente siete años, es conocido como El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). Su presencia suele determinarse en función de la anomalía de presión en superficie entre Tahití y Darwin y de las *temperaturas superficiales del mar* en la parte central y oriental del Pacífico ecuatorial. Durante un episodio de ENOS, 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 los patrones de viento, de temperatura superficial del mar y de precipitación 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 ENOS se denomina *La Niña*. Para los índices correspondientes, véase el recuadro 2.5.

Emisión de combustibles fósiles Emisión de *gases de efecto invernadero* (en particular, de *dióxido de carbono*) y otros gases traza y *aerosoles* producida por la quema de combustibles procedentes de depósitos de carbono fósil, como el petróleo, el gas o el carbón.

Emisión de dióxido de carbono-equivalente Cuantía de emisión de *dióxido de carbono* que causaría el mismo *forzamiento radiativo* integrado, en un plazo de tiempo dado, que cierta cantidad emitida de un *gas de efecto invernadero* o de una mezcla de gases de efecto invernadero. Las emisiones de dióxido de carbono equivalentes se calculan multiplicando la emisión de un gas de efecto invernadero 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 constituye una escala típica para comparar las emisiones de diferentes gases de efecto invernadero, aunque no implica una equivalencia en las respuestas correspondientes en términos de *cambio climático*. Véase también *Concentración de dióxido de carbono-equivalente*.

Emisiones compatibles Los *modelos del sistema Tierra* que simulan el *ciclo del carbono* en la tierra y el océano pueden calcular las emisiones de CO_2 que son compatibles con una determinada trayectoria de concentración de CO_2 atmosférico. Las emisiones compatibles durante un determinado lapso de tiempo son iguales al aumento de carbono durante el mismo lapso en el conjunto de los tres *reservorios* activos: la *atmósfera*, la tierra y el océano.

Ensamble Conjunto de simulaciones de modelos que caracterizan una *predicción climática* o una *proyección climática*. Las diferencias en las condiciones iniciales y la formulación de los modelos dan lugar a diferentes evoluciones de los sistemas de los modelos y pueden aportar información sobre la *incertidumbre* asociada con el error de los modelos y con el error en las condiciones iniciales en el caso de los *pronósticos climáticos* y sobre la incertidumbre asociada con el error de los modelos y con la *variabilidad climática* generada internamente en el caso de las proyecciones climáticas.

Episodio cálido Período de tiempo anormalmente cálido. Para consultar los índices correspondientes, véase el recuadro 2.4. Véase también *Ola de calor*.

Equivalente en agua de la nieve Profundidad del agua líquida que resultaría en caso de que una masa de nieve se fundiera completamente.

Escalas espaciales y temporales El *clima* puede variar en escalas espaciales y temporales muy diversas. Las escalas espaciales abarcan desde extensiones locales (inferiores a 100 000 km^2) hasta regionales (entre 100 000 y 10 millones de km^2) o continentales (de 10 a 100 millones de km^2). Las escalas temporales abarcan desde períodos estacionales hasta geológicos (de hasta centenares de millones de años).

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 antropógeno*, 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 estos requieren habitualmente información adicional, por ejemplo sobre el clima actual observado. Un *escenario de cambio climático* es la diferencia entre un escenario climático y el clima actual. Véanse también *Escenario de emisiones* y *Escenario*.

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 y la evolución tecnológica) y las principales relaciones entre ellos. Los *escenarios de concentraciones*, obtenidos a partir de los escenarios de emisión, se introducen en un *modelo climático* para obtener *proyecciones climáticas*. En IPCC (1992) se expone un conjunto de escenarios de emisiones utilizados para las proyecciones del clima publicadas en IPCC (1996). Este conjunto de escenarios se denomina IS92. En el Informe Especial del IPCC sobre escenarios de emisiones (Nakićenović y Swart, 2000) se publicaron los nuevos *escenarios del IE-EE*, algunos de los cuales se utilizaron, en particular, para las proyecciones del clima expuestas en los capítulos 9 a 11 de IPCC (2001) y en los capítulos 10 y 11 de IPCC (2007). Los nuevos escenarios de emisiones para el *cambio climático*, esto es, las cuatro *trayectorias de concentración representativas*, se desarrollaron para la presente evaluación del IPCC, si bien por separado de esta. Véanse también *Escenario climático* y *Escenario*.

Escenario Descripción plausible de un futuro verosímil, basada en un conjunto consistente y coherente de supuestos sobre las fuerzas motrices (por ejemplo el ritmo de la evolución tecnológica y los precios) y sobre las relaciones más importantes. Obsérvese que los escenarios no son ni predicciones ni pronósticos, pero son útiles ya que ofrecen un panorama de las consecuencias de la evolución de distintas situaciones y medidas. Véanse también *Escenario climático*, *Escenario de emisiones*, *Trayectorias de concentración representativas* y *Escenarios del IE-EE*.

Escenarios del IE-EE (Informe especial sobre escenarios de emisiones) *Escenarios de emisión* desarrollados por Nakićenović y Swart (2000) y

utilizados, en particular, como base para algunas de las *proyecciones climáticas* indicadas en los capítulos 9 a 11 de IPCC (2001) y en los capítulos 10 y 11 de IPCC (2007). Los términos siguientes ayudan a comprender mejor la estructura y la manera en que se utiliza el conjunto de escenarios del IE-EE:

Familia de escenarios Escenarios con líneas argumentales demográficas, sociales, económicas y técnicas similares. El conjunto de escenarios del 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 Nakićenović 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 insertado originalmente 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 particularidades 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 Nakićenović y 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.

Escorrentía Parte de la precipitación que no se evapora ni se transpirada, sino que fluye a través del terreno o sobre su superficie y retorna a las masas de agua. Véase también *Ciclo hidrológico*.

Espectro electromagnético Gama de longitudes de onda o de energía de todas las radiaciones electromagnéticas. En términos de *radiación solar*, la *radianza espectral* es la energía que llega a la Tierra por unidad de superficie y por unidad de longitud de onda.

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.

Expansión 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 *Cambio de nivel del mar*.

Experimentos climáticos de equilibrio y transitorios Un *experimento climático de equilibrio* es aquel 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 transitorio*. Véase también *Proyección climática*.

Extensión del manto de nieve Extensión del terreno cubierto por la nieve.

Extracción directa de aire Proceso químico mediante el cual se produce una corriente de CO_2 puro al extraer CO_2 del aire ambiente.

Fáculas Manchas brillantes en la superficie del Sol. La superficie ocupada por las fáculas aumenta en los períodos de *actividad solar* intensa.

Fenómeno climático extremo Véase *Fenómeno meteorológico extremo*.

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 extremo* sería igual o superior a los *percentiles* 10° ó 90° de la estimación de la *función de densidad de probabilidad* observada. Por definición, las características de un *fenómeno meteorológico extremo* pueden variar de un lugar a otro en sentido absoluto. Un comportamiento extremo del tiempo puede clasificarse como fenómeno meteorológico extremo cuando persiste durante cierto tiempo (por ejemplo, una estación), especialmente si sus valores promediados o totales son extremos (por ejemplo, *sequía* o precipitación intensa a lo largo de una temporada).

Fertilización con hierro Adición deliberada de hierro a la capa superior del océano con el propósito de aumentar la productividad biológica para secuestrar una mayor cantidad de *dióxido de carbono* atmosférico en el océano.

Fertilización por dióxido de carbono (CO_2) Intensificación del crecimiento vegetal debido al aumento de la concentración de *dióxido de carbono (CO_2)* en la atmósfera.

Flujo de calor latente Flujo turbulento 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 *presupuesto energético* en superficie.

Flujo de calor sensible Flujo de calor turbulento o conductivo desde la superficie de la Tierra hacia la *atmósfera* no relacionado con los cambios de fase del agua; es uno de los componentes del *balance energético* en superficie.

Flujo fluvial Corriente de agua dentro del cauce de un río, expresado por ejemplo en $m^3 s^{-1}$. Es sinónimo de *descarga fluvial*.

Forestación Plantación de nuevos *bosques* en tierras que históricamente no han contenido bosque. Para un análisis del término *bosque* y de los conceptos conexos de *forestación*, *reforestación* y *deforestación*, véase el Informe especial del IPCC sobre uso del suelo, cambio de uso del suelo y silvicultura (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).

Forzadores climáticos de corto plazo Indica compuestos cuyo impacto en el *clima* ocurre en primer lugar en el primer decenio tras su emisión. Este conjunto de compuestos está integrado principalmente por los de *períodos de vida* cortos de la atmósfera, a diferencia de los *gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados*, y a veces se han denominado forzadores climáticos de vida corta o contaminantes climáticos de vida corta. Sin embargo, la propiedad común que tiene mayor interés para las evaluaciones climáticas es la escala de tiempo a la que se siente su impacto en el clima. Entre este conjunto de compuestos cabe destacar el *metano*, también un gas de efecto invernadero homogéneamente mezclado, así como el *ozono* y los *aerosoles*, o sus *precursores*, y algunas sustancias halogenadas que no son gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. Estos compuestos no se acumulan en la atmósfera a escalas temporales de entre decenas y cientos de años y, por tanto, su efecto en el clima se siente predominantemente poco después de su emisión.

Forzamiento externo Agente de forzamiento ajeno al *sistema climático* que induce un cambio en este. Son forzamientos externos las erupciones volcánicas, las variaciones solares, los cambios *antropógenos* de la composición de la *atmósfera* y los *cambios de uso del suelo*. El forzamiento orbital es también un forzamiento externo, puesto que la *insolación* se modifica con la excentricidad de los parámetros orbitales, la inclinación y la precesión de los equinoccios.

Forzamiento radiativo efectivo Véase *Forzamiento radiativo*.

Forzamiento radiativo Variación, expresada en $W m^{-2}$, del flujo radiativo (la descendente menos la ascendente) en la *tropopausa* o en la parte superior de la *atmósfera*, 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. A veces los elementos impulsores internos se siguen considerando forzamientos incluso aunque se deban a su alteración en el *clima*, como por

ejemplo, las modificaciones de los *aerosoles* o los *gases de efecto invernadero* en los *paleoclimas*. El forzamiento radiativo tradicional 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 dinamicorradiativo. Cuando no contempla como variable la temperatura de la estratosfera, se denomina forzamiento radiativo *instantáneo*. El forzamiento radiativo tras contabilizar los *ajustes rápidos* se denomina *forzamiento radiativo efectivo*. 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 global anual. No debe confundirse el forzamiento radiativo con el *forzamiento radiativo de nube*, que describe una medida no relacionada del efecto de las nubes sobre el flujo radiativo en la parte superior de la atmósfera

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 exhiben respuestas diferentes a las concentraciones de dióxido de carbono en la atmósfera. Véase *Fertilización por dióxido de carbono*.

Fracción atmosférica Fracción de emisiones de CO_2 total (procedentes de combustibles fósiles y del cambio de uso del suelo) que permanecen en la *atmósfera*.

Fracción molar La fracción molar, o *coeficiente de mezcla*, 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 homogéneamente mezclados*, la fracción molar suele ser del orden de varios $\mu\text{mol mol}^{-1}$ (partes por millón: *ppm*), nmol mol^{-1} (partes por mil millones: *ppmm*) o fmol mol^{-1} (partes por billón: *ppb*). La fracción molar difiere del *coeficiente de mezcla* 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 se produzcan 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 producido 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 *antropógeno*, que absorbe y emite radiación en determinadas longitudes de onda del espectro de *radiación terrestre* 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 nítrico* (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 antropógeno, como los *halocarbonos* u otras sustancias que contienen cloro y bromo, y contemplados en el *Protocolo de Montreal*. Además del CO_2 , N_2O y CH_4 , el *Protocolo de Kyoto* contempla los gases de efecto invernadero hexafluoruro de azufre (SF_6), los hidrofluorocarbonos (*HFC*) y los perfluorocarbonos (*PFC*). Para obtener una lista de los *gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados*, véase el cuadro 2.A.1.

Gas de efecto invernadero homogéneamente mezclado Véase *Gas de efecto invernadero*.

Geoide Superficie equipotencial con el mismo geopotencial en cada latitud y longitud alrededor del planeta (los geodestas denominan a dicho potencial W_0) que más se aproxima al *nivel medio del mar*. Es la superficie de referencia para la medición de la altitud. En la práctica, existen diversas definiciones de geoide en

función del modo en que se considera la marea permanente (marea gravitacional de frecuencia cero debida al sol y la luna) en los estudios geodésicos.

Geoingeniería Vasto conjunto de métodos y tecnologías que tienen por objeto alterar deliberadamente el *sistema climático* a fin de aliviar los impactos del *cambio climático*. La mayoría de los métodos, si bien no todos ellos, tratan de: 1) reducir la cantidad de energía solar absorbida en el sistema climático (*gestión de la radiación solar*); o 2) aumentar los sumideros netos de carbono procedente de la atmósfera a una escala suficientemente grande para alterar el *clima* (*remoción de dióxido de carbono*). La escala y el propósito tienen una importancia fundamental. Dos de las principales características de los métodos de geoingeniería de especial interés son que utilizan el sistema climático o tienen efectos sobre él (por ejemplo en la atmósfera, la tierra o el océano) a nivel global o regional, y que podrían tener importantes efectos transfronterizos no intencionados. La geoingeniería difiere de la modificación artificial del tiempo y de la ingeniería ecológica, pero la divisoria puede resultar un tanto difusa (IPCC, 2012, pág. 2).

Gestión de la radiación solar Hacer referencia a la modificación intencional del balance radiativo de onda corta de la Tierra con el fin de reducir el *cambio climático* con arreglo a una *métrica* determinada (por ejemplo *temperatura en superficie*, precipitación, impactos regionales, etc.). Dos ejemplos de técnicas de gestión de la radiación solar son la inyección artificial de *aerosoles* estratosféricos y la intensificación del brillo de las nubes. Los métodos utilizados para modificar algunos elementos de respuesta rápida del balance radiativo de onda larga (como los Cirrus), si bien no son estrictamente hablando métodos de gestión de la radiación solar, pueden estar relacionados con estos. Las técnicas de gestión de la radiación solar no están contempladas en las definiciones habituales de *mitigación* y adaptación (IPCC, 2012, pág. 2). Véanse también *Radiación solar*, *Remoción de dióxido de carbono* y *Geoingeniería*.

Glaciar de flujo *Glaciar*, generalmente encajado entre paredes rocosas, que forma parte de un *manto de hielo* y lo drena. Véase también *Corriente de hielo*.

Glaciar Masa permanente de hielo sobre tierra originada por nieve comprimida; muestra evidencias del flujo pasado y presente (mediante deformación interna y/o deslizamiento de su base) y está constreñido por el estrés interno y por el rozamiento de su base y de sus lados. Los glaciares se mantienen por la acumulación de nieve en grandes altitudes, compensada por la fusión en altitudes bajas y por la descarga vertida al mar. Una masa de hielo con el mismo origen que los glaciares, pero de tamaño continental se denomina *manto de hielo*. En aras de la simplicidad, en el presente Informe de Evaluación, toda masa de hielo distinta de los mantos de hielo se denomina glaciar. Véanse también *Línea de equilibrio* y *Balance de masa (de glaciares o mantos de hielo)*.

Gradiente vertical 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.

Halocarbonos Término colectivo que designa el grupo de especies orgánicas parcialmente halogenadas, al que pertenecen los clorofluorocarbonos (*CFC*), los hidroclorofluorocarbonos (*HCFC*), los hidrofluorocarbonos (*HFC*), los halones, el cloruro de metilo y el bromuro de metilo. Muchos de los halocarbonos tienen una *potencial de calentamiento global* elevado. Los halocarbonos que contienen cloro y bromo intervienen también en el agotamiento de la *capa de ozono*.

Haloclina Capa de la columna de agua oceánica donde la salinidad varía rápidamente con la profundidad. Generalmente cuanto mayor es la salinidad del agua, más densa es, y se encuentra a mayor profundidad que el agua menos salina. En algunos océanos de latitudes altas las aguas superficiales pueden estar más frías que las aguas profundas y la haloclina es responsable de que la columna de agua se mantenga estable y de que las aguas superficiales queden aisladas de las profundas. Véase también *Termoclina*.

Halostérico Véase *Cambio de nivel del mar*.

HCFC Véase *Halocarbonos*.

HFC Véase *Halocarbonos*.

Hidroclima Parte del *clima* relacionada con la hidrología de una *región*.

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.

Hielomarino Hielo existente en la superficie del 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). La *concentración de hielo marino* es la fracción del océano cubierta de hielo. El hielo marino de menos de un año de existencia se denomina hielo de primer año. El *hielo perenne* es el hielo marino que ha sobrevivido al menos un verano, y se puede subdividir en *hielo de segundo año* y en *hielo multianual*, siendo este segundo el hielo que ha sobrevivido al menos dos veranos.

Hipsometría Distribución de la superficie de tierra o hielo como una función de altitud.

Holoceno Última de las dos épocas del sistema *Cuaternario*, que abarca desde hace 11 650 años hasta el presente (definido como 1950). Se conoce asimismo como *etapa isotópica marina 1* o *interglacial actual*.

Huella Patrón espacial y/o temporal de respuesta del *clima* a un forzamiento dado. Los patrones espaciales de respuesta del nivel del mar a la fusión de los *glaciares* o los *mantos de hielo* (u otros cambios en la carga en la superficie) también se denominan huellas. Las huellas se utilizan para detectar tales respuestas en las observaciones y suelen estimarse mediante simulaciones de *modelos climáticos* forzados.

Humedad del suelo Agua almacenada en el suelo en forma líquida o helada.

Humedad específica Determina la relación entre la masa de vapor de agua y la masa total de aire húmedo. Véase también *Humedad relativa*.

Humedad relativa Especifica la relación entre la presión de vapor del agua real y la presión de vapor de saturación del agua líquida o el hielo a la misma temperatura. Véase también *Humedad específica*.

Incertidumbre Estado de conocimiento incompleto que puede deberse a una falta de información o a un desacuerdo con respecto a lo que es conocido o incluso cognoscible. Puede reflejar diversos tipos de situaciones, desde la imprecisión en los datos hasta una definición ambigua de un concepto o término, o una *proyección* incierta de la conducta humana. Por ello, la incertidumbre puede representarse mediante valores cuantitativos (por ejemplo, una *función de densidad de probabilidad*), o mediante asertos cualitativos (que reflejen, por ejemplo, una apreciación de un equipo de expertos) (véanse Moss y Schneider, 2000; Manning y otros, 2004; y Mastrandrea y otros, 2010). Véanse también *Confianza* y *Probabilidad*.

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 cuya interpretación basada en 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 *anillos arbóreos*, los espeleotemas, las características de los corales, o ciertos datos obtenidos de sedimentos marinos y *núcleos de hielo*. Los datos indirectos se pueden calibrar de modo que ofrezcan información climática cuantitativa.

Índice climático Serie temporal construida a partir de variables climáticas que ofrecen una sinopsis combinada del estado del *sistema climático*. Por ejemplo, la diferencia entre la presión a nivel del mar en Islandia y en las Azores ofrece un índice histórico de la *Oscilación del Atlántico Norte* sencillo pero útil. En razón de sus propiedades óptimas, los índices climáticos se definen generalmente utilizando *componentes principales*, esto es, combinaciones lineales de variables climáticas en diferentes localidades que presentan una varianza máxima con sujeción a determinadas limitaciones de normalización (por ejemplo los índices del *Modo Anular del Norte* y del *Modo Anular del Sur*, principales componentes de las anomalías de presión en retículas del

hemisferio norte y del hemisferio sur, respectivamente). Para una sinopsis de las definiciones de los índices de observación establecidos, véase el recuadro 2.5. Véase también *Régimen climático*.

Inicialización de modelos Normalmente los *pronósticos climáticos* se realizan proyectando un *modelo climático* hacia el futuro desde un estado inicial que trata de reflejar el estado actual del *sistema climático*. Las observaciones disponibles del sistema climático están incorporadas en el modelo. La inicialización es un proceso complejo que está limitado por las observaciones disponibles y los errores de observación y que, en función del procedimiento utilizado, puede resultar afectado por la *incertidumbre* en la historia del forzamiento climático. Las condiciones iniciales contienen errores que se magnifican conforme el pronóstico avanza en el futuro, con lo que es limitado el tiempo para el que puede ser útil este. Véase también *Predicción climática*.

Insolación Cantidad de *radiación solar* que llega a la Tierra en función de la latitud y de la estación y se mide en $W\ m^{-2}$. 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 *Irradiación solar total*.

Interacción aerosol-nube Proceso mediante el cual una perturbación a un *aerosol* afecta a las propiedades microfísicas y el desarrollo de las nubes a través de la función que desempeñan los aerosoles como *núcleos de condensación de nube* o núcleos de hielo, en particular de maneras que afectan a la radiación o la precipitación; esos procesos también pueden incluir el efecto de las nubes y la precipitación sobre los aerosoles. La perturbación en los aerosoles puede originarse por una *fuerza antropógena* o natural. El *forzamiento radiativo* por esas interacciones tradicionalmente se ha atribuido a numerosos *efectos indirectos de los aerosoles*, pero en el presente informe solo se distinguen dos niveles de forzamiento (o efecto) radiativo, a saber:

Forzamiento (o efecto) radiativo debido a interacciones aerosol-nube Forzamiento radiativo (o *efecto radiativo*, si la perturbación se genera internamente) debido al cambio en el número o la distribución de los tamaños de las gotitas o los cristales de hielo en la nube que es el resultado aproximado de una perturbación por un aerosol, permaneciendo constantes otras variables (en particular el contenido total de agua en la nube). En las nubes líquidas, un aumento en la concentración de gotitas y en el área superficial incrementaría el *albedo* de la nube. Este efecto también se conoce como *efecto sobre el albedo de las nubes*, *primer efecto indirecto* o *efecto Twomey*. Se trata de un concepto en gran medida teórico que no se puede aislar automáticamente de las observaciones o de los modelos completos de los procesos en razón de la rapidez y ubicuidad de los *ajustes rápidos*.

Forzamiento (o efecto) radiativo efectivo debido a interacciones aerosol-nube Forzamiento (o efecto) radiativo final debido a la perturbación por un aerosol que comprende ajustes rápidos al cambio inicial en la velocidad de formación de gotitas o cristales. Entre esos ajustes se producen cambios en la potencia de *convección*, la eficiencia de precipitación, la fracción nubosa, el *período de vida* o el contenido de agua de las nubes, así como la formación o desintegración de nubes en zonas alejadas debido a la alteración de la circulación.

El forzamiento radiativo efectivo total debido a las interacciones aerosol-nube y aerosol-radiación se denomina *forzamiento radiativo efectivo por aerosol*. Véase también *Interacción aerosol-radiación*.

Interacción aerosol-radiación La interacción directa de un *aerosol* con la radiación produce *efectos radiativos*. En el presente informe se distinguen dos niveles de forzamiento (o efecto) radiativo, a saber:

Forzamiento (o efecto) radiativo debido a interacciones aerosol-radiación *Forzamiento radiativo* (o *efecto radiativo*, si la perturbación se genera internamente) de una perturbación por un aerosol debido directamente a interacciones aerosol-radiación, permaneciendo inalteradas todas las demás variables ambientales. Tradicionalmente se conoce en la literatura científica como *forzamiento (o efecto) directo por aerosol*.

Forzamiento (o efecto) radiativo efectivo debido a interacciones aerosol-radiación Forzamiento (o efecto) radiativo final debido a la perturbación por un aerosol que comprende *ajustes rápidos* al cambio inicial en radiación. Entre esos ajustes se producen cambios en la nube causados por el impacto del calentamiento radiativo en la circulación atmosférica convectiva o a gran escala; tradicionalmente se conoce como *forzamiento (o efecto) semidirecto por aerosol*.

El forzamiento radiativo efectivo total debido a las interacciones aerosol-nube y aerosol-radiación se denomina *forzamiento radiativo efectivo por aerosol*. Véase también *Interacción aerosol-nube*.

Interglaciales o interglaciaciones Períodos cálidos entre las glaciaciones de la *edad de hielo*. A menudo se definen como los períodos en que el nivel del mar fue más parecido al nivel actual. Respecto del *último interglacial*, eso ocurrió entre 129 000 y 116 000 años antes del presente (definido como 1950) aunque el período cálido comenzó en varias zonas unos cuantos miles de años antes. Con respecto al registro de *isótopos* del oxígeno, las interglaciaciones se definen como el intervalo entre el punto medio precedente a la terminación y el comienzo de la siguiente glaciación. La interglaciación actual, el *Holoceno*, comenzó hace 11 650 años antes del presente, si bien en el conjunto del planeta el nivel del mar no alcanzó su posición actual hasta hace alrededor de 7 000 años antes del presente.

Irradiación solar total (IST) Cantidad de *radiación solar* expresada en vatios por metro cuadrado (W m^{-2}) 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 solo 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 $1\,368\text{ W m}^{-2}$, con un grado de exactitud de 0,2% aproximadamente. Recientemente se ha calculado que su valor es de $1\,360,8 \pm 0,5\text{ W m}^{-2}$ para el mínimo solar alcanzado en 2008. 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). Durante un ciclo solar las variaciones en la parte ultravioleta del espectro son comparativamente mayores (en términos porcentuales) que las de la IST. Véase también *Insolación*.

Irreversibilidad El estado perturbado de un *sistema dinámico* se define como irreversible en una determinada escala temporal si la escala del tiempo necesario para que el sistema se recupere partiendo de ese estado mediante procesos naturales es significativamente mayor que la del tiempo consumido para alcanzar ese estado perturbado. En el contexto de los intervalos geofísicos globales, la escala de tiempo de interés es de entre cientos de años y miles de años. Véase también *Punto crítico*.

Isla de calor urbana (ICU) Calor relativo de una ciudad respecto de las áreas rurales circundantes, frecuentemente asociado a los cambios de *escorrentía*, los efectos en la retención de calor y las variaciones del *albedo* superficial.

Isostático o isostasia Este término caracteriza la respuesta de la tierra a las variaciones de la carga en la superficie, que comprende la respuesta a la deformación y la gravitación. Esta respuesta es elástica a pequeñas escalas temporales, como ocurre con la respuesta de la tierra y el océano a cambios recientes en la glaciación alpina, o viscoelástica a mayores escalas temporales, como ocurre con la respuesta a la última *desglaciación* tras alcanzar el *último máximo glacial*. Véase también *Ajuste isostático glacial*.

Isótopos Átomos del mismo elemento químico que tienen el mismo número de protones pero distinto número de neutrones. Algunas configuraciones de protones y neutrones son estables (isótopos estables), y otras son inestables y experimentan una desintegración radiactiva espontánea (*radioisótopos*). La mayoría de los elementos tienen más de un isótopo estable. Los isótopos se pueden utilizar para hacer un seguimiento de los procesos de transporte o estudiar los procesos que modifican la proporción isotópica. Los radioisótopos ofrecen información temporal adicional que se puede utilizar para la datación radiométrica.

Jerarquía de modelos Véase *Modelo climático (en espectro o en jerarquía)*.

La Niña Véase *El Niño-Oscilación del Sur*.

Línea de contacto Lugar en que un *glaciar* o *manto de hielo* toca la *plataforma de hielo*; lugar en que el hielo comienza a flotar. Este contacto normalmente se produce en una zona finita, más que en una línea.

Línea de equilibrio Límite promediado espacialmente en un momento dado, generalmente elegido como el mínimo estacional del *balance de masa* al final del verano, entre la región de un *glaciar* en 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.

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 también *Isostático*.

Lubricación basal Reducción de la fricción en la base de un *manto de hielo* o un *glaciar* debida a la lubricación por agua de deshielo, lo que puede permitir que el glaciar o el manto de hielo se deslicen sobre su base. El agua de deshielo puede producirse por la fundición por presión, la fricción o el calentamiento geotérmico, o bien ser el resultado del drenaje de la superficie fundida hacia la base a través de agujeros existentes en el hielo.

Manchas solares Pequeñas áreas oscuras en la superficie del Sol donde potentes campos magnéticos reducen la convección, lo que provoca una disminución de la temperatura de alrededor de 1 500 K en comparación con las regiones circundantes. Son más abundantes en los períodos de mayor *actividad solar*, y varían en particular con el *ciclo solar*.

Manto de hielo marino *Manto de hielo* que abarca una región sustancial y reposa sobre una capa ubicada bajo el nivel del mar y cuyo perímetro está en contacto con el océano. El ejemplo más conocido es el manto de hielo de la Antártida Occidental.

Manto de hielo Masa de hielo terrestre de tamaño continental y 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. Los 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 solo dos mantos de hielo, uno en Groenlandia y otro en la Antártida. En los períodos glaciales hubo otros mantos de hielo.

Marea meteorológica Aumento episódico de la altura del mar en un determinado lugar causado por condiciones meteorológicas extremas (presión atmosférica baja y/o vientos fuertes). Se define como 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 o 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 Cuerpo 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. El agua intermedia del Pacífico Norte y el agua intermedia antártica son ejemplos de masas de agua.

Masa de aire Volumen de aire extenso cuyas propiedades aproximadamente homogéneas: 1) se configuraron cuando el aire estaba situado sobre una *región* particular 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.

Metano (CH₄) Uno de los seis *gases de efecto invernadero* que el *Protocolo de Kyoto* se propone reducir. Es el componente principal del gas natural, y está asociado a todos los hidrocarburos utilizados como combustibles, a la ganadería y a la agricultura.

Método/enfoque 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 para la cantidad incierta basada en los conocimientos disponibles (opiniones de especialistas, o datos y estudios existentes). En esta primera fase, 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 disponibles y se obtiene una distribución actualizada, es decir, una distribución posterior. La actualización se realiza mediante una computación analítica o una aproximación numérica, utilizando el teorema de Bayes, formulado por el matemático británico Thomas Bayes (1702-1761).

Métrica Medición coherente de una característica de un objeto o actividad difícilmente cuantificable por otros medios. Dentro del contexto de evaluación de *modelos climáticos*, es una medida cuantitativa de conformidad entre una cantidad simulada y la observada que puede utilizarse para evaluar el desempeño de los distintos modelos.

Mineralización/Remineralización Conversión de un elemento a partir de su forma orgánica a una forma inorgánica como resultado de la descomposición microbiana. En la mineralización del nitrógeno, el nitrógeno orgánico procedente de residuos vegetales y animales en descomposición (proteínas, ácidos nucleicos, aminoazúcares y urea) se convierte en amoníaco (NH₃) y amonio (NH₄⁺) mediante la actividad biológica.

Mitigación Intervención humana encaminada a reducir las *fuentes* o potenciar los *sumideros* de *gases de efecto invernadero*.

Modelo basado en procesos Conceptos teóricos y métodos computacionales que representan y simulan el comportamiento de los sistemas en el mundo real, derivados de un conjunto de componentes funcionales y sus interacciones entre sí y el medio ambiente, a través de procesos físicos y mecánicos que se dan a lo largo del tiempo. Véase también *Modelo climático*.

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 *retroalimentación*, y que recoge todas o algunas de sus propiedades conocidas. El sistema climático se puede representar mediante modelos de diverso grado de complejidad; en otras palabras, para cada componente o conjunto de componentes es posible identificar un *espectro* o *jerarquía* de modelos que difieren en aspectos tales como el número de dimensiones espaciales, el grado en que aparecen representados explícitamente los procesos físicos, químicos o biológicos, o el grado de utilización de *parametrizaciones* empíricas. Los *modelos de circulación general atmósfera-océano (MCGAO)* acoplados proporcionan la más completa representación del sistema climático actualmente disponible. Se está evolucionando hacia modelos más complejos que incorporan química y biología interactivas. Los modelos climáticos se utilizan como herramienta de investigación para estudiar y simular el *clima* y para fines operativos, en particular *predicciones climáticas* mensuales, estacionales e interanuales. Véanse también *Modelo del sistema Tierra*, *Modelo del sistema Tierra de complejidad intermedia*, *Modelo de balance energético*, *Modelo basado en procesos*, *Modelo climático regional* y *Modelo semiempírico*.

Modelo climático regional *Modelo climático* de mayor *resolución* sobre una zona limitada. Estos modelos se utilizan para *reducir la escala* de los resultados *climáticos* globales a dominios regionales específicos.

Modelo de balance energético Modelo simplificado que analiza el *presupuesto energético* de la Tierra para contabilizar los cambios en el *clima*. En su forma más sencilla, no utiliza ninguna dimensión espacial explícita y, en ese caso, el modelo ofrece una estimación de los cambios en la temperatura media global calculada a partir de los cambios en la radiación. Este modelo del balance energético cerodimensional puede ampliarse a un modelo unidimensional o bidimensional si se consideran explícitamente los cambios en el presupuesto energético con respecto a la latitud, o a la latitud y longitud. Véase también *Modelo climático*.

Modelo de circulación general (MCG) Véase *Modelo climático*.

Modelo de circulación general atmósfera-océano (MCGAO) Véase *Modelo climático*.

Modelo de océano-placa En un *modelo climático*, descripción simplificada del océano como una capa de agua inmóvil con una profundidad de 50 a 100 m. Este tipo de modelos sirven únicamente para estimar la respuesta del *clima* a un forzamiento dado en condiciones de equilibrio, pero no la evolución de un clima con transiciones. Véase también *Experimento climático en equilibrio y en transición*.

Modelo del sistema Tierra de complejidad intermedia *Modelo climático* que trata de incluir todos los procesos del sistema Tierra más importantes de igual modo que en los modelos del sistema Tierra pero a una menor *resolución* o de un modo más sencillo e ideal.

Modelo del sistema Tierra *Modelo de circulación general atmósfera-océano* acoplado que incluye la representación del *ciclo del carbono*, lo que permite el cálculo interactivo del *CO₂* atmosférico o las *emisiones compatibles*. Asimismo puede incluir otros componentes (por ejemplo química de la atmósfera, *mantos de hielo*, vegetación dinámica o ciclo del nitrógeno, pero también modelos urbanos o de cultivos). Véase también *Modelo climático*.

Modelo semiempírico Modelo en el que los cálculos se basan en una combinación de asociaciones observadas entre las variables y las consideraciones teóricas conexas a las variables a través de principios fundamentales (por ejemplo la conservación de la energía). Por ejemplo, en los estudios sobre el nivel del mar, los modelos semiempíricos se refieren específicamente a funciones de transferencia formuladas para hacer proyecciones sobre *cambios en el nivel medio del mar* global en el futuro o contribuir a esas proyecciones, partiendo de cambios en la *temperatura media global en superficie* o del *forzamiento radiativo* previstos en el futuro.

Modo Anular del Norte (MAN) Fluctuación invernal de la amplitud de un patrón caracterizado por bajas presiones en superficie en la región ártica y fuertes vientos del oeste en latitudes medias. El MAN está vinculado al vórtice polar septentrional hasta la altura de la *estratosfera*. Exhibe un patrón que tiende hacia el Atlántico Norte, y su índice está estrechamente correlacionado con el de la *Oscilación del Atlántico Norte*. Véase el índice MAN, recuadro 2.5.

Modo Anular del Sur (MAS) Principal modo de variabilidad de la altura geopotencial del hemisferio sur, asociado con modificaciones en la latitud de la corriente de latitudes medias. Véase el índice MAS, recuadro 2.5.

Modo de variabilidad climática Estructura espacio-temporal subyacente con una configuración espacial y una variación temporal preferidas que ayudan a considerar los rasgos brutos en la varianza y a efectos de *teleconexiones*. Generalmente se considera que un modo de variabilidad es el producto de un *patrón climático* y una serie temporal conexas del *índice climático*.

Modos anulares Véanse *Modo Anular del Norte* y *Modo Anular del Sur*.

Monzón En las regiones tropical y subtropical, 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 Patrón de circulación horizontal del océano a escala de cuenca con flujo lento de circulación en torno a la cuenca oceánica, 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 altas presiones en el centro de la rotación; las rotaciones subpolares están asociadas a la presencia de bajas presiones.

Nivel del mar equivalente (NME) El equivalente en nivel del mar de una masa de agua (hielo, líquido o vapor) es esa masa, convertida en volumen utilizando una densidad de $1\,000\text{ kg m}^{-3}$ y dividida por la superficie que ocupa el océano en el momento actual, esto es $3,625 \times 10^{14}\text{ m}^2$. Por tanto 362,5 Gt de masa de agua añadida al océano causaría 1 mm de elevación global en el *nivel medio del mar*. Véase también *Cambio de nivel del mar*.

Nivel del mar extremo Véase *Marea meteorológica*.

Nivel del mar relativo Nivel del mar medido mediante un *mareógrafo* respecto de la tierra sobre el que se sitúa. Véanse también *Nivel medio del mar* y *Cambio de nivel del mar*.

Nivel medio del mar Nivel de la superficie del océano en un punto particular promediado durante un período de tiempo prolongado como un mes o un año. A menudo se utiliza como dato de referencia nacional para las alturas en tierra.

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*. Véanse también *Caos* y *Predictibilidad*.

Núcleo de hielo Cilindro de hielo extraído mediante perforación de un *glaciar* o de un *manto de hielo*.

Núcleos de condensación de nube (NCN) Subconjunto de partículas de *aerosoles* que actúan como centros de condensación de agua en estado líquido, que pueden generar microgotas de nube, en condiciones normales de formación de nubes. El principal factor que determina qué partículas de aerosol pueden formar núcleos de condensación de nube para un mismo nivel de supersaturación es el tamaño.

Ola de calor Período de tiempo anormalmente caluroso e incómodo. Véase también *Episodio cálido*.

Oscilación cuasibienal Oscilación casi periódica del viento zonal ecuatorial entre vientos del este y vientos del oeste en la *estratosfera* tropical con un período medio de alrededor de 28 meses. Los vientos máximos alternantes descienden desde la base de la mesosfera hacia la *tropopausa* y están impulsados por la energía ondulatoria que se propaga hacia arriba desde la *troposfera*.

Oscilación decenal del Pacífico (ODP) Configuración y serie temporal de la primera función ortogonal empírica de *temperatura superficial del mar* en el Pacífico Norte al norte de los 20°N. La ODP ampliada de modo que abarque toda la cuenca del Pacífico se conoce como la Oscilación interdecenal del Pacífico. Ambas oscilaciones, la decenal y la interdecenal, muestran una evolución temporal parecida. Véase también *Variabilidad decenal del Pacífico*.

Oscilación del Atlántico Norte (OAN) Oscilación consistente en variaciones de signo opuesto de la presión en superficie 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 extratropicales* subsumidos junto con los frentes a estos asociados. Véase el índice OAN, recuadro 2.5.

Oscilación del Sur Véase *El Niño-Oscilación del Sur (ENOS)*.

Oscilación Madden-Julian Principal elemento individual responsable de la variabilidad atmosférica intraestacional (períodos de 30 a 90 días). Esta oscilación se propaga hacia el este a una velocidad de alrededor de 5 m s^{-1} en forma de acoplamiento a gran escala entre la circulación atmosférica y una *convección* profunda. Conforme va progresando, se asocia con amplias regiones, que experimentan precipitación aumentada o precipitación disminuida, principalmente en el océano Índico y el océano Pacífico Occidental.

Cada fenómeno de la oscilación Madden-Julian dura aproximadamente entre 30 y 60 días, y de ahí que se la conozca como la oscilación de 30 a 60 días, o como la oscilación intraestacional.

Oscilación/variabilidad multidecenal atlántica (OMA/VMA) Fluctuación multidecenal (entre 65 y 75 años) de las *temperaturas superficiales del mar* del Atlántico Norte, que pasaron por fases más cálidas entre 1860 y 1880 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 $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Véase el índice de la OMA, recuadro 2.5.

Oscurecimiento global Disminución generalizada de la *radiación solar* percibida en la superficie de la Tierra entre 1961 y aproximadamente 1990.

Óxido nitroso (N_2O) Uno de los seis *gases de efecto invernadero* que el *Protocolo de Kyoto* se propone reducir. La *fuerza antropogénica* principal de óxido nitroso es la agricultura (la gestión del suelo y del estiércol), pero hay también aportaciones importantes provenientes del tratamiento de aguas residuales, del quemado de combustibles fósiles y de los procesos industriales químicos. El óxido nitroso es también producido naturalmente por muy diversas fuentes biológicas presentes en el suelo y en el agua, y particularmente por la acción microbiana en los *bosques* tropicales húmedos.

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 en el 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*, técnica utilizada para representar procesos que no es posible resolver explícitamente como consecuencia de la *resolución* espacial o temporal del modelo (procesos a escala de subretícula), mediante relaciones existentes entre las variables en mayor escala resueltas por el modelo y el efecto, promediado en área o a lo largo del tiempo, de tales procesos de escala subreticular.

Parámetro de retroalimentación climática Medio para cuantificar la respuesta radiativa del *sistema climático* a un cambio de la *temperatura media global en superficie* inducido por un *forzamiento radiativo*. Varía inversamente a la *sensibilidad climática efectiva*. Formalmente, el parámetro de retroalimentación climática (α ; unidades: $\text{W m}^{-2}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) se define como: $\alpha = (\Delta Q - \Delta F) / \Delta T$, donde Q es el forzamiento radiativo medio global, T es la temperatura media global del aire en superficie, F es el flujo de calor hacia el océano, y Δ representa una variación respecto a un *clima* no perturbado.

Parámetro de sensibilidad climática Véase *Sensibilidad climática*.

Patrón climático Conjunto de coeficientes variables en función del espacio que se obtienen por "proyección" (regresión) de variables climáticas en una serie temporal de un *índice climático*. En ciencia climática, cuando el índice climático es un componente principal, el patrón climático es un autovalor de la matriz de covarianza denominado *función ortogonal empírica*.

Patrón de teleconexión Mapa de correlaciones elaborado mediante el cálculo de la correlación entre variables en distintos lugares espaciales y un *índice climático*. Se trata de un caso especial de *patrón climático* obtenido para variables normalizadas y un índice climático normalizado, es decir, las variables y el índice están centrados y a escala de modo que su media sea cero, y su varianza uno. Los mapas de teleconexión de un punto se elaboran mediante la elección de una variable en una de las ubicaciones para que constituya el índice climático. Véase también *Teleconexión*.

Patrón Pacífico-Norteamérica (PNA) Patrón atmosférico ondulatorio 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 el índice de patrón PNA, recuadro 2.5.

Pequeña edad de hielo Intervalo durante el último milenio caracterizado por varias expansiones importantes de los *glaciares* de montaña y regresiones moderadas entre ellas, tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur. El momento en que se produjo el avance glacial difiere entre unas *regiones* y otras y, por consiguiente, la pequeña edad de hielo no está claramente definida en el tiempo. La mayoría de las definiciones sitúan sus límites entre los años 1400 y 1900 a.C. Las *reconstrucciones* actualmente disponibles de la temperatura media en el hemisferio norte indican que los períodos más fríos a escala hemisférica pueden haberse dado entre 1450 y 1850 a.C.

Percentiles Conjunto de los valores de una partición que divide la población total de una distribución en partes iguales centesimales, siendo el percentil 50° el correspondiente a la *mediana* de la población.

Período cálido medieval (PCM) Período de condiciones relativamente cálidas y otras notables anomalías climáticas como *sequías* más extensas en algunas *regiones* continentales. Los límites de este período no están claramente definidos, habiendo distintos registros que muestran el comienzo y la terminación de las condiciones cálidas en diferentes momentos, y otros que muestran condiciones cálidas intermitentes. La mayoría de las definiciones sitúan esos límites en el lapso entre los años 900 y 1400 d.C. Las *reconstrucciones* actualmente disponibles de la temperatura media del hemisferio norte indican que el período más cálido a escala hemisférica puede haber ocurrido entre los años 950 y 1250 d.C. Los registros y las reconstrucciones de la temperatura actualmente disponibles indican que las temperaturas medias durante partes del PCM fueron de hecho más cálidas en el contexto de los últimos 2 000 años, aunque puede que las condiciones cálidas no hayan sido tan generalizadas en las estaciones y las regiones geográficas como lo han sido en el siglo XX. También se denomina *Anomalía climática medieval*.

Período de ajuste Véase *Período de vida*. Véase también *Tiempo de respuesta*.

Período de renovación Véase *Período de vida*.

Período de retorno Estimación del intervalo de tiempo medio transcurrido entre distintos sucesos de un episodio (por ejemplo, una crecida o lluvias extremas) de (o mayores/menores de) un tamaño o intensidad definidos. Véase también *Valor de retorno*.

Período de vida atmosférico Véase *Período de vida*.

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) (*período de vida atmosférico global*) Cociente entre la masa M de un *reservorio* (por ejemplo, de un gas componente de la *atmósfera*) y la tasa total S de remoción del reservorio: $T = M / S$. Para cada proceso de remoción 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 *fuentes*. El *período de semidesintegración* o *decaimiento constante* se utiliza para cuantificar un proceso de decaimiento exponencial de primer orden. Véase *Tiempo de respuesta* para una definición relativa a las variaciones climáticas.

Para simplificar, el *período de ajuste* se denomina en ocasiones *período de vida*.

En los casos simples, en que la remoción global 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 removido de la atmósfera únicamente mediante procesos fotoquímicos en la *estratosfera*. En otros casos más complicados en los que intervienen varios reservorios o en los que la remoción

no es proporcional a la masa total, la igualdad $T = T_a$ no se cumple. El *dióxido de carbono (CO₂)* es un ejemplo extremo. Su período de renovación es del orden de tan solo cuatro años, debido a su rápido intercambio entre la atmósfera y el océano y la biota terrestre. Sin embargo, gran parte de ese CO₂ es reemitido a la atmósfera en pocos años. Así, el período de ajuste del CO₂ en la atmósfera está determinado, de hecho, por la tasa de remoción de carbono desde la capa superficial de los océanos hacia sus capas más profundas. Aunque el período de ajuste del CO₂ en la atmósfera puede cifrarse en unos 100 años, el ajuste real es al principio más rápido, y más lento posteriormente. En el caso del *metano (CH₄)*, el período de ajuste es diferente del período de renovación, dado que la remoción se produce principalmente mediante una reacción química con el radical hidroxilo (OH), cuya concentración depende de la concentración de CH₄. Por consiguiente, la tasa S de remoción de CH₄ no es proporcional a la masa total M.

Permafrost cerca de la superficie Término frecuentemente utilizado en las aplicaciones de los *modelos climáticos* como referencia al *permafrost* situado en profundidades cercanas a la superficie del terreno (normalmente hasta 3,5 m). En los estudios de modelación, el permafrost cerca de la superficie generalmente se define en promedios climáticos de los últimos 20 ó 30 años, que difiere de la definición tradicional de permafrost. La desaparición del permafrost cerca de la superficie en un lugar no impide la persistencia a más largo plazo de permafrost a mayor profundidad. Véanse también *Capa activa*, *Terreno congelado* y *Termokarst*.

Permafrost Terreno (suelo o roca, junto con el hielo y la materia orgánica que contienen) que permanece a un máximo de 0 °C durante al menos dos años consecutivos. Véase también *Permafrost cerca de la superficie*.

pH Unidad sin dimensiones que mide el 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 $\text{pH} = -\log_{10}(\text{H}^+)$. Así, cuando el pH disminuye en una unidad, 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 el *zooplancton*, que se alimenta de fitoplancton.

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 muy 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 la mayor parte del hielo vertido al mar desemboca en ese tipo de formaciones.

Pleistoceno Primera época de las dos de que consta el sistema *Cuaternario*, que abarca desde hace 2,59 millones de años hasta el comienzo del *Holoceno*, hace 11 650 años.

Plioceno Última era del sistema *Neógeno*, que abarca desde hace 5,33 millones de años hasta el comienzo del *Pleistoceno*, hace 2,59 millones de años.

Potencial de calentamiento global (PCM) Índice basado en las propiedades radiativas de los *gases de efecto invernadero*, que mide el *forzamiento radiativo* obtenido de los impulsos de emisión en la *atmósfera* actual, de una unidad de masa de cierto gas de efecto invernadero, integrado a lo largo de un plazo de tiempo dado, en comparación con el causado por el *dióxido de carbono*. El PCM representa el efecto conjunto del diferente período de permanencia de esos gases y de su eficacia relativa como causante de un forzamiento radiativo. El *Protocolo de Kyoto* está basado en el PCM asociado a los impulsos de emisión en un período de 100 años.

Precusores Compuestos atmosféricos que no son *gases de efecto invernadero* ni *aerosoles*, pero que influyen en la concentración de aquellos por intervenir en procesos físicos o químicos que regulan su tasa de producción o de destrucción.

Predicción climática Una predicción climática o *pronóstico climático* es el resultado de un intento de obtener (a partir de un estado particular del *sistema climático*) una estimación de la evolución real del *clima* en el futuro, por ejemplo

a escalas de tiempo estacionales, interanuales o decenales. Como la evolución futura del sistema climático puede ser muy sensible a las condiciones iniciales, estas predicciones suelen tener carácter probabilístico. Véanse también *Proyección climática*, *escenario climático*, *Inicialización de modelos* y *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 climáticas* son, por consiguiente, también imperfectos, y el sistema climático es inherentemente *no lineal* y *caótico*, todo lo cual hace que la predictibilidad del sistema climático sea inherentemente limitada. Incluso aunque se utilicen modelos y observaciones arbitrariamente precisos, existen limitaciones a la predictibilidad de un sistema no lineal como el clima (AMS, 2000).

Preindustrial Véase *Revolución industrial*.

Presupuesto energético (de la Tierra) La Tierra es un sistema físico con un presupuesto energético que incluye todas las ganancias de la energía entrante y todas las pérdidas de la energía saliente. El presupuesto energético de la Tierra se determina midiendo toda la energía que entra en el sistema Tierra proveniente del Sol, toda la energía que se pierde en el espacio, y toda la energía que permanece en la Tierra y su *atmósfera*. La *radiación solar* es la fuente de energía dominante en el sistema Tierra. La energía solar entrante puede ser dispersada y reflejada por las nubes y los *aerosoles* o ser absorbida en la atmósfera. Posteriormente la radiación transmitida se absorbe o se refleja en la superficie de la Tierra. El *albedo* medio de la Tierra es de alrededor de 0,3, lo que implica que el 30% de la energía solar que incide en la Tierra se refleja al espacio, mientras que el 70% se absorbe por la Tierra. La energía solar radiante o de onda corta se transforma en calor sensible, energía latente (en distintos estados del agua), energía potencial y energía cinética antes de emitirse como *radiación infrarroja*. Con una temperatura media en la superficie de la Tierra de alrededor de 15 °C (288 K), el principal flujo de energía saliente está en la zona del infrarrojo del espectro. Véanse también *Balance energético*, *Flujo de calor latente* y *Flujo de calor sensible*.

Probabilidad Posibilidad de que ocurra un determinado evento, siempre que sea posible estimarla por métodos probabilísticos. Se expresa en este informe mediante una terminología estándar definida en el cuadro 1.1. Véase también *Confianza* e *Incertidumbre*.

Producción primaria bruta Cantidad de carbono fijada por los organismos autótrofos (por ejemplo plantas y algas).

Pronóstico climático Véase *Predicción climática*.

Protocolo de Kyoto El Protocolo de Kyoto de la *Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC)* fue adoptado en 1997 en Kyoto, Japón, en el tercer período de sesiones de la Conferencia de las Partes (CP) 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 *antropógenas* de *gases de efecto invernadero* (*dióxido de carbono*, *metano*, *óxido nítrico*, hidrofluorocarbonos, perfluorocarbonos y hexafluoruro de azufre) en un 5% como mínimo respecto de los niveles de 1990. El Protocolo de Kyoto entró en vigor el 16 de febrero de 2005.

Protocolo de Montreal El Protocolo de Montreal relativo a las sustancias que agotan 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 climática Respuesta simulada del *sistema climático* a diversos *escenarios* de emisiones o de concentraciones de *gases de efecto invernadero* y *aerosoles*, frecuentemente basada en simulaciones mediante *modelos climáticos*. Las proyecciones climáticas se diferencian de las *predicciones climáticas* por su dependencia del escenario de emisiones/concentraciones/*forzamiento radiativo*

utilizado, basado en supuestos relativos, por ejemplo, a un devenir socioeconómico y tecnológico que puede o no materializarse. Véase también *Escenario climático*.

Proyección Evolución futura que podría seguir una magnitud o un conjunto de magnitudes, generalmente calculada mediante un modelo. A diferencia de las predicciones, las proyecciones están condicionadas por supuestos relativos, por ejemplo, a eventualidades socioeconómicas y tecnológicas futuras que podrían o no hacerse realidad. Véase también *Proyección climática* y *Predicción climática*.

Punto crítico En el *clima*, umbral crítico hipotético en el que el clima global o regional *cambia* de un estado estable a otro estado estable. Los episodios de punto crítico pueden ser irreversibles. Véase también *Irreversibilidad*.

Radiación de onda corta Véase *Radiación solar*.

Radiación de onda larga Véase *Radiación terrestre*.

Radiación infrarroja Véase *Radiación terrestre*.

Radiación saliente de onda larga Radiación saliente neta en la zona del infrarrojo del espectro en la parte superior de la *atmósfera*. Véase también *Radiación terrestre*.

Radiación solar entrante Véase *Insolación*.

Radiación solar Radiación electromagnética emitida por el Sol con un espectro electromagnético próximo al de un cuerpo negro con una temperatura de 5 770 K. La radiación es máxima en el espectro visible. Cuando se compara con la *radiación terrestre*, se suele denominar *radiación de onda corta*. Véanse también *Insolación* e *Irradiación solar total (IST)*.

Radiación terrestre Radiación emitida por la superficie de la Tierra, por la *atmósfera* y por las nubes. Se denomina también *radiación infrarroja térmica* o *radiación de onda larga*, 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*) más largas que la del rojo en la parte visible del espectro. El espectro de la radiación terrestre es casi completamente distinto del de la radiación de onda corta o solar, debido a la diferencia de temperaturas entre el Sol y el sistema Tierra-atmósfera. Véase también *Radiación saliente de onda larga*.

Radioisótopos cosmogénicos *Isótopos* radiactivos raros que se forman por la interacción de partículas de rayos cósmicos de alta energía con núcleos de átomos. Se utilizan frecuentemente como indicadores de la *actividad solar* que modula la intensidad de los rayos cósmicos o como trazadores de procesos de transporte atmosférico, y se denominan también *radionucleidos cosmogénicos*.

Rango diario de temperatura Diferencia entre la temperatura máxima y mínima a lo largo de un período de 24 horas.

Reanálisis Estimaciones de la temperatura atmosférica y el viento o de la temperatura oceanográfica y las corrientes y de otras magnitudes en el pasado, basadas en el procesamiento de datos meteorológicos u oceanográficos referentes a períodos anteriores mediante determinados modelos avanzados de predicción del tiempo o de la circulación oceánica con técnicas de asimilación de datos. La utilización de técnicas fijas de asimilación de datos evita los efectos provocados por los cambios de método de análisis en los análisis operacionales. Aunque la continuidad ha mejorado, los reanálisis globales siguen adoleciendo de una cobertura variable y de sesgos en los sistemas de observación.

Reconstrucción (de variables climáticas) Criterios para reconstruir las características temporales y espaciales del pasado de variables climáticas a partir de predictores. Los predictores pueden ser datos instrumentales, si la reconstrucción se utiliza para introducir datos que falten, o datos *indirectos*, si esta se utiliza para elaborar reconstrucciones *paleoclimáticas*. A dicho efecto se han desarrollado diversas técnicas: métodos de regresión lineal multivariable y métodos no lineales *bayesianos* y analógicos.

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 globales con *resolución* espacial variable o de modelos globales

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 modelo utilizado sigue siendo una importante limitación en la calidad de la información a escalas reducidas.

Reforestación Plantación de *bosques* en tierras que ya habían contenido bosque pero que habían sido destinadas a otro uso. El término bosque y otros términos de naturaleza similar, como *forestación*, *reforestación* y *deforestación*, aparecen explicados en el Informe especial del IPCC sobre uso del suelo, cambio de uso del suelo y silvicultura (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 climático Estado del *sistema climático* que se da con mayor frecuencia que otros estados cercanos debido a una mayor persistencia o una recurrencia más frecuente; en otras palabras, es un grupo en el espacio de estados climáticos asociado a un máximo local en la *función de densidad de probabilidad*.

Región Territorio caracterizado por determinados rasgos geográficos y climatológicos. El *clima* de una región resulta afectado por rasgos de escala regional y local, como la topografía, las características del *uso del suelo* y los lagos, así como por influencias provenientes de regiones distantes. Véase también *Teleconexión*.

Remoción de dióxido de carbono Los métodos de remoción de dióxido de carbono se refieren a un conjunto de técnicas cuyo objetivo es remover CO_2 directamente de la *atmósfera* por medio de: 1) aumentar los *sumideros* naturales de carbono, o 2) utilizar ingeniería química para remover el CO_2 , con el propósito de reducir la concentración de CO_2 atmosférico. Dichos métodos se centran en el océano, la tierra y los sistemas técnicos, y comprenden métodos como la *fertilización con hierro*, la *forestación* a gran escala y la extracción directa de CO_2 de la atmósfera utilizando medios químicos de ingeniería. Algunos métodos de remoción de dióxido de carbono se clasifican en la categoría de *geoingeniería*, si bien otros son de índole diferente; la distinción entre unos y otros se basa en la magnitud, la escala y el impacto de las actividades particulares de remoción de dióxido de carbono. El límite entre la remoción de dióxido de carbono y la *mitigación* no está clara y podría existir un cierto solapamiento entre ambos conceptos a la vista de sus actuales definiciones (IPCC, 2012, pág. 2). Véase también *Gestión de la radiación solar*.

Reserva Véase *Reservorio*.

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 *depósito* (obsérvese que la definición de depósito suele abarcar también la atmósfera). La cantidad absoluta de una determinada sustancia en un reservorio durante un tiempo dado se denomina *reserva*.

Resolución En los *modelos climáticos*, este término hace referencia a la distancia física (metros o grados) entre cada punto sobre la cuadrícula utilizada para calcular las ecuaciones. La *resolución temporal* hace referencia al paso temporal o tiempo transcurrido entre los distintos momentos en que se realizan los cálculos de las ecuaciones para cada modelo.

Respiración autotrófica *Respiración* de organismos (por ejemplo, plantas y algas) *fotosintéticos* (véase *fotosíntesis*).

Respiración heterotrófica Conversión de materia orgánica en *dióxido de carbono* por organismos no autótrofos.

Respiración Proceso en virtud del cual los organismos vivos convierten la materia orgánica en *dióxido de carbono*, liberando energía y consumiendo oxígeno molecular.

Respuesta climática transitoria a las emisiones de CO_2 acumuladas Cambio transitorio en la *temperatura media global en superficie* por unidad de emisión de CO_2 acumulado, generalmente 1 000 petagramos de carbono (PgC).

Combina tanto información sobre la *fracción atmosférica* de emisiones de CO_2 acumulado (la fracción del CO_2 total emitido que permanece en la *atmósfera*) como sobre la *respuesta climática transitoria*.

Respuesta climática transitoria Véase *Sensibilidad climática*.

Respuesta climática Véase *Sensibilidad climática*.

Retroalimentación clima-ciclo del carbono *Retroalimentación climática* que comprende modificaciones en las propiedades del *ciclo del carbono* en la tierra y el océano en respuesta al *cambio climático*. En el océano, las modificaciones en la temperatura y la circulación oceánica podrían afectar al flujo de CO_2 entre la *atmósfera* y el océano; en los continentes, la modificación del clima podría afectar a la *fotosíntesis* que realizan las plantas y a la *respiración* microbiana en el suelo y, por ende, al flujo de CO_2 entre la atmósfera y la *biosfera* del suelo.

Retroalimentación climática Interacción en la que una perturbación en una magnitud climática causa un cambio en una segunda magnitud, y el cambio en esta conduce en última instancia a un cambio añadido en la primera magnitud. Se experimenta una *retroalimentación* negativa cuando la perturbación inicial se debilita por los cambios que esta provoca; y se experimenta una positiva, cuando se amplifica por los cambios que provoca. En el presente Informe de Evaluación, generalmente se utiliza una definición un poco más restringida en la que la magnitud climática que se perturba es la *temperatura media global en superficie*, que a su vez provoca cambios en el balance de radiación global. En cualquier caso, la perturbación inicial puede forzarse de forma externa o bien originarse como parte de la *variabilidad interna*. Véase también *Parámetro de retroalimentación climática*.

Retroalimentación de nube *Retroalimentación climática* que comporta cambios en alguna de las propiedades de las nubes en respuesta a un cambio en la temperatura media local o global en superficie. Para comprender las retroalimentaciones de nube y determinar su magnitud y su signo hay que conocer previamente en qué manera afectan las variaciones del *clima* al espectro de tipos de nube, a la fracción de nubes, a la altura y a las propiedades radiativas de las nubes, y estimar el impacto de esos cambios en el balance de radiación de la Tierra. En la actualidad, las retroalimentaciones de nube constituyen la mayor fuente de *incertidumbre* en las estimaciones de la *sensibilidad climática*. Véase también *Efecto radiativo de nube*.

Retroalimentación hielo-albedo *Retroalimentación climática* que comporta cambios en el albedo de la superficie de la Tierra. El *albedo* de la nieve y el hielo es mucho más elevado (hasta $\sim 0,8$) que el del promedio del conjunto del planeta ($\sim 0,3$). Está previsto que con el aumento de las temperaturas disminuya la extensión de nieve y hielo, con lo que el albedo de toda la Tierra descenderá y se absorberá más *radiación solar*, lo que hará que la Tierra se caliente más.

Retroalimentación Véase *Retroalimentación climática*.

Retroanálisis o predicción retrospectiva Predicción realizada para un período del pasado utilizando únicamente información disponible antes del comienzo del período de la predicción. Se puede utilizar una secuencia de análisis retrospectivos para calibrar el sistema de predicción y ofrecer una medida del nivel medio de competencia demostrado por el sistema de predicción en el pasado como guía para el nivel de competencia que cabe esperar de él en el futuro.

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 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 fósiles y de las emisiones, particularmente de *dióxido de carbono* 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 equilibrio Véase *Sensibilidad climática*.

Sensibilidad climática efectiva Véase *Sensibilidad climática*.

Sensibilidad climática En los informes del IPCC, la *sensibilidad climática en equilibrio* (unidades: °C) denota el cambio en condiciones de equilibrio (estado constante) de la *temperatura media global en superficie* por efecto de una duplicación de la *concentración de dióxido de carbono-equivalente* atmosférica. 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 determinada por los procesos atmosféricos. Pueden utilizarse modelos eficientes conducentes a condiciones de equilibrio con un océano dinámico. El *parámetro de sensibilidad climática* (unidades: °C (W m⁻²)⁻¹) denota el cambio de equilibrio de la temperatura media global anual en superficie de resultados de un cambio unitario de *forzamiento radiativo*.

La *sensibilidad climática efectiva* (unidades: °C) es una estimación de la respuesta de la temperatura media global en superficie a la duplicación de la concentración de *dióxido de carbono* que se evalúa a partir de resultados de modelos o de observaciones para evolucionar hacia condiciones de desequilibrio. Es un indicador de la intensidad de las *retroalimentaciones climáticas* en un instante dado, y puede variar en función de la historia del forzamiento y del estado *climático*, y, por consiguiente, puede diferir de la sensibilidad climática en equilibrio.

La *respuesta climática transitoria* (unidades: °C) es la variación de la temperatura media global en superficie promediada a lo largo de un período de 20 años, centrada en el instante de duplicación del dióxido de carbono atmosférico, en una simulación de un modelo climático en el que el CO₂ registra un incremento de un 1% anual. Denota la magnitud y rapidez de la respuesta de la temperatura en superficie al forzamiento por *gases de efecto invernadero*.

Sensibilidad del sistema Tierra Respuesta de la temperatura de equilibrio del sistema *atmósfera-océano-criosfera-vegetación-ciclo del carbono* acoplado ante una duplicación de la concentración de CO₂ atmosférico. Habida cuenta de que este factor permite que los componentes del *sistema climático* que reaccionan con lentitud (por ejemplo los *mantos de hielo* o la vegetación) se ajusten a la perturbación externa, puede diferir sustancialmente de la *sensibilidad climática* derivada de los modelos *atmósfera-océano* acoplados.

Sequía Período de condiciones anormalmente secas durante suficiente tiempo para causar un desequilibrio hidrológico grave. El término sequía es relativo; por tanto, ningún examen sobre déficit de precipitaciones debe referirse a la particular actividad conexas a las precipitaciones objeto de examen. Por ejemplo, la escasez de precipitaciones durante el período de crecimiento incide en la producción de los cultivos o la función de los *ecosistemas* en general (debido al déficit de *humedad del suelo*, también denominado *sequía agrícola*), y durante la estación de *escorrentía* y percolación afecta principalmente a los aportes hídricos (*sequía hidrológica*). La humedad y las aguas subterráneas almacenadas por el suelo también resultan afectadas por los aumentos en la *evapotranspiración* real y por las disminuciones en la precipitación. Todo período con déficit anormal de precipitación se define como *sequía meteorológica*. Las *megasequías* son sequías prolongadas y extensas, que duran mucho más de lo normal, generalmente un decenio o más. Para los índices correspondientes, véase el recuadro 2.4.

Sistema climático Sistema muy complejo que consta de cinco componentes principales: *atmósfera*, *hidrosfera*, *criosfera*, *litosfera* y *biosfera*, y de las interacciones entre ellos. El sistema 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 *antropógenos*, como el cambio de composición de la atmósfera o el *cambio de uso del suelo*.

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. Véanse también *Cambio climático abrupto*, *Caos*, *No linealidad* y *Predictibilidad*.

Subducción Proceso oceánico consistente en que las aguas superficiales penetran al interior del océano desde la capa mixta superficial por *bombeo Ekman* y *advección* lateral. Esto último sucede cuando las aguas superficiales son transportadas por advección a una región en que la capa superficial local es menos densa, por lo que termina deslizándose bajo la capa superficial, generalmente sin que su densidad varíe.

Sucesos Dansgaard-Oeschger Episodios abruptos caracterizados en los *núcleos de hielo* de Groenlandia y en los registros *paleoclimáticos* del Atlántico Norte por un estado glacial frío seguido de una rápida transición a una fase más cálida y un posterior enfriamiento lento hasta volver a las condiciones glaciales. También en otras regiones se observan manifestaciones similares de sucesos Dansgaard-Oeschger.

Sumidero Todo proceso, actividad o mecanismo que sustrae de la *atmósfera* un *gas de efecto invernadero*, un *aerosol*, o un *precursor* de cualquiera de ellos.

Talik Capa del suelo en áreas de *permafrost* que permanece deshelada todo el año.

Teleconexión Asociación estadística entre las variables climáticas en lugares geográficos fijos muy distantes entre sí. Las teleconexiones están causadas por grandes estructuras espaciales como modos de variabilidad *océano-atmósfera* acoplados a escala de cuenca, trenes de ondas de Rossby, corrientes de latitudes medias y *trayectorias de tormentas*, etc. Véase también *Patrón de teleconexión*.

Temperatura del aire en la superficie terrestre Temperatura del aire medida en abrigos bien ventilados, en una superficie terrestre, a 1,5 m de altura sobre el terreno.

Temperatura del suelo Se puede medir o modelizar a muchos niveles en el intervalo de profundidad del suelo.

Temperatura en superficie Véanse *Temperatura media global en superficie*, *Temperatura del aire en la superficie terrestre* y *Temperatura superficial del mar*.

Temperatura media global en superficie Estimación de la temperatura media global 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 global ponderado en área de la anomalía de *temperatura superficial del mar* y de la anomalía de *temperatura del aire en la superficie terrestre*.

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 la década de 1940, 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 experimentado un proceso de *subducción* y han sido 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.

Termostérico Véase *Cambio de nivel del mar*.

Terreno congelado Suelo o masa rocosa en los que el *agua de los poros* se encuentra total o parcialmente congelada. El *permafrost* es un caso particular de terreno congelado. Cuando experimenta un ciclo anual de congelación-fusión se denomina *terreno estacionalmente congelado*.

Terreno estacionalmente congelado Véase *Terreno congelado*.

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 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 del orden de varios meses. En los océanos, debido a su gran capacidad calorífica, el tiempo de respuesta es mucho mayor, del orden de decenios, 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 traza.

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 tormentas Originalmente denotaba la trayectoria de un determinado sistema atmosférico ciclónico, pero en la actualidad suele designar, en términos más generales, la principal *región* barrida por la trayectoria de una perturbación extratropical descrita en términos de sistemas de baja presión (ciclónicos) y de alta presión (anticiclónicos).

Trayectorias de concentración ampliadas Véase *Trayectorias de concentración representativas*.

Trayectorias de concentración representativas (RCP) Escenarios que abarcan series temporales de emisiones y concentraciones de la gama completa de *gases de efecto invernadero* y *aerosoles* y gases químicamente activos, así como el *uso del suelo* y la cubierta terrestre (Moss y otros, 2008). La palabra *representativa* significa que cada trayectoria de representación ofrece uno de los muchos posibles escenarios que conducirían a las características específicas de *forzamiento radiativo*. La palabra *trayectoria* hace hincapié en que únicamente son de interés los niveles de concentración a largo plazo, pero también indica el camino seguido a lo largo del tiempo para llegar al resultado en cuestión (Moss y otros, 2010).

Las trayectorias de concentración representativas generalmente hacen referencia a la parte de la trayectoria de concentración hasta 2100, para las cuales los modelos de evaluación integrados han producido los correspondientes *escenarios de emisión*. Las *trayectorias de concentración ampliadas* describen ampliaciones de las trayectorias de concentración representativas de 2100 a 2500 calculadas utilizando normas sencillas generadas a partir de las consultas con las partes interesadas y no representan escenarios plenamente coherentes.

En el presente Informe de Evaluación del IPCC se han seleccionado de la literatura publicada las siguientes cuatro trayectorias de concentración representativas elaboradas a partir de modelos de evaluación integrados como base para las *predicciones climáticas* y las *proyecciones climáticas* presentadas en los capítulos 11 a 14:

RCP 2,6 Trayectoria en la que el forzamiento radiativo alcanza el valor máximo a aproximadamente 3 W m^{-2} antes de 2100 y posteriormente disminuye (la correspondiente trayectoria de concentración ampliada en el supuesto de que sean constantes las emisiones después de 2100).

RCP 4,5 y RCP 6,0 Dos *trayectorias de estabilización* intermedias en las cuales el forzamiento radiativo se estabiliza aproximadamente

a $4,5 \text{ W m}^{-2}$ y 6 W m^{-2} después de 2100 (la correspondiente trayectoria de concentración ampliada en el supuesto de que sean constantes las concentraciones después de 2150).

RCP 8,5 Trayectoria alta para la cual el forzamiento radiativo alcanza valores superiores a $8,5 \text{ W m}^{-2}$ en 2100 y sigue aumentando durante un lapso de tiempo (la correspondiente trayectoria de concentración ampliada en el supuesto de que sean constantes las emisiones después de 2100 y sean constantes las concentraciones después de 2250).

Para una descripción más detallada de futuros escenarios, véase el recuadro 1.1.

Tropopausa Frontera entre la *troposfera* y la *estratosfera*.

Troposfera Parte inferior de la *atmósfera*, comprendida entre la superficie y unos 10 km de altitud en latitudes medias (variando, en promedio, entre 9 km en latitudes altas y 16 km en los trópicos), donde se encuentran las nubes y se producen los fenómenos "meteorológicos". En la troposfera, las temperaturas suelen disminuir con la altura. Véase también *Estratosfera*.

Último interglacial (UIG) Véase *Interglaciales*.

Último máximo glacial (UMG) Período de máxima extensión de los *glaciares* y *mantos de hielo* durante la última *edad de hielo*, 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.

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 $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Una UD equivale a una columna de ozono que contenga $2,69 \times 10^{20}$ 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 de uso del suelo El término *uso del suelo* denota el 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, y 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/u otros efectos sobre el *clima*, a nivel local o global. Véase también el informe del IPCC sobre uso del suelo, cambio de uso del suelo y silvicultura (IPCC, 2000).

Valor de retorno Valor más alto (o más bajo) alcanzado por una determinada variable una vez, en promedio, cada cierto período de tiempo (por ejemplo, diez años). Véase también *Período de retorno*.

Variabilidad climática Denota las variaciones del estado medio y 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. La variabilidad puede deberse a procesos internos naturales del *sistema climático* (*variabilidad interna*) o a variaciones del *forzamiento externo* natural o *antropógeno* (*variabilidad externa*). Véase también *Cambio climático*.

Variabilidad decenal del Pacífico Variabilidad decenal a interdecadal acoplada de la circulación atmosférica y del océano subyacente, 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 covarían con las *temperaturas superficiales del mar* en el Pacífico Norte,

y están vinculadas a las variaciones decenales de la circulación atmosférica, de las temperaturas superficiales del mar y de la circulación oceánica en toda la cuenca del Pacífico. Estas fluctuaciones modulan el ciclo *El Niño-Oscilación Austral*. 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 2.5.

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), y procesos que propagan esas propiedades al interior del océano.

Vientos o corrientes geostróficos Viento o corriente en equilibrio con 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 proporcional al gradiente de presión horizontal.

Zona de convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) Banda de bajo nivel de convergencia, nubosidad y precipitación que abarca desde la zona de aguas cálidas del Pacífico occidental hacia el sureste hasta la Polinesia Francesa, que es uno de los rasgos más significativos del *clima* subtropical del hemisferio sur. Comparte algunas características con la *zona de convergencia intertropical (ZCIT)*, pero es más extratropical en esencia, especialmente al este de la línea internacional de cambio de fecha.

Zona de convergencia intertropical (ZCIT) Franja zonal ecuatorial de bajas presiones, fuerte *convección* e importantes precipitaciones, próxima al ecuador, en que los vientos alisios del nordeste se encuentran con los del sureste. Esta franja se desplaza estacionalmente.

Referencias

- AMS, 2000: *AMS Glossary of Meteorology*, 2nd Ed. American Meteorological Society, Boston, MA, <http://amsglossary.allenpress.com/glossary/browse>.
- Hegerl, G.C., O. Hoegh-Guldberg, G. Casassa, M.P. Hoerling, R.S. Kovats, C. Parmesan, D.W. Pierce, P.A. Stott, 2010: Good Practice Guidance Paper on Detection and Attribution Related to Anthropogenic Climate Change. En: *Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Detection and Attribution of Anthropogenic Climate Change* [Stocker, T.F., C.B. Field, D. Qin, V. Barros, G.-K. Plattner, M. Tignor, P.M. Midgley, y K.L. Ebi (eds.)]. Unidad de apoyo técnico del Grupo de trabajo I del IPCC, Universidad de Berna, Berna, Suiza.
- IPCC, 1992: *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment* [Houghton, J.T., B.A. Callander, y S.K. Varney (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América, 116 págs.
- , 1996: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., L.G. Meira, A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg y K. Maskell (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América, 572 págs.
- , 2000: *Land Use, Land-Use Change, and Forestry. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Watson, R.T., I.R. Noble, B. Bolin, N.H. Ravindranath, D.J. Verardo y D.J. Dokken (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América, 377 págs.
- , 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noquer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell y C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América, 881 págs.
- , 2003: *Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-Induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types* [Penman, J., M. Gytarsky, T. Hiraishi, T. Krug, D. Kruger, R. Pipatti, L. Buendia, K. Miwa, T. Ngara, K. Tanabe y F. Wagne (eds.)]. The Institute for Global Environmental Strategies (IGES), Japón, 32 págs.
- , 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 y H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América, 996 págs.
- , 2011: *Workshop Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Workshop on Impacts of Ocean Acidification on Marine Biology and Ecosystems* [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, K.J. Mach, G.-K. Plattner, M.D. Mastrandrea, M. Tignor y K.L. Ebi (eds.)]. Unidad de apoyo técnico del Grupo de trabajo II del IPCC, Carnegie Institution, Stanford, California, Estados Unidos de América, 164 págs.
- , 2012: *Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Geoengineering* [O. Edenhofer, R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, C. Field, V. Barros, T.F. Stocker, Q. Dahe, J. Minx, K. Mach, G.-K. Plattner, S. Schlömer, G. Hansen, M. Mastrandrea (eds.)]. Unidad de apoyo técnico del Grupo de trabajo III del IPCC, Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Alemania, pág. 99.
- Manning, M., y otros, 2004: *IPCC Workshop on Describing Scientific Uncertainties in Climate Change to Support Analysis of Risk of Options*. Workshop Report. Unidad de apoyo técnico del Grupo de trabajo I del IPCC, Boulder, CO, Estados Unidos de América, 138 págs.
- Mastrandrea, M.D., C.B. Field, T.F. Stocker, O. Edenhofer, K.L. Ebi, D.J. Frame, H. Held, E. Kriegler, K.J. Mach, P.R. Matschoss, G.-K. Plattner, G.W. Yohe, y F.W. Zwiers, 2010: *Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties*. Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC). <http://www.ipcc.ch>.
- Moss, R., y S. Schneider, 2000: *Uncertainties in the IPCC TAR: Recommendations to Lead Authors for More Consistent Assessment and Reporting*. En: IPCC Supporting Material: Guidance Papers on Cross Cutting Issues in the Third Assessment Report of the IPCC. [Pachauri, R., T. Taniguchi, y K. Tanaka (eds.)]. Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, Ginebra, págs. 33 a 51.
- Moss, R., y otros, 2008: *Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts and response strategies*. Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, Ginebra, 132 págs.
- Moss, R. y otros, 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463, 747 a 756.
- Nakićenović, N., y R. Swart (eds.), 2000: *Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América, 599 págs.
- Schwartz, S.E., y P. Warneck, 1995: Units for use in atmospheric chemistry. *Pure and Applied Chemistry*, 67, 1 377–1 406.

