

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}

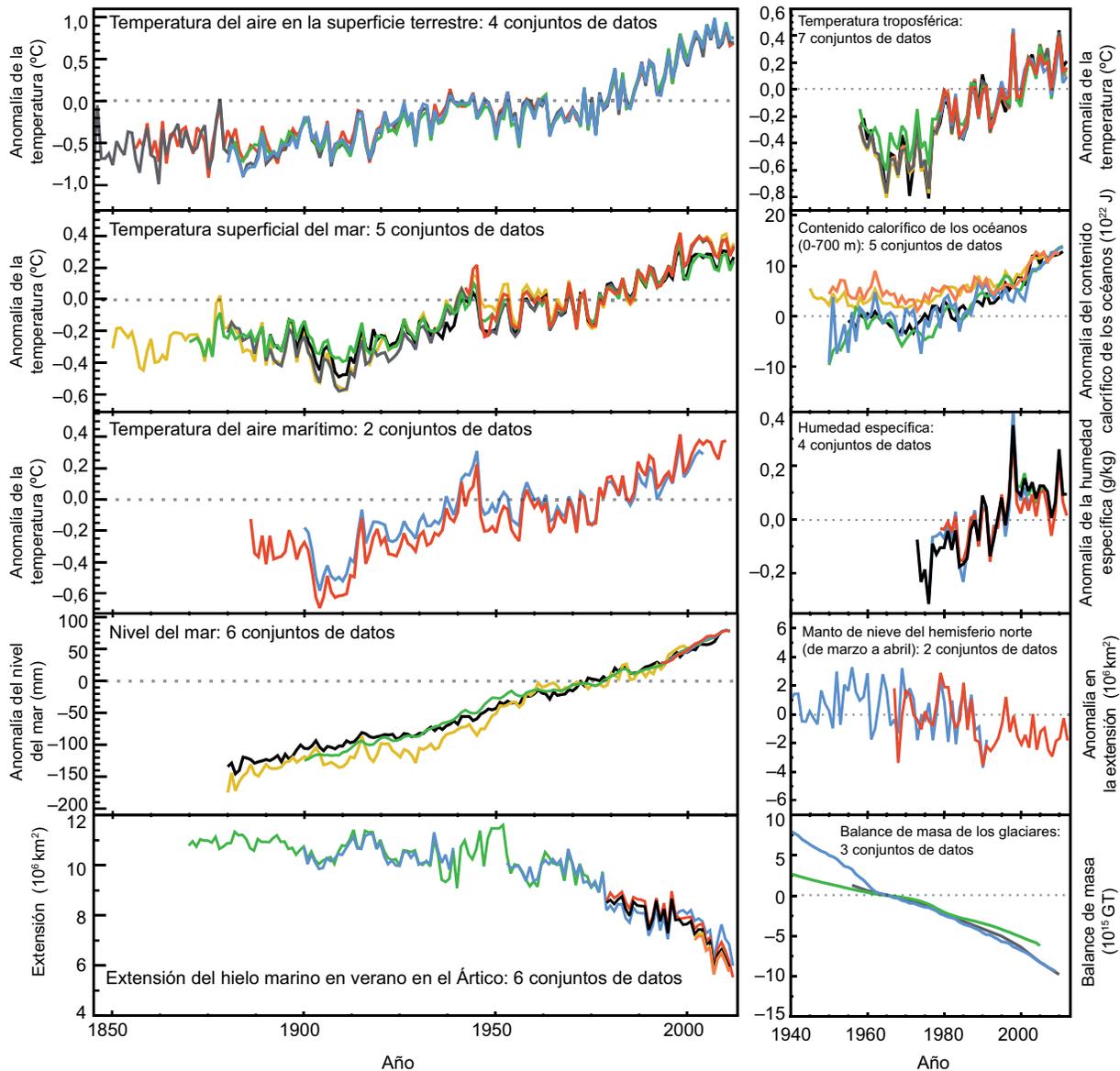


Figura RT.1 | Diversos indicadores complementarios de un clima global cambiante. Cada línea representa una estimación de los cambios en el elemento climático obtenida de forma independiente. Las series temporales que se presentan se evalúan en los capítulos 2, 3 y 4. Los conjuntos de datos que figuran 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}

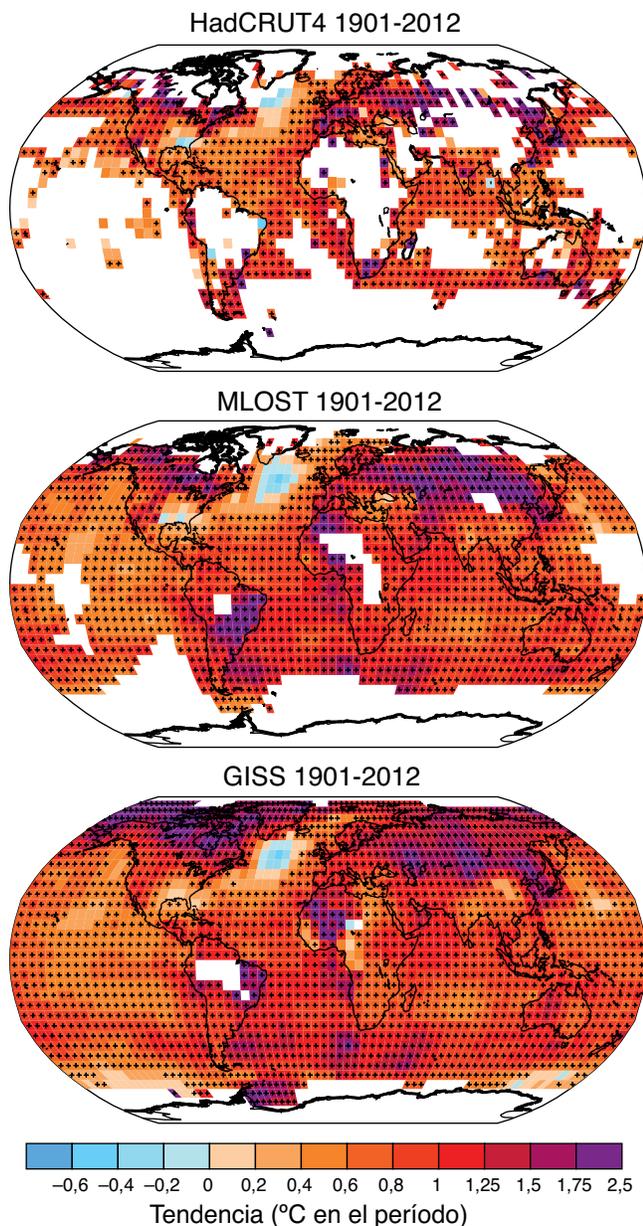


Figura RT.2 | Cambios en la temperatura en superficie en el período 1901-2012 según la tendencia lineal correspondiente a tres conjuntos de datos. Las áreas en blanco indican datos incompletos o no disponibles. Se han calculado las tendencias solo para las cuadrículas con más del 70% de registros completos 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}

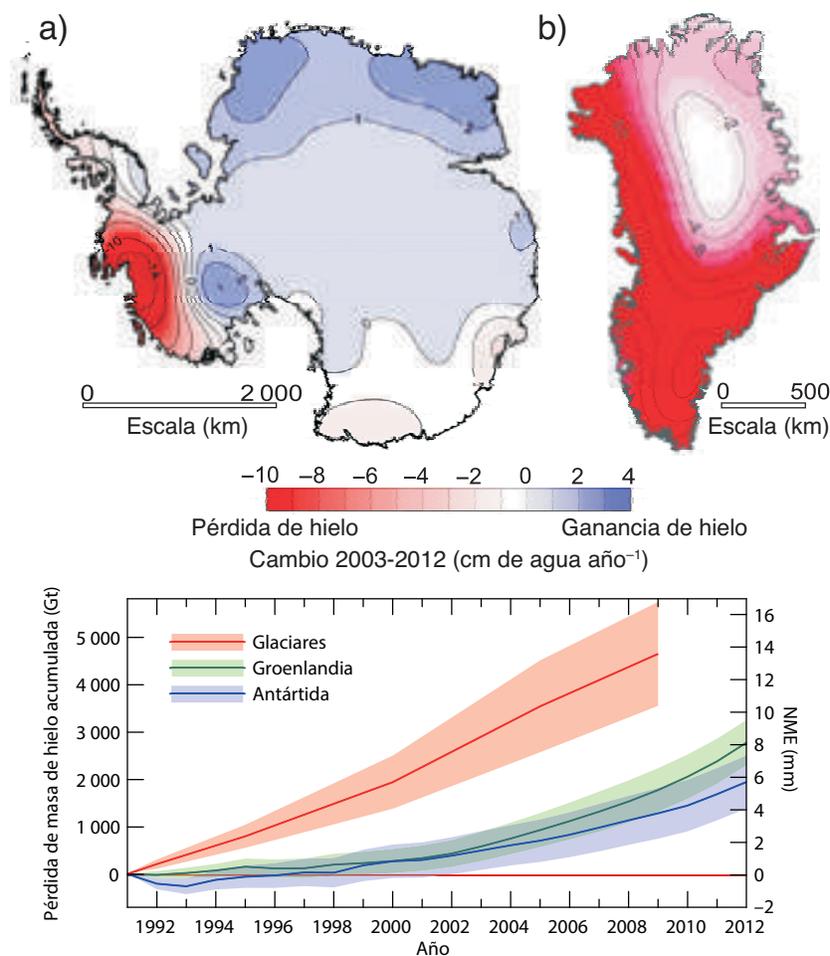


Figura RT.3 | (Parte superior) Distribución del deshielo determinada por la gravedad en función del tiempo del Experimento de recuperación gravitacional y clima (GRACE), para a) la Antártida y b) Groenlandia, indicada en centímetros de agua por año (cm de agua año⁻¹) para el período 2003-2012. (Parte 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}

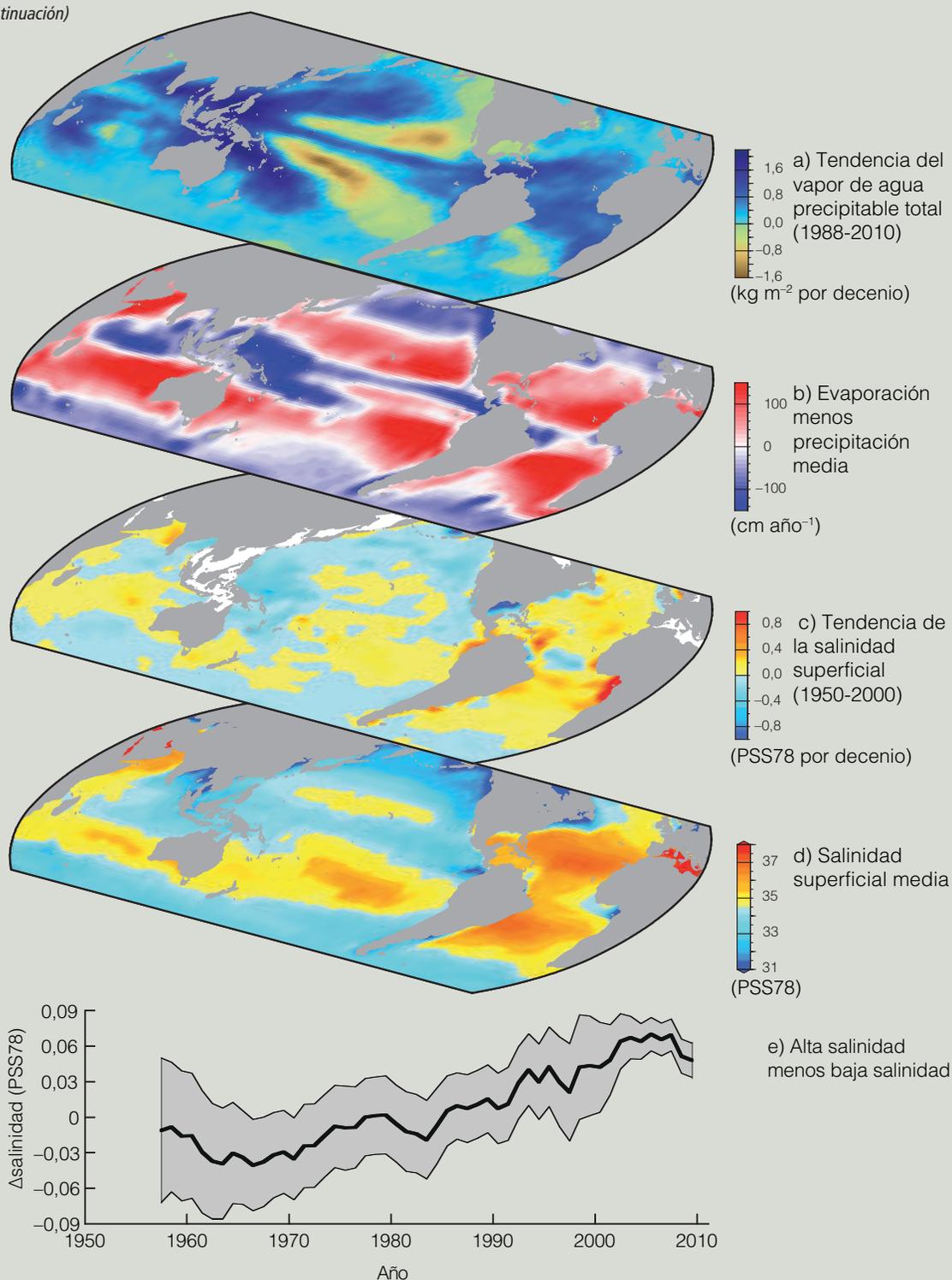
Los cambios en las precipitaciones son más difíciles de medir a partir de los registros de que se dispone, debido a la gran dificultad que supone tomar muestras de las precipitaciones y también porque se espera que las precipitaciones experimenten un cambio fraccional menor que el contenido de vapor 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)

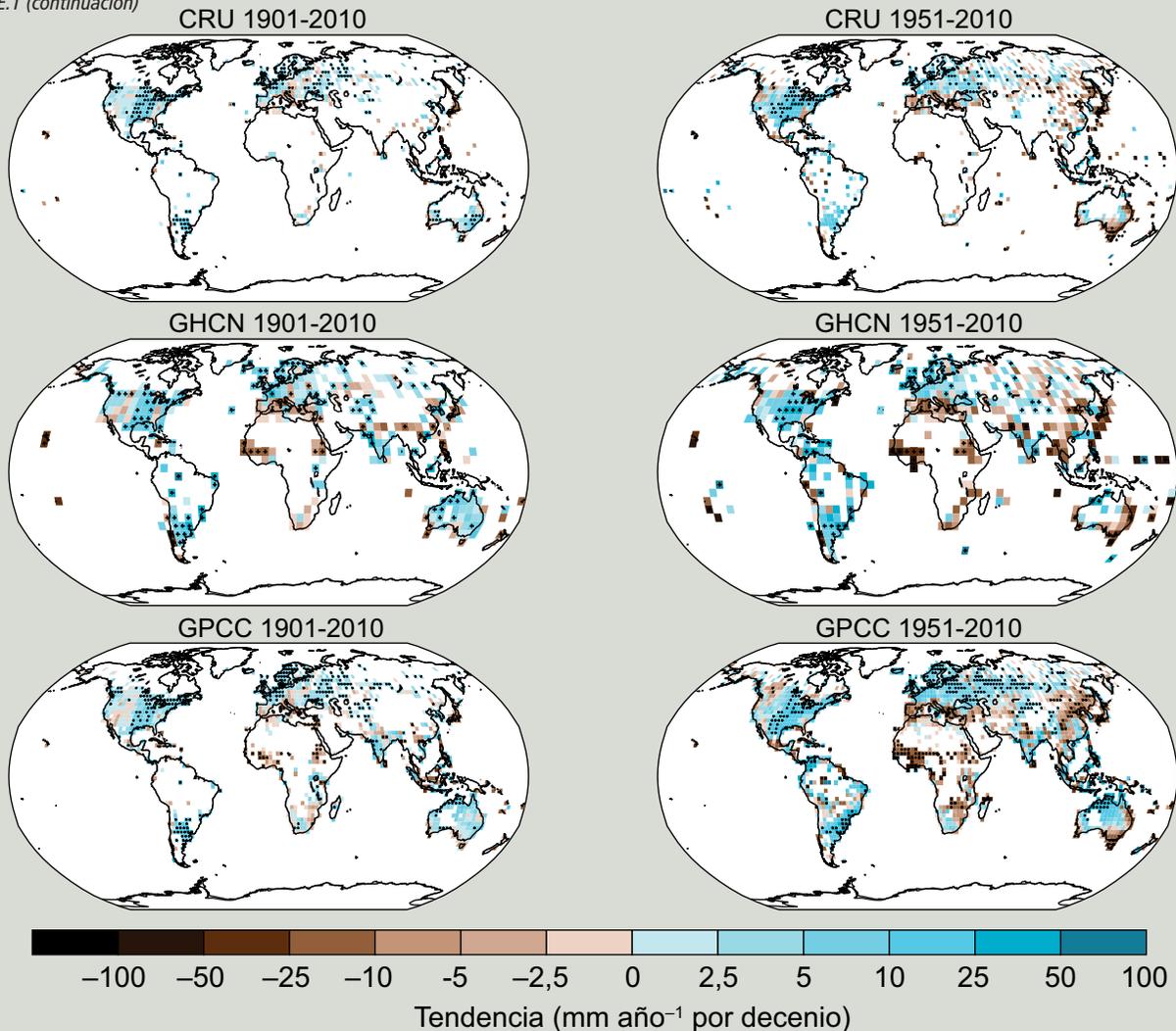
ETE.1 (continuación)



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

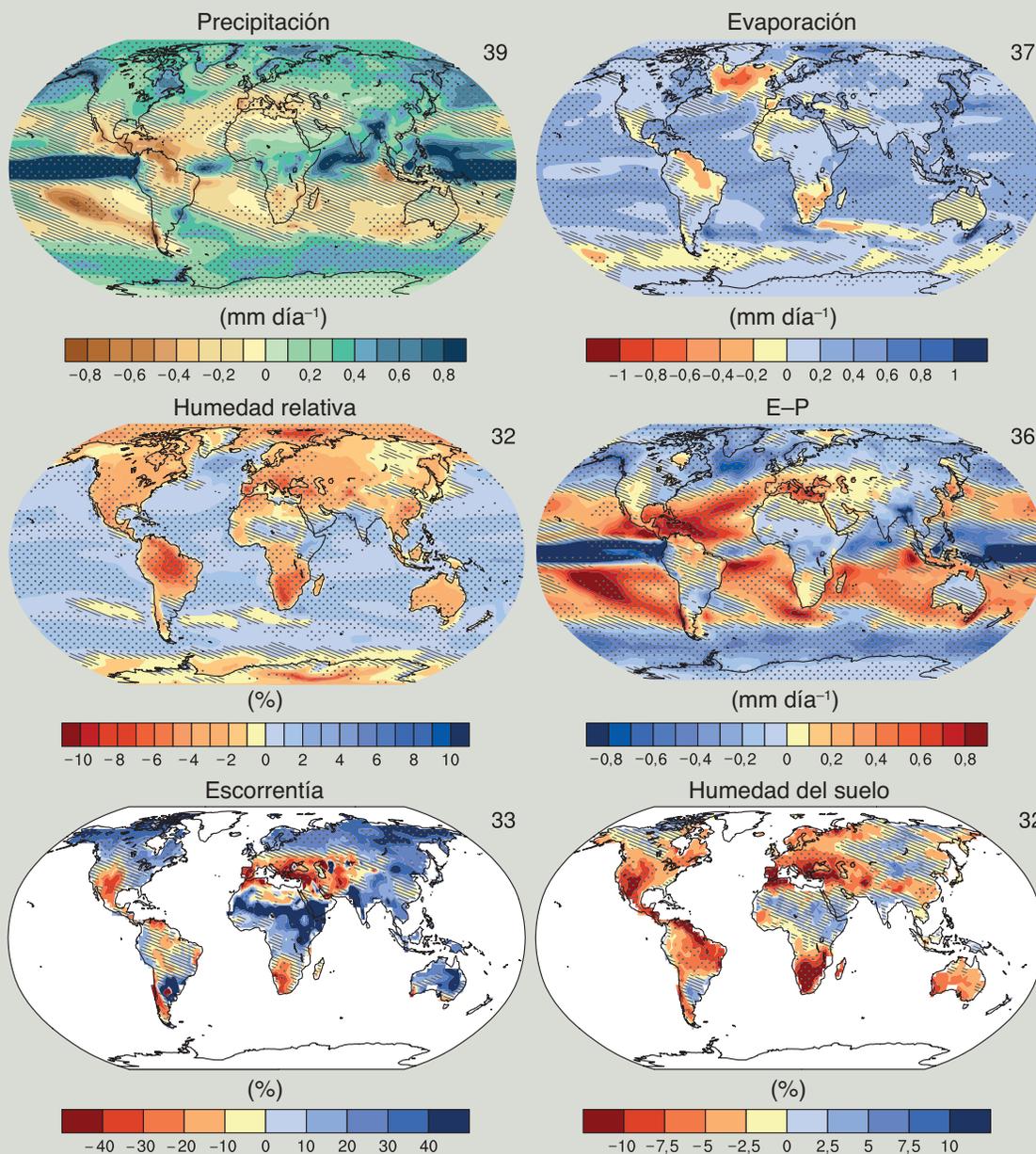
Se prevé que ocurran cambios en el ciclo del agua en un clima más cálido (ETE.1, figura 3, véanse también RT 4.6, RT 5.6, anexo I). Se prevé que la precipitación a escala global aumente gradualmente en el siglo XXI y que este aumento sea muy inferior (cerca del 2% K⁻¹) a la tasa del menor incremento 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}

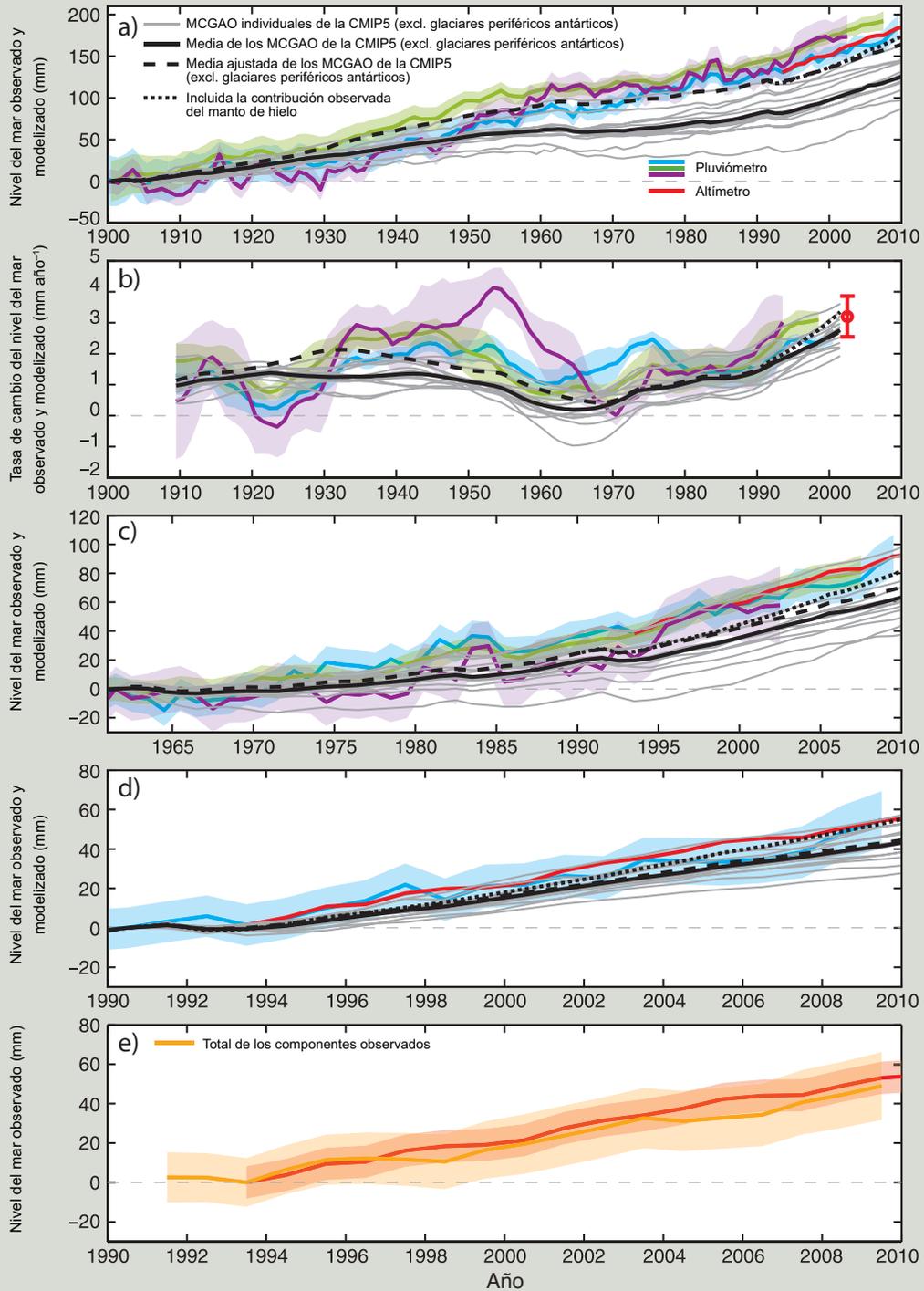
Las estimaciones basadas en modelos de los cambios relacionados con el clima en relación con el almacenamiento de agua en la tierra (como la cubierta de nieve, las aguas superficiales, la humedad del suelo y las aguas subterráneas) no han contribuido de forma considerable a largo plazo al cambio del 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)

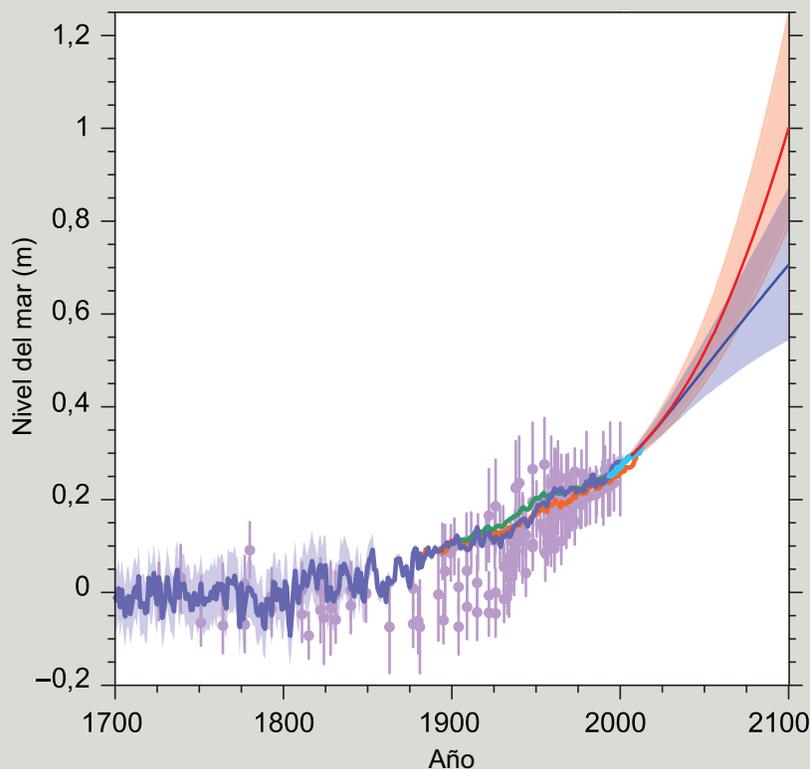
ETE.2 (continuación)



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

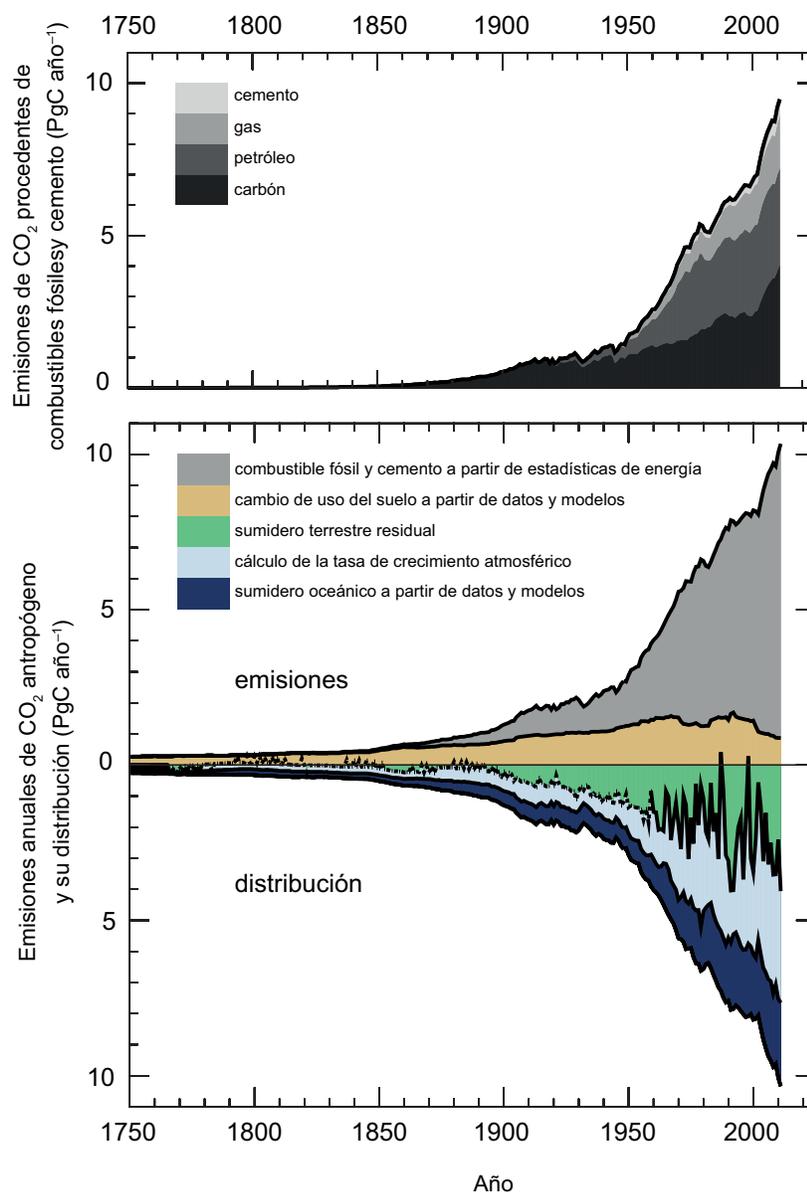


Figura RT.4 | Emisiones anuales de CO_2 antropógeno y su distribución en la atmósfera, la tierra y los océanos ($PgC\ año^{-1}$) de 1750 a 2011. (Parte superior) Emisiones de CO_2 derivadas de los combustibles fósiles y del cemento por categoría, según las estimaciones del Centro de Análisis de la Información 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}

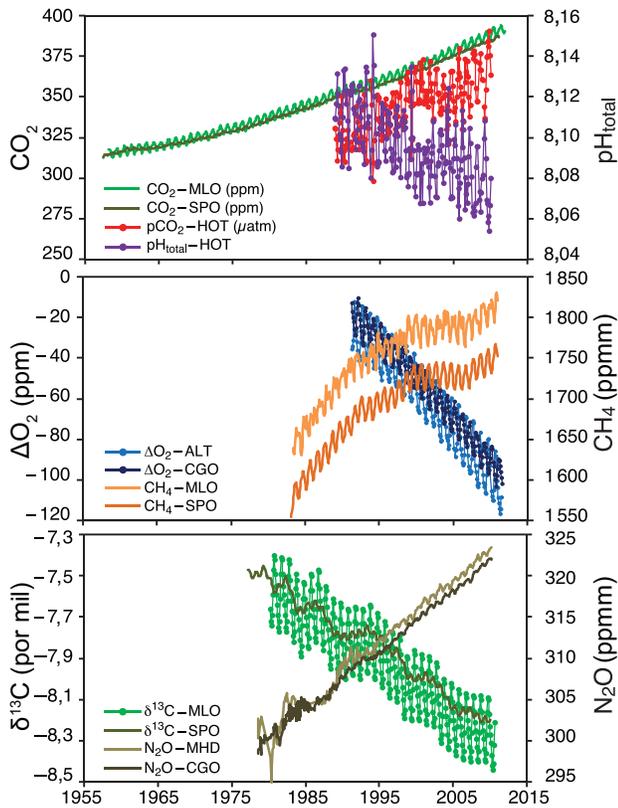


Figura RT.5 | Concentración atmosférica de CO₂, oxígeno, relación de isótopos estables ¹³C/¹²C en el CO₂, así como concentraciones atmosféricas de CH₄ y N₂O, observaciones de presión parcial de CO₂ (pCO₂) y pH en la superficie de los océanos, registrados en estaciones en series temporales representativas 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, triclortrifluoroetano (CF₂ClCFCl₂, CFC-113) y clorodifluorometano (CHF₂Cl, HCFC-22)) representan el 85% del forzamiento radiativo total

Forzamiento radiativo del clima entre 1750 y 2011

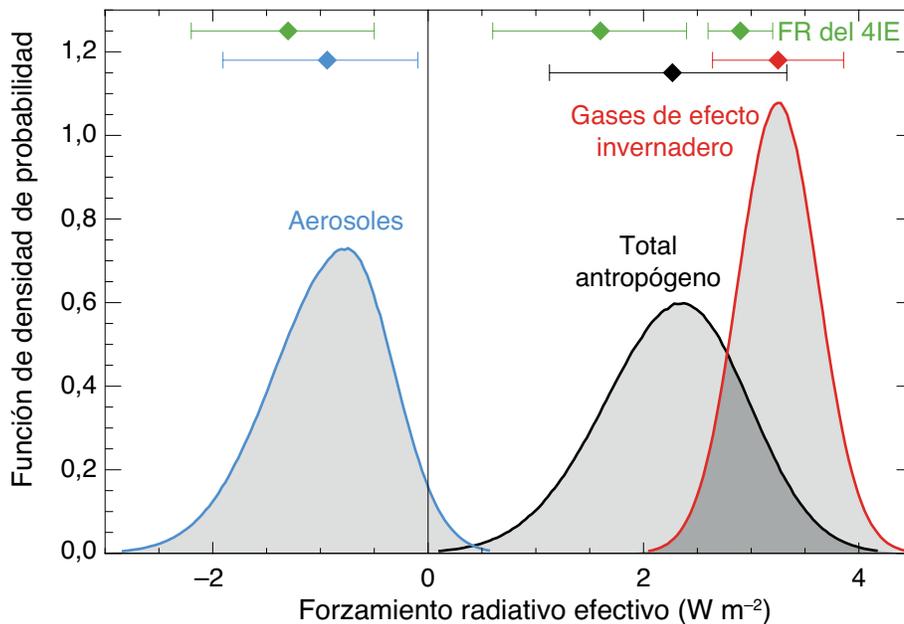
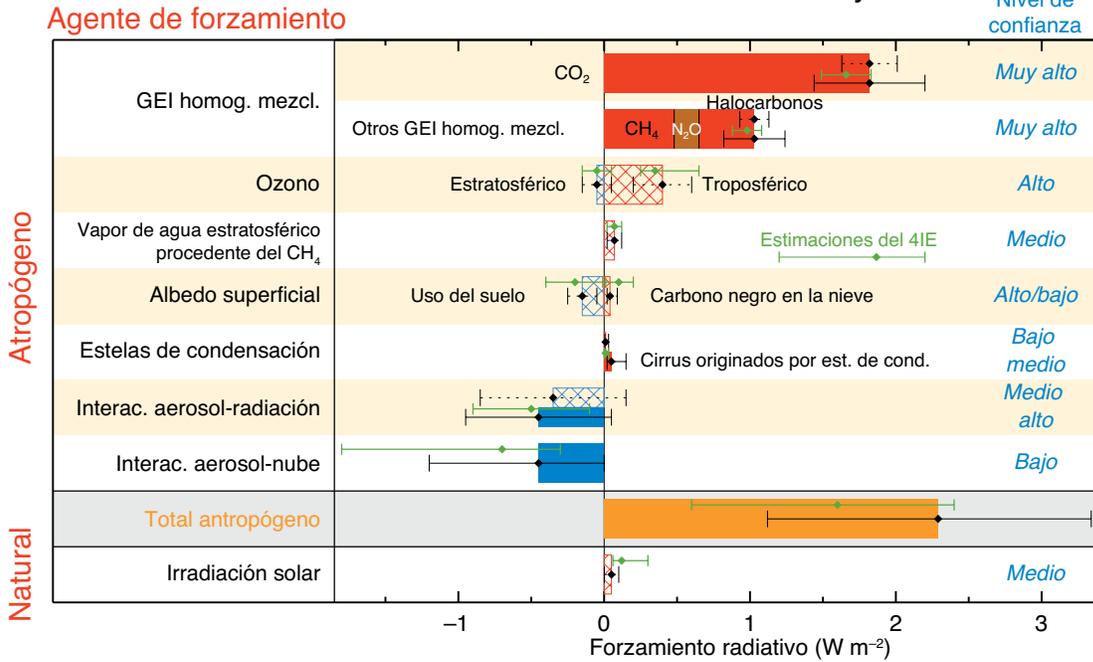


Figura RT.6 | Forzamiento radiativo (FR) y forzamiento radiativo efectivo (FRE) de cambio climático durante la era industrial. (Parte superior) Forzamiento debido a los cambios de concentración entre 1750 y 2011 con intervalos de incertidumbre asociados (las barras coloreadas representan el forzamiento 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

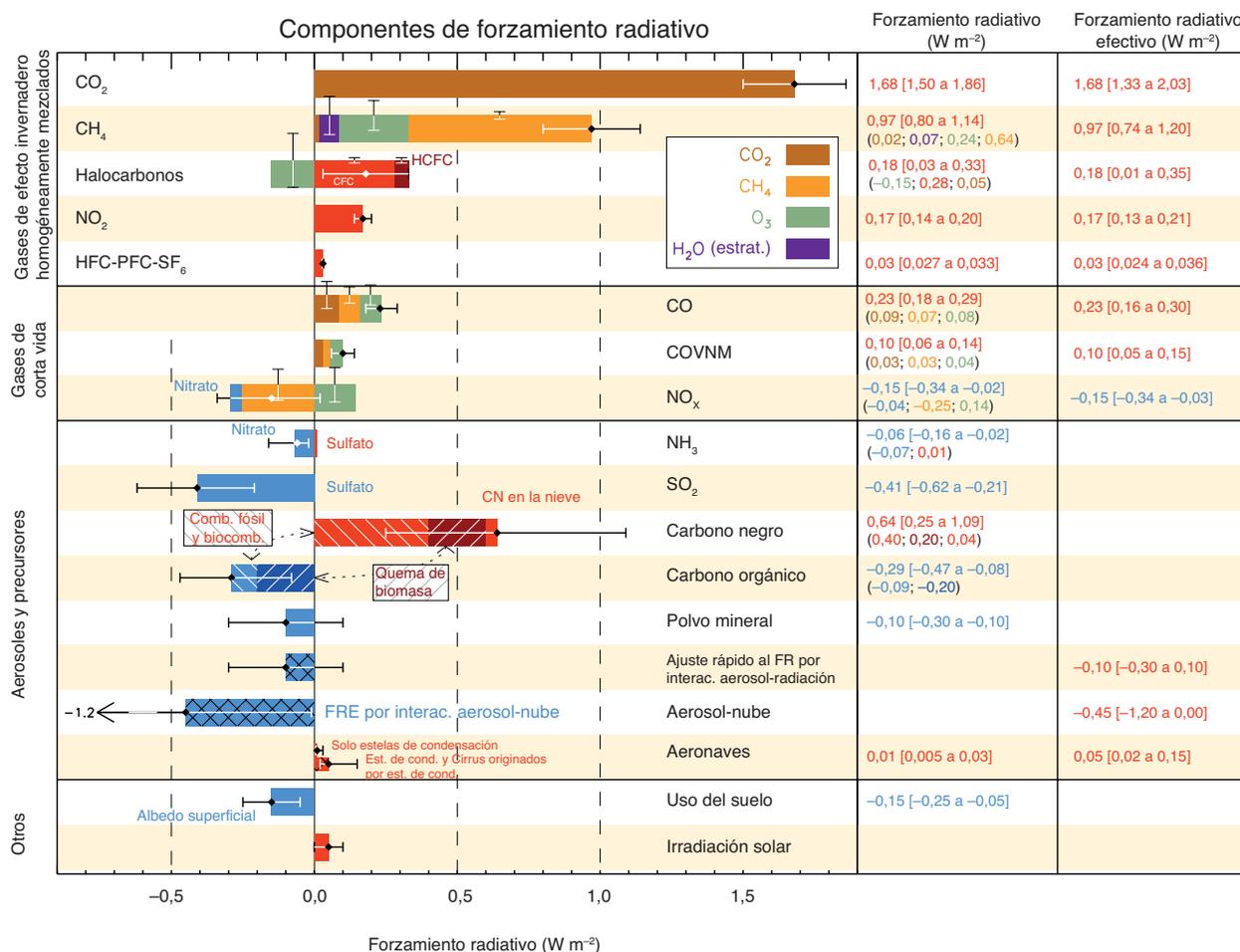


Figura RT.7 | Forzamiento radiativo (FR) de cambio climático durante la era industrial mostrado por los componentes emitidos de 1750 a 2011. Las barras horizontales indican la incertidumbre general, mientras que las barras verticales representan los componentes individuales (la longitud de las barras verticales es proporcional a la incertidumbre relativa, con una longitud total igual a la anchura de las barras para una incertidumbre de $\pm 50\%$). 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 ($-0,35 \text{ W m}^{-2}$) es ligeramente diferente de la suma del forzamiento radiativo de los componentes individuales ($-0,33 \text{ W m}^{-2}$). 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 $-0,45 [-1,2 \text{ a } 0,0] \text{ W m}^{-2}$ y el ajuste rápido de las interacciones aerosol-radiación de $-0,1 [-0,3 \text{ a } +0,1] \text{ W m}^{-2}$ da lugar a un componente integrado de ajuste debido a aerosoles de $-0,55 [-1,33 \text{ a } -0,06] \text{ W m}^{-2}$. CFC = clorofluorocarbonos, HCFC = hidroclorofluorocarbonos, HFC = hidrofluorocarbonos, PFC = perfluorocarbonos, 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

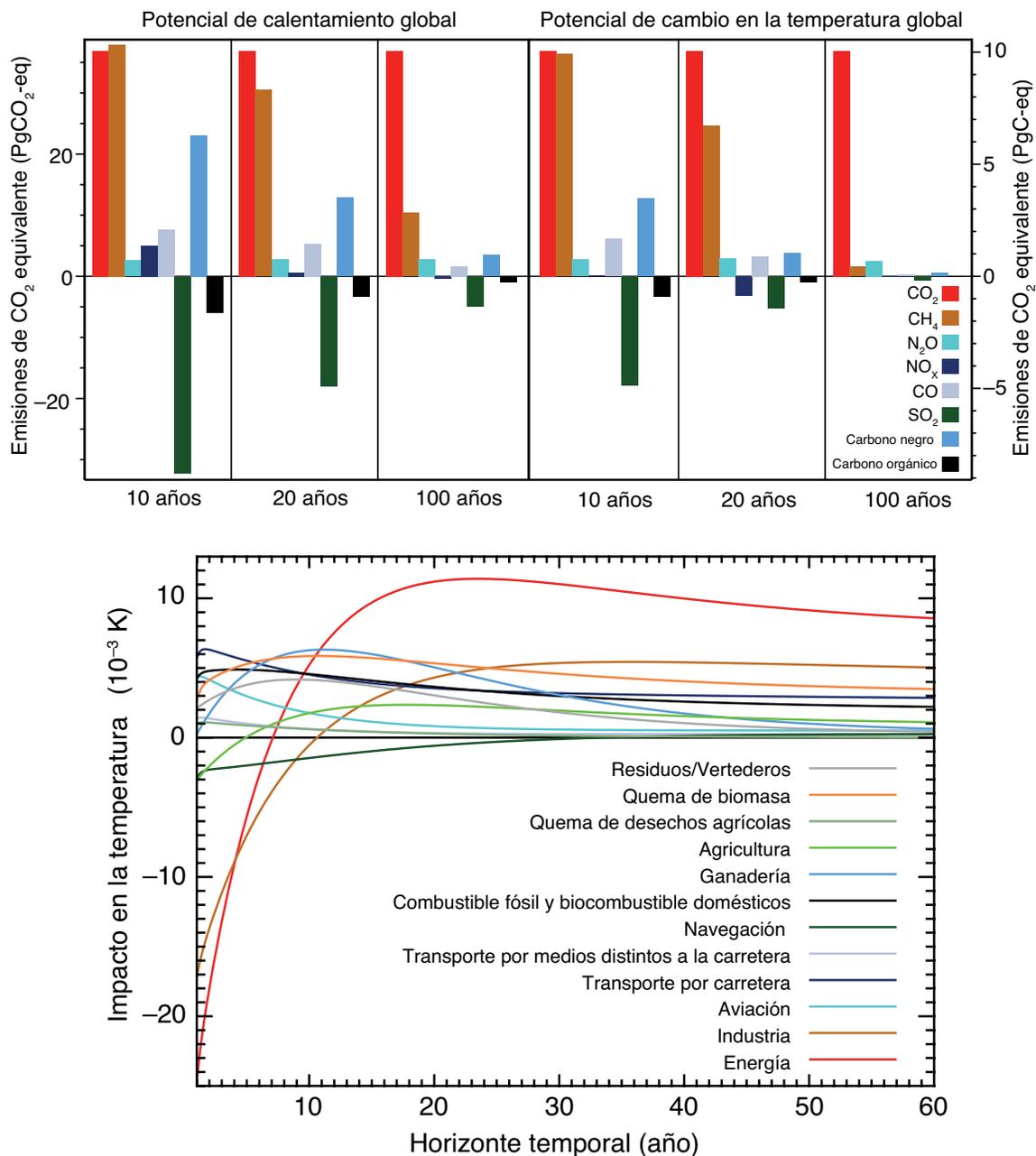


Figura RT.8 | (Parte superior) Emisiones antropógenas globales actuales ponderadas por el potencial de calentamiento global y el potencial de cambio en la temperatura global para los horizontes temporales seleccionados. Las emisiones del año 2008 (ciclo de un año) están ponderadas por el potencial de 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

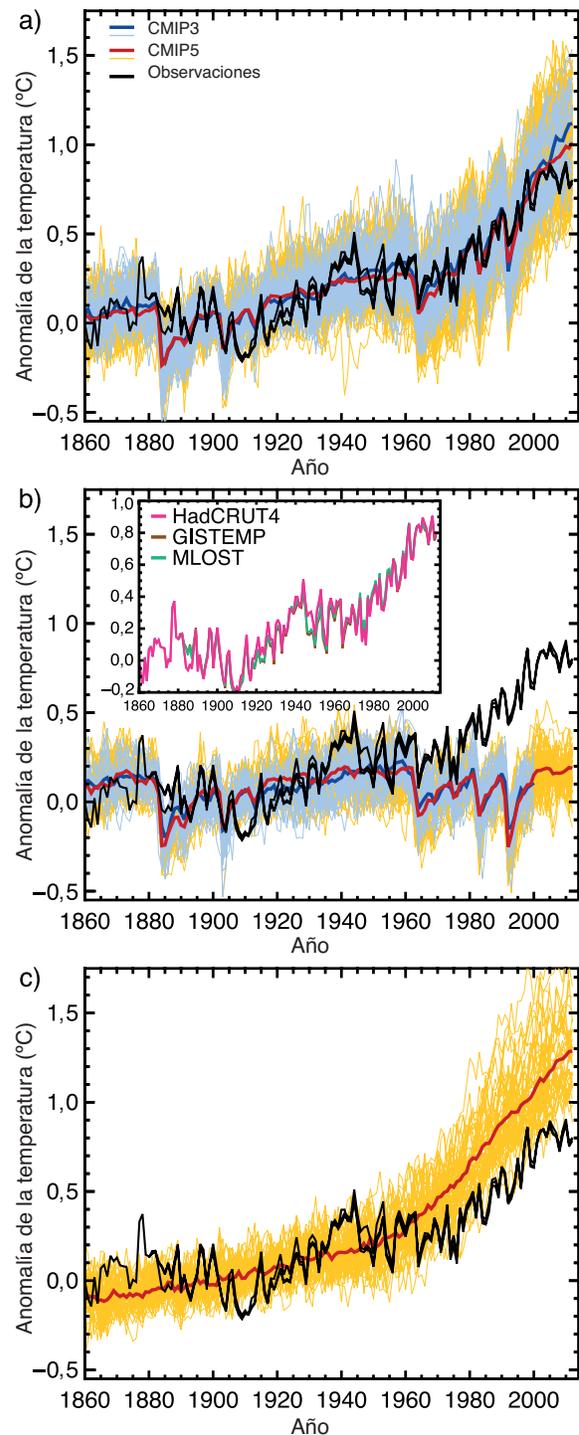


Figura RT.9 | Tres estimaciones observacionales de la temperatura media global en superficie (líneas negras), del conjunto 4 de datos reticulares de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4), del análisis de la temperatura en superficie del Instituto 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}

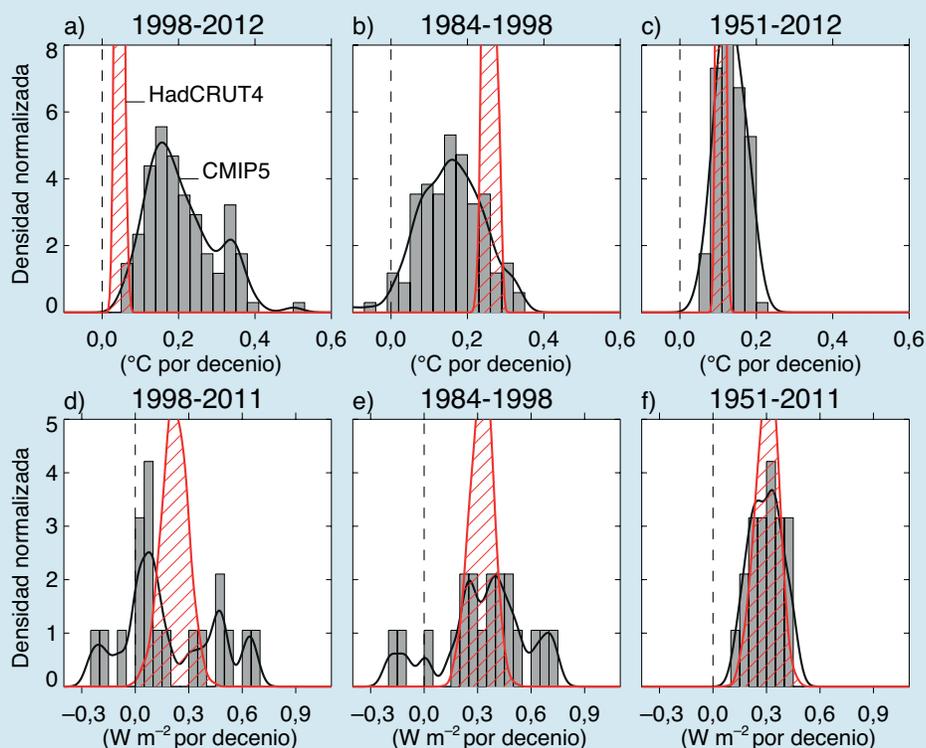
Otra posible fuente de error de los modelos es la escasa representación del vapor de agua en la atmósfera superior. Se ha sugerido que una reducción en el vapor de agua de la estratosfera después de 2000 causó una disminución de la radiación de onda larga descendente y, por ende, una contribución al 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}

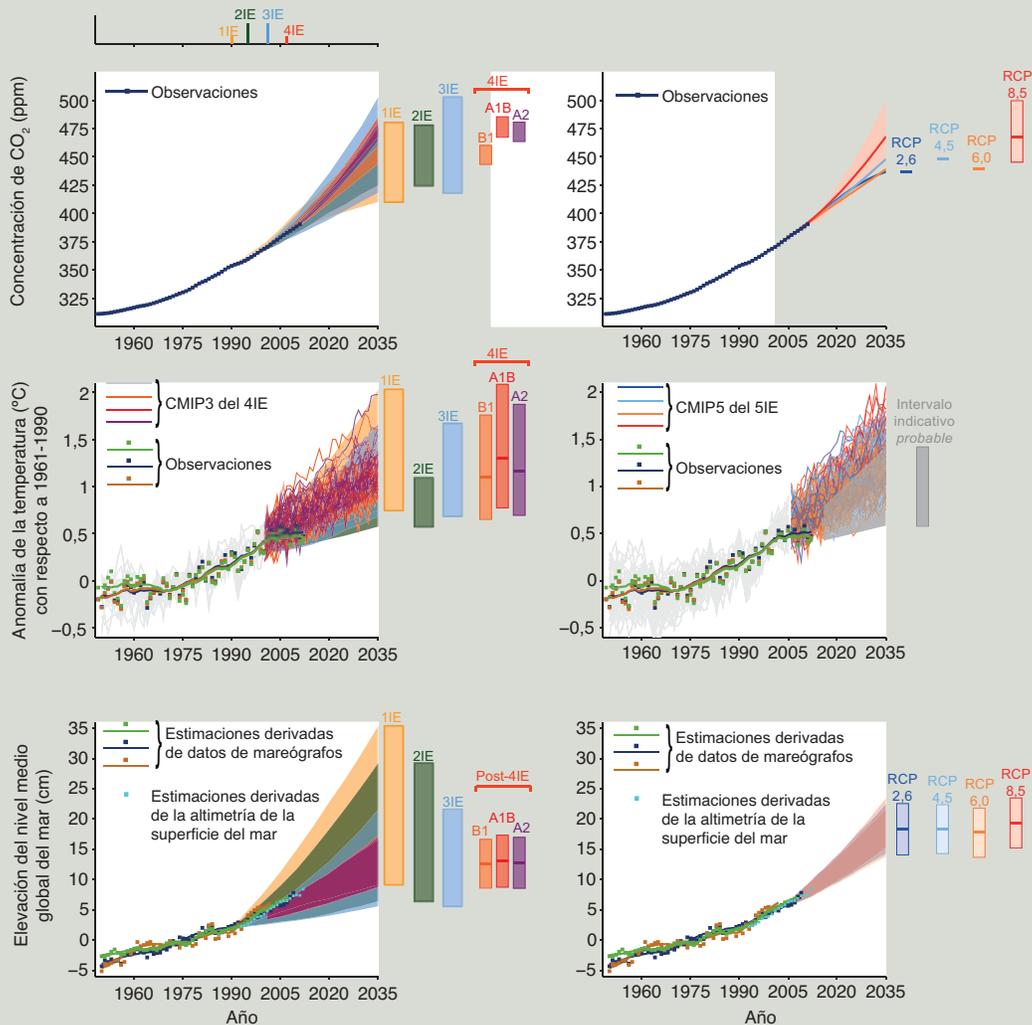


Recuadro RT.3, figura 1 | (Parte superior) Tendencias de la temperatura media global en superficie observadas y simuladas en °C por decenio en los períodos 1998-2012 (a), 1984-1998 (b), y 1951-2012 (c). Para las observaciones se muestra el ensamble de 100 realizaciones del conjunto 4 de datos reticulares 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 análogas 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 aumentara 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}

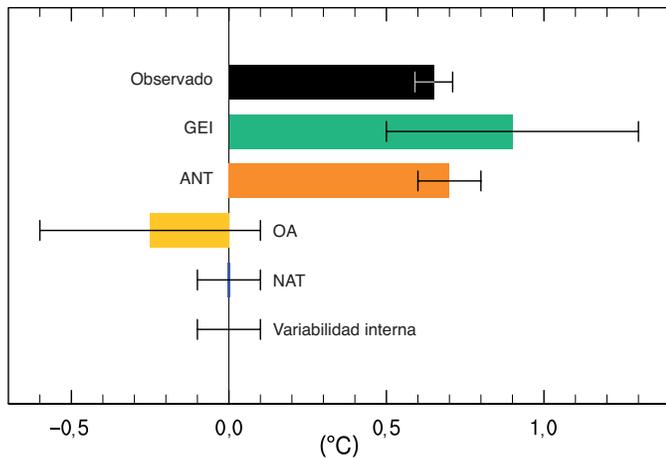


Figura RT.10 | Gamas evaluadas *probables* (bigotes) y sus puntos medios (barras) para las tendencias de calentamiento en el período 1951-2010 debidas a los gases de efecto invernadero (GEI) homogéneamente mezclados, forzamientos antropógenos (ANT), otros forzamientos antropógenos (OA) distintos de los 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,

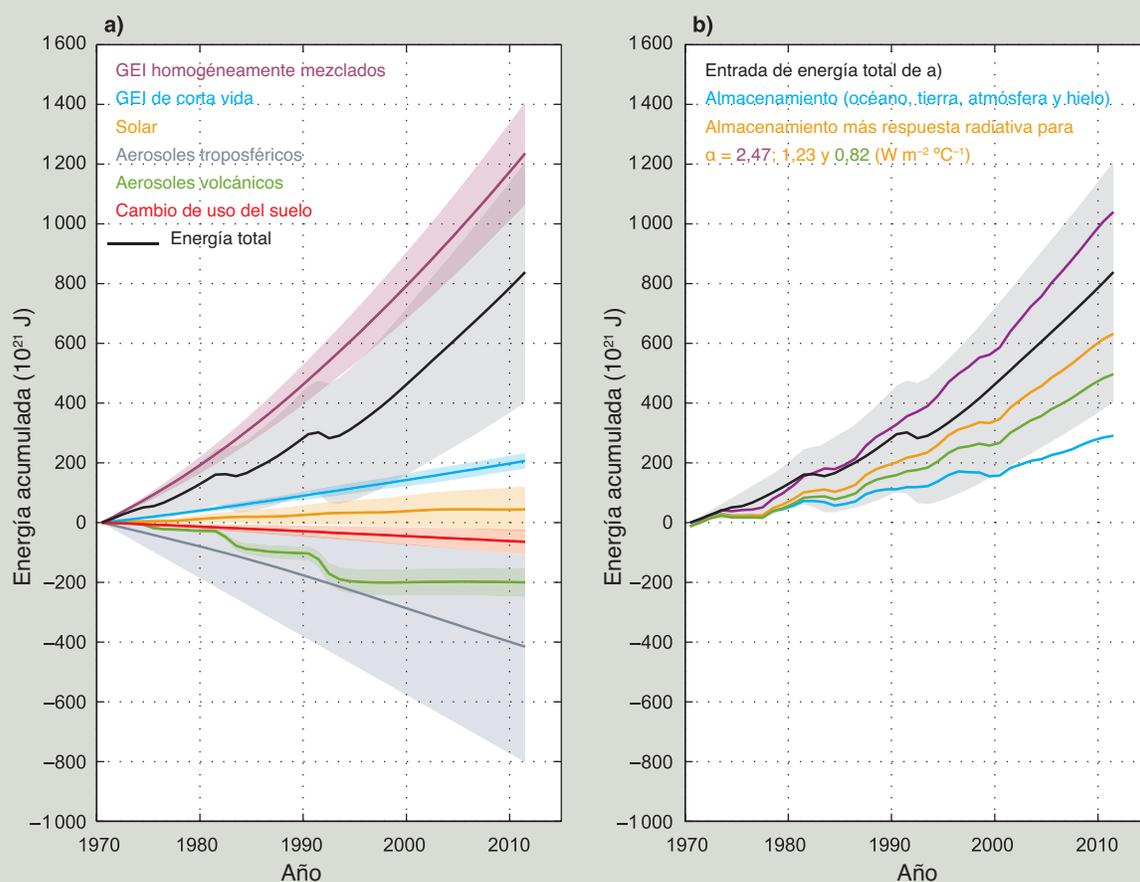
Elementos temáticos específicos

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 $0,82 W m^{-2} °C^{-1}$, 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 antropogéno, 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 antropogéno y el forzamiento volcánico. Asimismo, se ha detectado la huella antropogéna 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 antropogénos 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 antropogéno 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 antropogénas 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 antropogéno. {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 antropogénos 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 antropogéno 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 antropogénos. {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 antropogéna 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 antropogéno 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 antropogéno 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}

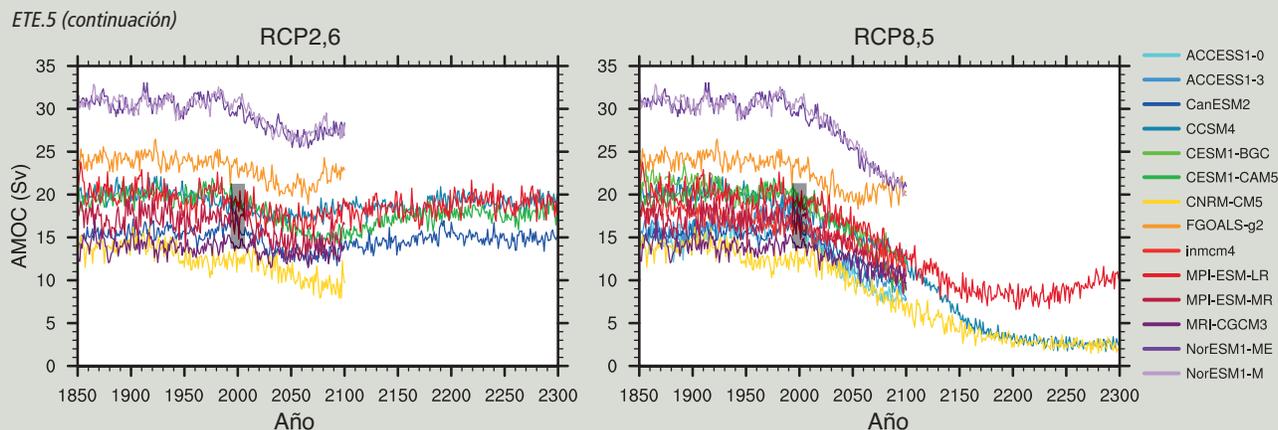
El modo interglacial de la AMOC puede recuperarse (*nivel de confianza alto*) de una entrada de agua dulce poco duradera en el Atlántico Norte subpolar. En el "episodio 8.2 ka", hace aproximadamente 8 200 años, se produjo una liberación repentina de agua dulce en las etapas finales de la fusión del manto 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 antropogénico 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 antropogénico, 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 sequías 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

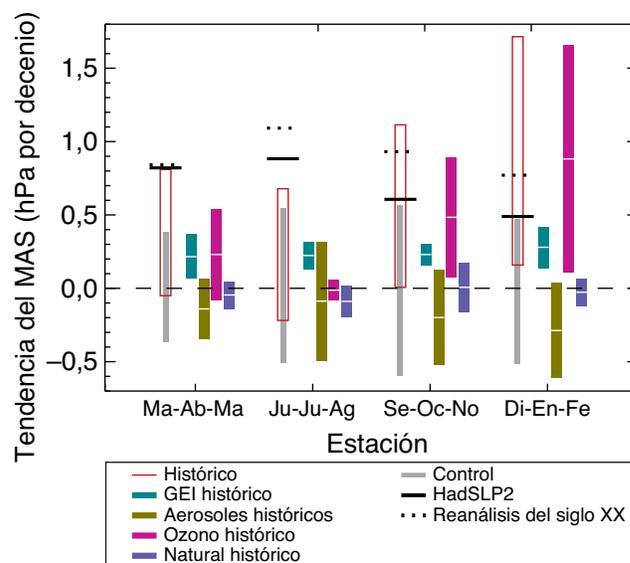


Figura RT.11 | Tendencias simuladas y observadas en el período 1951-2011 en el índice del Modo Anular del Sur (MAS), por estación. El índice del Modo Anular del Sur es la diferencia entre la presión del nivel del mar medio zonal a 40°S y a 65°S. El índice del Modo Anular del Sur se define sin normalización, 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 de 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}

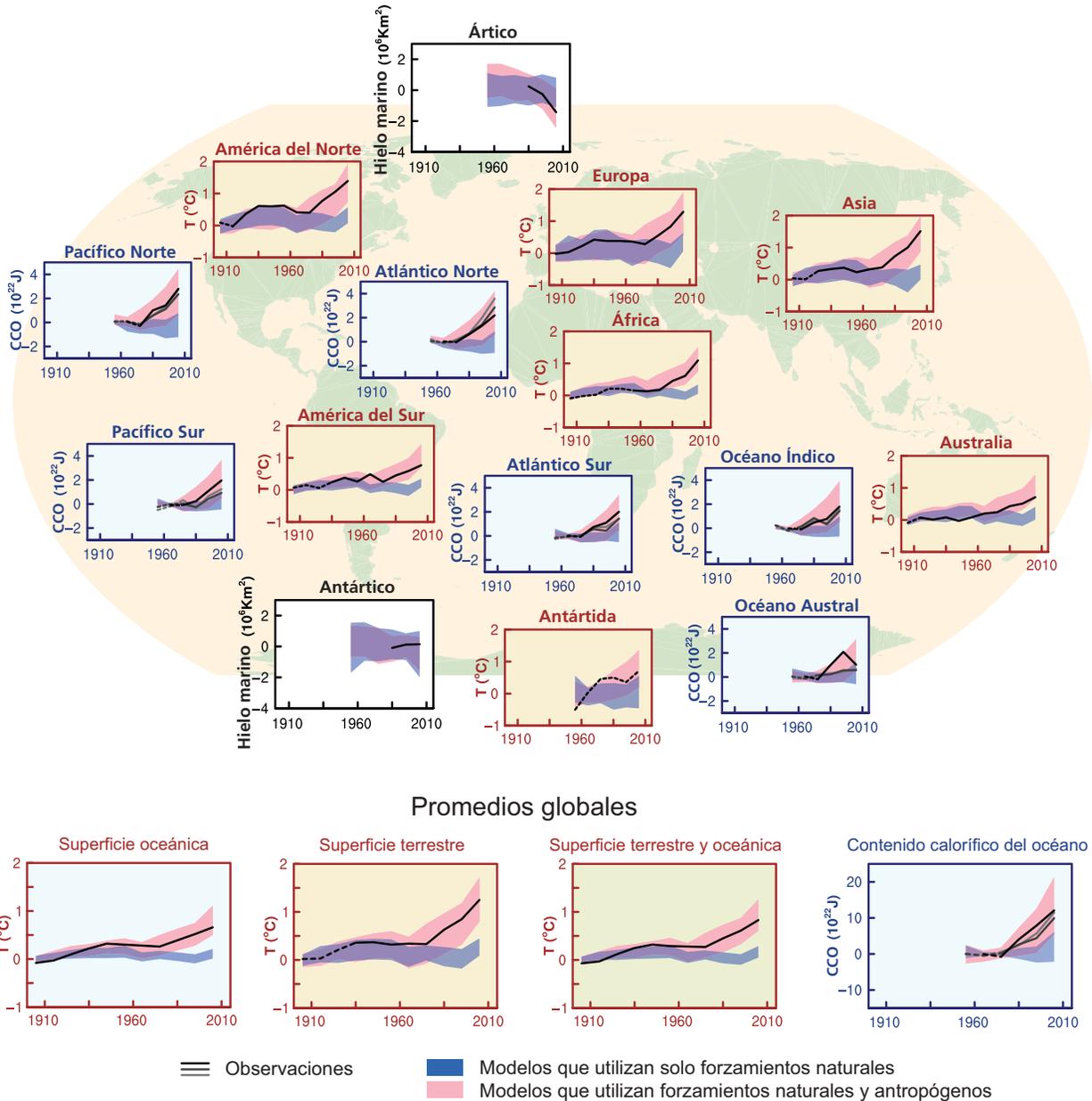


Figura RT.12 | Comparación de los cambios observados y simulados en el sistema climático, a escalas regionales (gráficos superiores) y escalas globales (cuatro gráficos inferiores). Los gráficos marrones son las series temporales de la temperatura (T) en la superficie terrestre, los gráficos azules son 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}

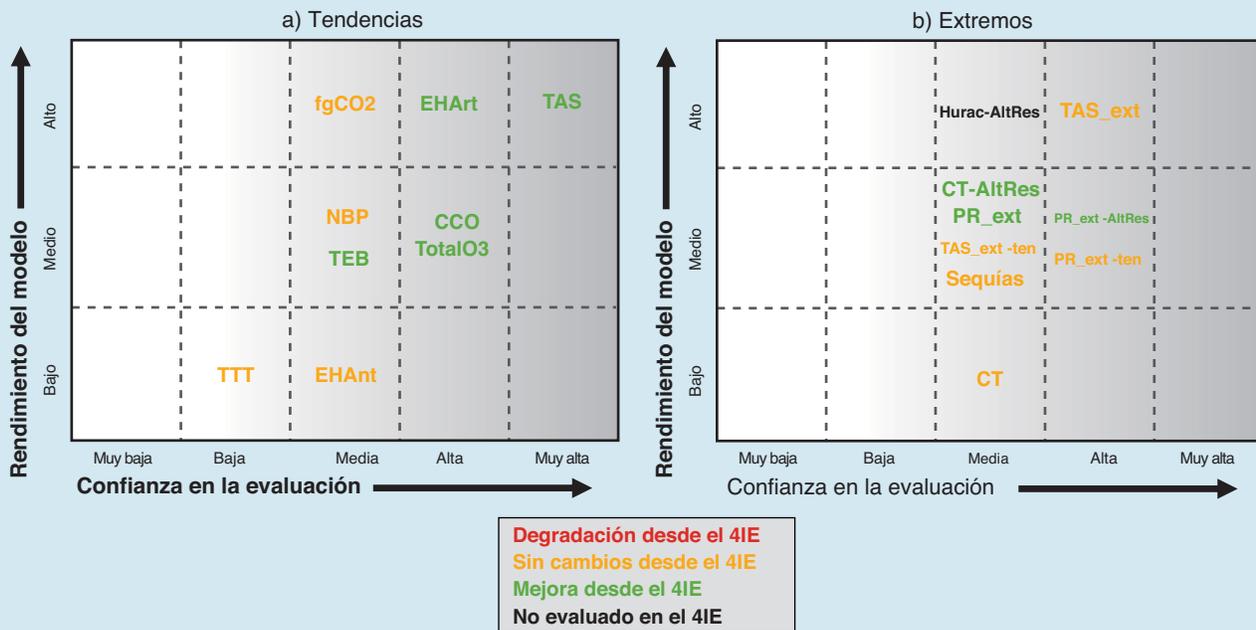
Los métodos de reducción de escala regionales proporcionan información sobre el clima en las escalas más pequeñas necesarias para muchos estudios de impacto climático. Hay un *nivel de confianza alto* en que la reducción de escala aporta un valor añadido en las regiones con topografía muy variable y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

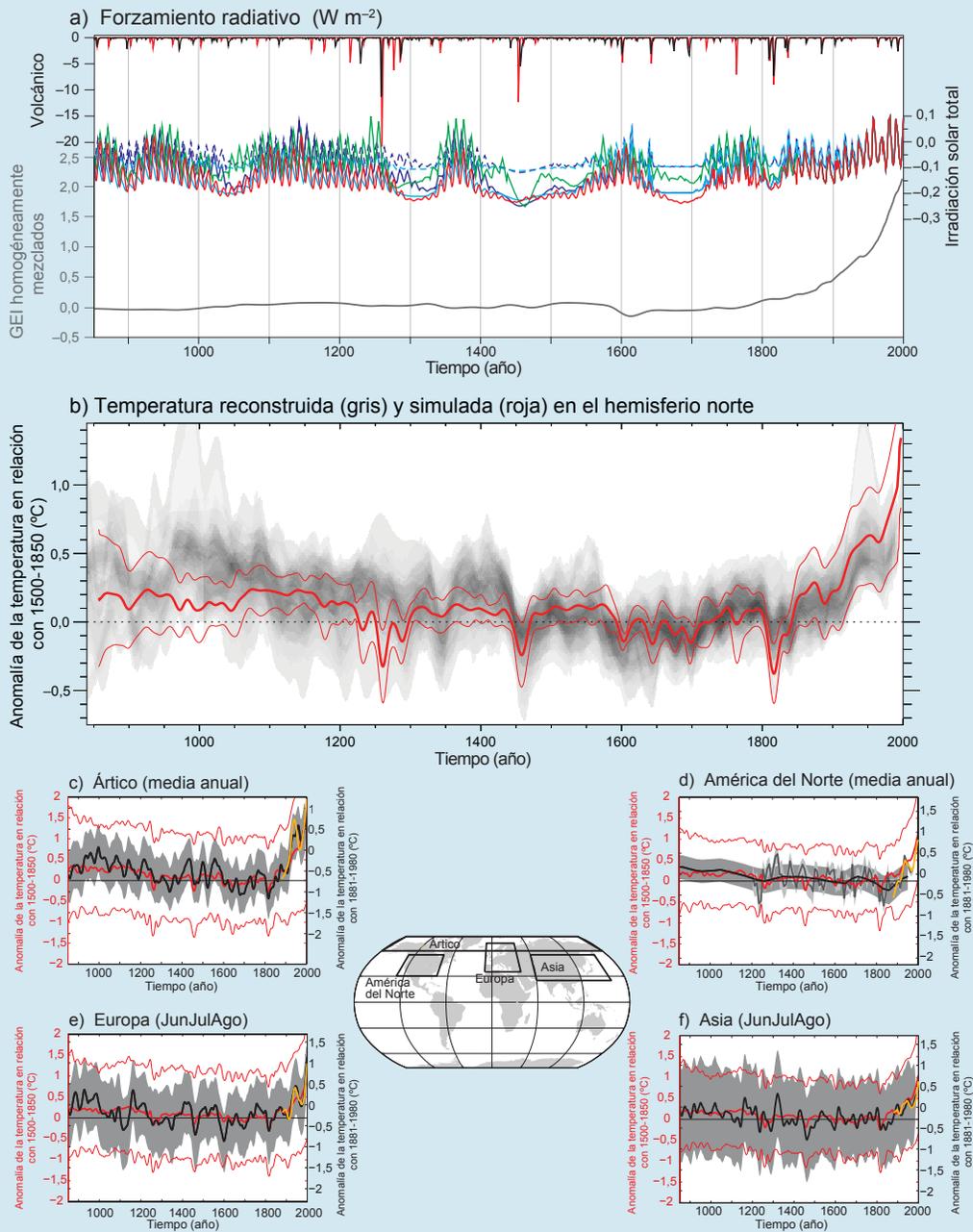
La información sobre el clima en el pasado también permite documentar el comportamiento de los componentes lentos del sistema climático, incluido el ciclo del carbono, los mantos de hielo y el océano profundo, para los que los registros instrumentales corresponden a períodos breves en comparación con 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}

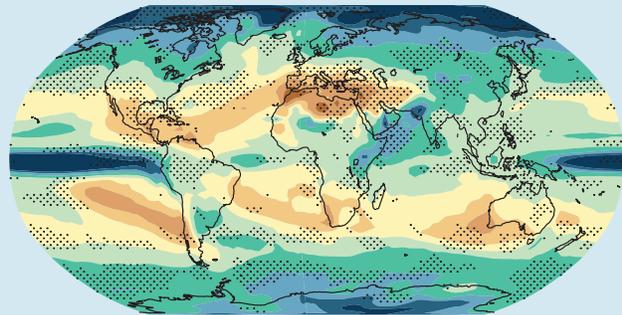
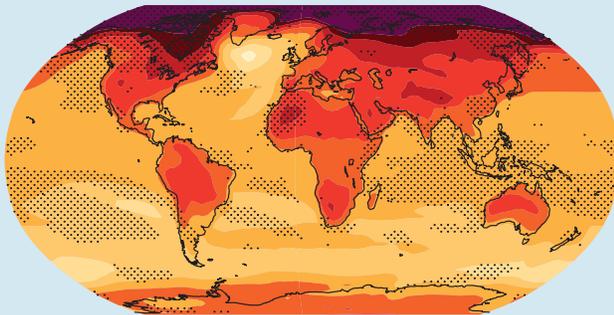
(continúa en la página siguiente)

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)*

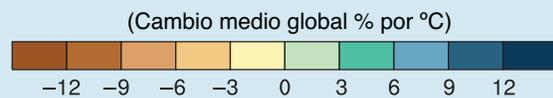
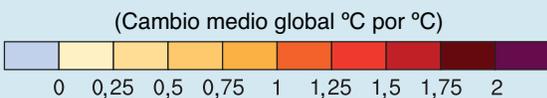
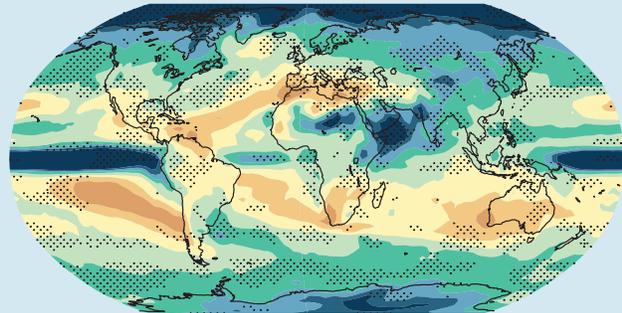
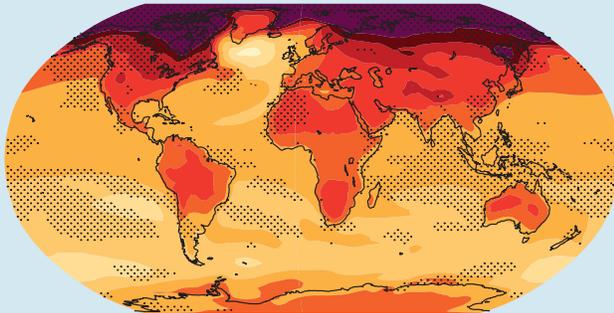
Cambio de escala de la temperatura según la T global (°C por °C)
CMIP3 : 2080-2099

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}

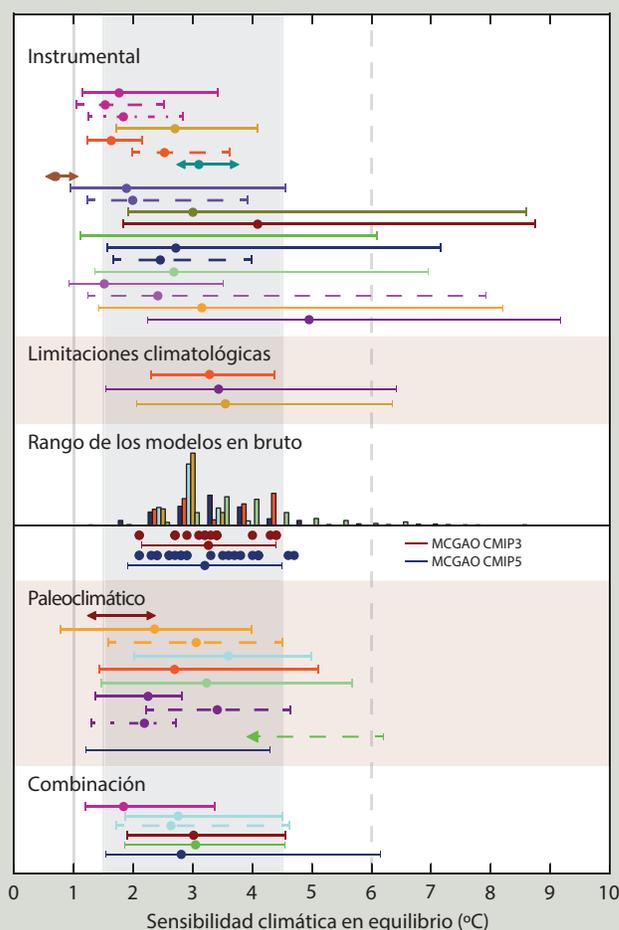
Las estimaciones basadas en los modelos de circulación general atmósfera-oceano (MCGAO) y el análisis de retroalimentaciones indican un rango de 2 °C a 4,5 °C, con la media de los modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) en 3,2 °C, es decir, similar a la de la 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)



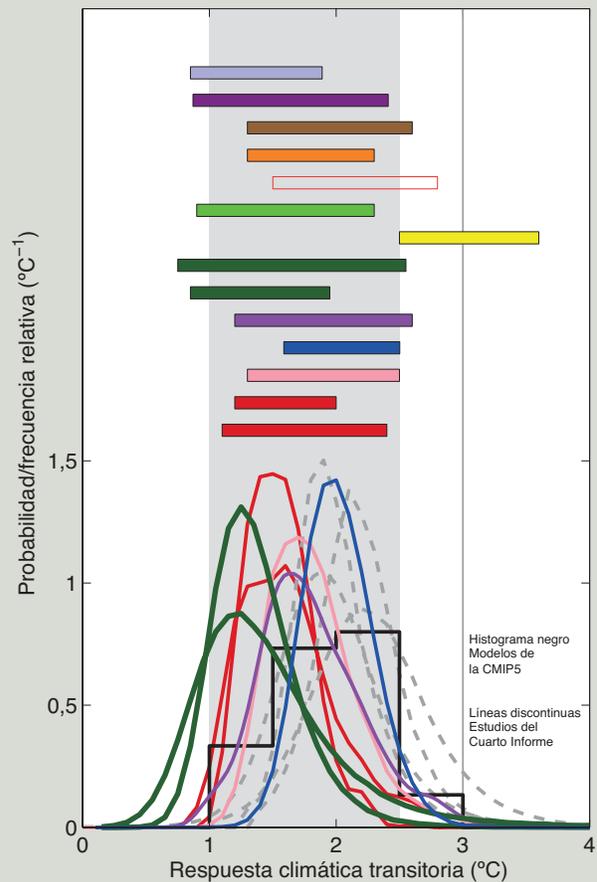
ETE.6, figura 1 | Funciones de densidad de probabilidad, distribuciones y rangos de la sensibilidad climática en equilibrio, basadas en la figura 10.20b, en las limitaciones climatológicas del Cuarto Informe de Evaluación del IPCC (recuadro 10.2, figura 1, Cuarto Informe de Evaluación), y en resultados 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.

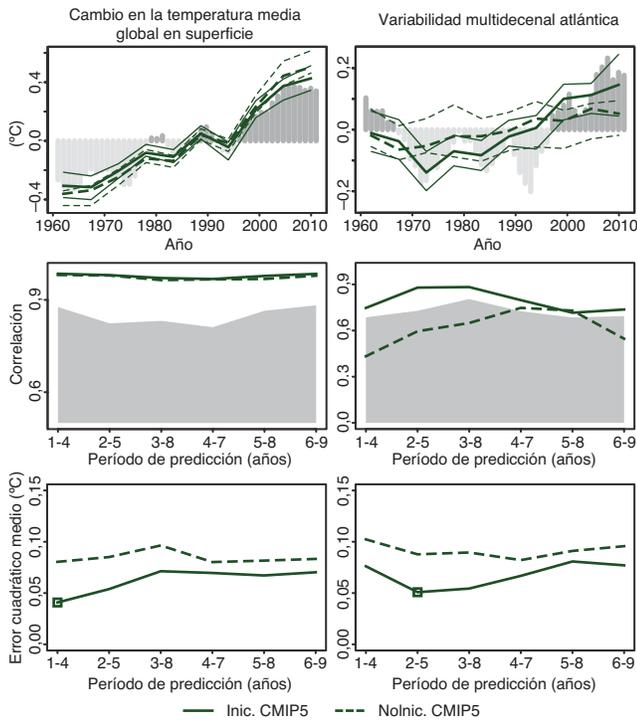


Figura RT.13 | Calidad de las predicciones decenales de varios índices climáticos. (Fila superior) Series temporales de las anomalías de las predicciones retrospectivas inicializadas para un promedio de 2 a 5 años y los correspondientes experimentos no inicializados de la media del ensamble para dos 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 (Nolic.) (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 Nolic. (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 Nolic. (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 Nolic., indicándose mediante un cuadrado abierto los periodos 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

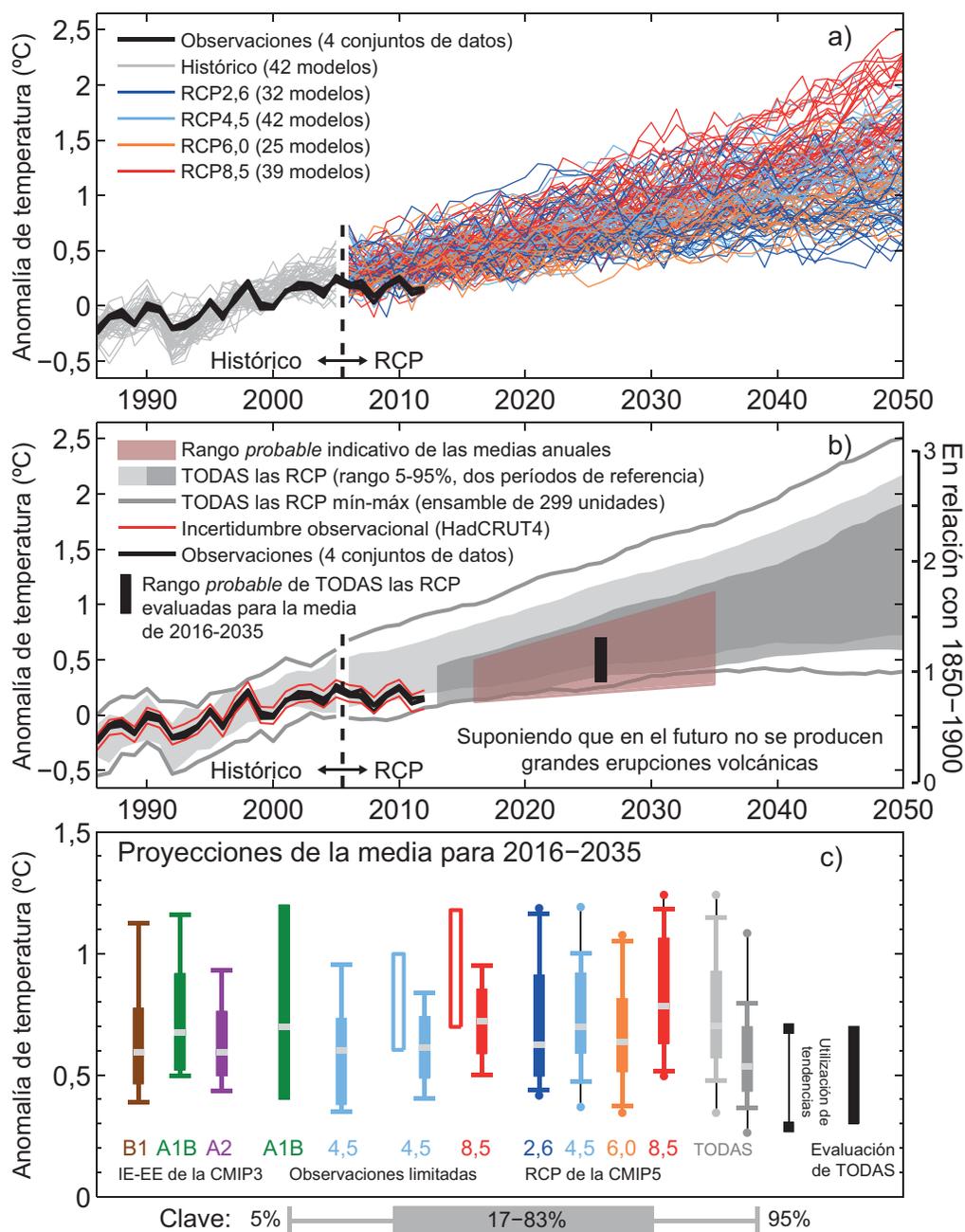


Figura RT.14 | Síntesis de las proyecciones a corto plazo de la temperatura media global del aire en superficie. a) Proyecciones del promedio anual de la temperatura media global del aire en superficie para 1986-2050 (anomalías relativas a 1986-2005) según todas las RCP de los modelos de la CMIP5 (líneas 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}

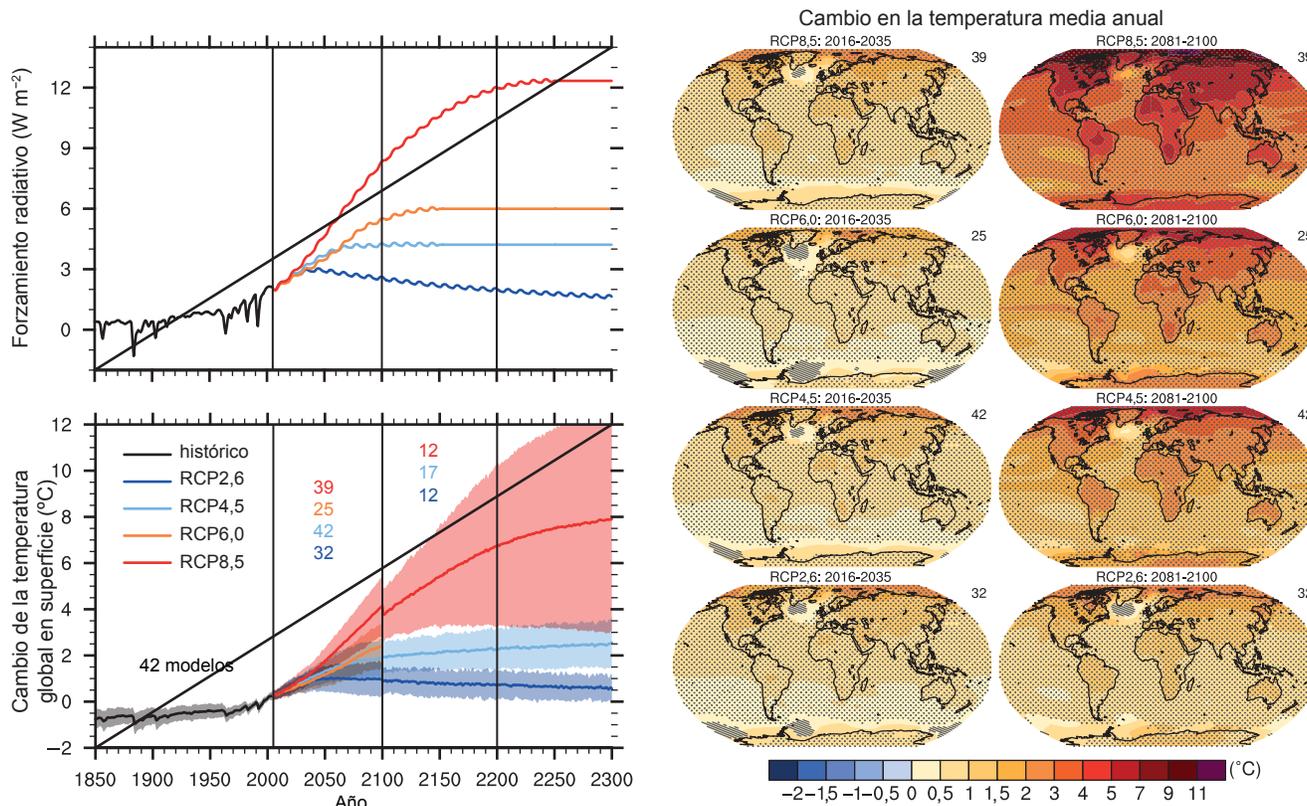


Figura RT.15 | (Parte superior izquierda) Forzamiento radiativo medio global total para los cuatro escenarios de RCP basado en el modelo de balance energético del Modelo de evaluación del cambio climático causado por los GEI (MAGICC). Obsérvese que el forzamiento real simulado por los modelos de la CMIP5 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}