

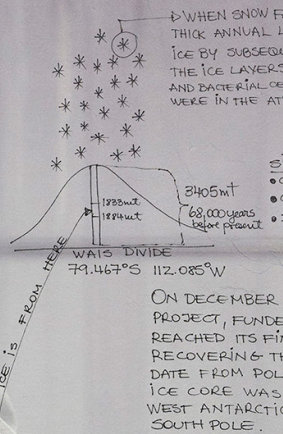
Procesos de los sistemas de la Tierra

This piece of ice is part of a project that presents the first long-term highly resolved bacterial cell concentration record obtained from a polar ice core. This record, retrieved from the West Antarctic Ice Sheet (WAIS) Divide (WD), spans from the Last Glacial Maximum (LGM: 26,000-20,000 years before present) to the early

Holocene (EH: 11,600-9,600 years before present). The bacterial cell concentration record shows distinct fluctuations in cell concentration coincident with major climatic states. The time series also reveals a 1,500 year periodicity with greater amplitude during the Last Deglaciation (20,000-11,600 years before present) and higher bacterial cell concentration and lower variability record during the LGM and the EH that during the Last Deglaciation.

Collectively, statistical models, together with visual observations indicate that the temporal variability in concentration of airborne bacterial cells mainly reflects changes in marine/sea-ice regional environments of the WAIS Divide. Our data show that airborne Antarctic bacterial concentrations from WD ice core are sensitive to large-scale changes in mean climate states and millennial scale variations.

ANTARCTIC AIRBORNE BACTERIA FROM WD ICE CORE MIRROR CLIMATE



HERE: 63cm of ice that represents approx. 6 years

PIECE OF ICE FROM THE WEST ANTARCTIC ICE SHEET (WAIS) DIVIDE ICE CORE

ICE CORES ARE RECORDERS OF CLIMATE VARIABILITY.

ICE CORES ARE UNIQUE BECAUSE WE CAN OBTAIN DIRECT MEASUREMENTS OF PAST ATMOSPHERIC COMPOSITION.

THE INFORMATION ARCHIVED IN ICE CORES IS DERIVED FROM DIFFERENT COMPONENTS SUCH AS CHEMICAL SPECIES, INSOLUBLE PARTICLES, ISOTOPES FOR THE WATER MOLECULE, AND GASES FOR AIR BUBBLES.

ICE CORES ARE USED TO STUDY THE PAST CLIMATE BECAUSE THEY ARCHIVED DIFFERENT INFORMATION ABOUT THE PAST.

THAT ARCHIVED INFORMATION IS USED TO RECONSTRUCT THE PAST, PAST CLIMATE AND PAST ENVIRONMENTAL CONDITIONS.

- WE CAN OBTAIN PROXIES OF:
- PAST TEMPERATURES
 - PAST AEOLIAN ACTIVITY
 - PAST ATMOSPHERIC CIRCULATION
 - PAST POLLUTION
 - PAST ATMOSPHERIC CONCENTRATION OF GREENHOUSE GASES [CO₂, CH₄, N₂O]
 - PAST DUST CONCENTRATION
 - PAST SEA ICE EXTENT
 - AMONG OTHERS

BACTERIAL CELL SIZE AROUND 1 MICROMETER
1 MICROMETER = 0.0001cm
SAMPLES ARE PROCESSED IN CLEAN-COLD ROOMS TO PREVENT CONTAMINATION

TOP DEPTH: 1833m THAT CORE SPEND 13:10:22-45 years before present

BOTH ICE THAT TO: be

Capítulo 3. Procesos de los sistemas de la Tierra

Autores y colaboradores

Autor principal de coordinación federal

Adam Terando, US Geological Survey

Autor principal del capítulo

L. Ruby Leung, Pacific Northwest National Laboratory

Autores principales del capítulo de la agencia

Renu Joseph, US Department of Energy

George Tselioudis, NASA Goddard Institute for Space Studies

Autores del capítulo

Lori M. Bruhwiler, NOAA Global Monitoring Laboratory

Benjamin Cook, NASA Goddard Institute for Space Studies

Clara Deser, National Center for Atmospheric Research

Alex Hall, University of California, Los Angeles

Benjamin D. Hamlington, NASA Jet Propulsion Laboratory

Andrew Hoell, NOAA Physical Sciences Laboratory

Forrest M. Hoffman, Oak Ridge National Laboratory

Stephen Klein, Lawrence Livermore National Laboratory

Vaishali Naik, NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory

Angeline G. Pendergrass, Cornell University

Claudia Tebaldi, Pacific Northwest National Laboratory

Paul A. Ullrich, University of California, Davis

Michael F. Wehner, Lawrence Berkeley National Laboratory

Contribuyentes técnicos

Flavio Lehner, Cornell University

Adam S. Phillips, National Center for Atmospheric Research

Editor revisor

Gavin Schmidt, National Aeronautics and Space Administration

Arte de apertura de capítulo

Ian van Coller

Cita recomendada

Leung, L.R., A. Terando, R. Joseph, G. Tselioudis, L.M. Bruhwiler, B. Cook, C. Deser, A. Hall, B.D. Hamlington, A. Hoell, F.M. Hoffman, S. Klein, V. Naik, A.G. Pendergrass, C. Tebaldi, P.A. Ullrich, and M.F. Wehner, 2023: Cap. 3. Procesos de los sistemas de la Tierra. En: *La Quinta Evaluación Nacional del Clima*. Crimmins, A.R., C.W. Avery, D.R. Easterling, K.E. Kunkel, B.C. Stewart, and T.K. Maycock, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA. <https://doi.org/10.7930/NCA5.2023.CH3.ES>

Índice de Contenidos

Introducción6

Mensaje clave 3.1

Las actividades humanas han causado el calentamiento global observado.....6

Factores antropogénicos 7

Factores naturales 9

Respuesta de la temperatura global de la superficie a los factores climáticos..... 9

Mensaje clave 3.2

El rango estimado de sensibilidad climática se ha reducido un 50 % 11

Mensaje clave 3.3

Los datos nuevos y métodos de análisis han hecho avanzar la climatología..... 13

Avances en la observación del sistema de la Tierra 14

Nuevos escenarios y proyecciones climáticas 15

Simulaciones de grandes conjuntos 17

Restricciones emergentes para las proyecciones futuras..... 18

Atribución de eventos extremos..... 19

Mensaje clave 3.4

El ser humano modifica los procesos del sistema de la Tierra.....20

Variabilidad natural..... 20

Cambios en la circulación atmosférica 21

Cambios en el ciclo del agua..... 22

Cambios en los ciclos biogeoquímicos y del carbono 25

Cambios en el océano 27

Cambios en la criósfera 28

Aumento del nivel del mar 29

Cambios a escala regional..... 30

Mensaje clave 3.5

El ser humano está cambiando las condiciones meteorológicas y los extremos climáticos32

Calor y frío extremos 32

Precipitaciones extremas e inundaciones 32

Sequía..... 32

Incendios forestales..... 34

Eventos compuestos 34

Cuentas trazables.....	36
Descripción del proceso	36
Mensaje clave 3.1	36
Mensaje clave 3.2.....	38
Mensaje clave 3.3.....	40
Mensaje clave 3.4.....	44
Mensaje clave 3.5.....	50
 Referencias	 52

Introducción

El sistema de la Tierra está formado por la atmósfera, la tierra, los océanos y la criósfera, los cuales interactúan y hacen circular la energía, el agua y los elementos esenciales para la vida como el carbono, el nitrógeno y el fósforo. Impulsadas por el sol, estas interacciones y ciclos determinan el clima de la Tierra, que varía de forma natural en un rango amplio de escalas temporales, desde días a milenios, a través de diversos procesos del sistema de la Tierra.

Desde la industrialización, las actividades humanas han alterado drásticamente la composición atmosférica y la cubierta terrestre, con los consiguientes impactos en el clima. Las emisiones de gases de efecto invernadero (greenhouse gas, GHG) causadas por la actividad humana han calentado el planeta al atrapar más energía saliente, lo que ha provocado un cambio en el balance energético neto en la parte superior de la atmósfera. El aumento neto de la entrada de energía calienta la superficie y el aire y aumenta la humedad en las capas bajas de la atmósfera, lo que provoca cambios significativos en los procesos del sistema de la Tierra, lo que incluye cambios en las circulaciones atmosféricas y oceánicas, nubes y precipitaciones y el deshielo de hielo marino, glaciares y capas de hielo. El aumento de la entrada de energía también proporciona combustible para aumentar la frecuencia y la intensidad de eventos meteorológicos extremos como olas de calor y tormentas convectivas.

En los años recientes se ha avanzado en la comprensión de los cambios que ya se han producido, en la atribución de los cambios a la influencia humana y en la proyección de los cambios futuros. Estos avances se ven facilitados por observaciones nuevas y diversas, modelos y experimentos mejorados y la combinación de observaciones y modelos para apoyar varias líneas de evidencia e investigación. A partir de las evaluaciones científicas anteriores, estos avances han permitido a los científicos atribuir inequívocamente el calentamiento global observado a las actividades humanas y reducir en un 50 % el rango de calentamiento global estimado que provocaría la duplicación de la concentración atmosférica de dióxido de carbono. Como complemento del Capítulo 2, que se centra en las tendencias climáticas pasadas y futuras, especialmente en los EE. UU., este capítulo analiza de forma más general cómo responden los procesos del sistema de la Tierra a los factores del cambio climático. Comienza presentando los factores naturales y humanos (antropogénicos) del cambio climático (KM 3.1). Después, aborda nuestra comprensión de la respuesta climática a esos factores, incluida la sensibilidad del clima a los cambios en las concentraciones de GHG y los procesos de retroalimentación que pueden amplificar o contrarrestar parcialmente las influencias de las actividades humanas (KM 3.2). Se analizan avances recientes en materia de observación, modelación y atribución del cambio climático (KM 3.3). Por último, se analizan los cambios en los procesos del sistema de la Tierra que sustentan las muchas facetas del cambio climático global y regional (KM 3.4) y los cambios en los eventos extremos (KM 3.5).

Mensaje clave 3.1

Las actividades humanas han causado el calentamiento global observado

Las actividades humanas, principalmente las emisiones de GHG procedentes del uso de combustibles fósiles, han causado inequívocamente el calentamiento global observado durante la era industrial. Los cambios en los factores climáticos naturales tuvieron efectos a largo plazo globalmente pequeños y regionalmente variables durante ese período.

Los cambios en el clima a escala global se producen principalmente en respuesta a procesos que modifican el equilibrio entre la energía solar entrante y la energía saliente irradiada desde la Tierra en la parte superior de la atmósfera (top of the atmosphere, TOA). Los factores del cambio son tanto naturales como humanos y pueden ser transitorios o duraderos. Los cambios en el balance neto de radiación de la TOA resultantes de una perturbación en los factores climáticos pueden cuantificarse en términos de forzamiento radiativo efectivo (effective radiative forcing, ERF), medido en unidades de vatios por metro cuadrado (W/m^2). Los principales factores naturales del cambio climático —las variaciones de la radiación solar y los aerosoles volcánicos— contribuyen de forma insignificante al forzamiento climático a largo plazo^{1,2}. Se espera que el calentamiento provocado por las emisiones de dióxido de carbono (CO_2) dure de siglos a milenios, debido a la lentitud de los procesos naturales que eliminan el CO_2 de la atmósfera. Los cambios climáticos pueden verse amplificados o atenuados por las retroalimentaciones del sistema climático. Las retroalimentaciones son procesos alterados por el calentamiento que modifican el balance de radiación de la TOA y el nivel global de calentamiento. En la retroalimentación superficie-albedo, por ejemplo, el calentamiento derrite la capa de hielo sobre la tierra y el océano, lo que expone superficies más oscuras debajo que absorben más energía en vez de reflejarla, y esto contribuye a un mayor calentamiento. Consulte el Capítulo 2 del Informe Especial sobre la Ciencia del Clima³ para conocer más detalles sobre fuentes de emisión, forzamiento radiativo y ERF.

Factores antropogénicos

Gases de efecto invernadero bien mezclados

Desde la publicación de la Cuarta Evaluación Nacional del Clima (Fourth National Climate Assessment, NCA4) en 2018, las abundancias atmosféricas globales de los principales gases de efecto invernadero bien mezclados (well-mixed greenhouse gases, WMGHG), incluidos CO_2 , metano (CH_4) y óxido nitroso (N_2O), han seguido aumentando (KM 2.1). La abundancia atmosférica de gases halogenados también ha cambiado, en algunos casos ha aumentado y en otros ha disminuido, debido a las políticas de reducción de la capa de ozono. Los aumentos de las concentraciones de WMGHG desde el período preindustrial hasta la actualidad (1750-2019) contribuyeron a la mayor parte del forzamiento antropogénico total, con aumentos de las concentraciones de CO_2 que aportaron un ERF de $2.16 \pm 0.26 \text{ W}/\text{m}^2$ seguido de $0.54 \pm 0.11 \text{ W}/\text{m}^2$ procedente del CH_4 y $0.41 \pm 0.08 \text{ W}/\text{m}^2$ procedente de compuestos halogenados y $0.21 \pm 0.03 \text{ W}/\text{m}^2$ procedente del N_2O ². El ERF debido a cambios en la abundancia del CH_4 es inferior al debido a los cambios en las emisiones por los efectos compensatorios de otros componentes químicos, como se explica a continuación.

El aumento de los niveles de CO_2 atmosférico desde 1750 se debe principalmente a las emisiones directas de actividades humanas como la combustión de combustibles fósiles, la fabricación de cemento y el cambio de uso de la tierra. Alrededor del $41\% \pm 11\%$ de los $700 \pm 75 \text{ PgC}$ de CO_2 ($1 \text{ PgC} = 1,000$ millones de toneladas métricas de carbono [GtC]) emitidas entre 1750 y 2019 permanecen actualmente en la atmósfera y el resto es absorbido por los océanos y la biósfera terrestre⁴.

El metano se considera tanto un WMGHG como un forzador climático de corta duración debido a su reactividad química y a su vida atmosférica de aproximadamente 10 años. El metano se produce tanto por procesos naturales como por actividades humanas. Las evidencias observacionales apuntan a fuentes microbianas (agricultura, residuos y humedales naturales) como la causa predominante del aumento observado en el crecimiento global del CH_4 atmosférico desde 2006^{5,6}, con una contribución menor de la producción de combustibles fósiles.

Además de su efecto directo sobre el forzamiento radiativo, el CH_4 también tiene una influencia indirecta a través de sus efectos químicos sobre otros factores climáticos, como el CO_2 , el ozono, el vapor de agua estratosférico, los aerosoles y los gases halogenados⁷. Esto hace que aumente el efecto del CH_4 sobre la cantidad de energía atrapada en el sistema de la Tierra. A lo largo de 20 y 100 años, una masa determinada

de emisiones de CH₄ es unas 80 y 30 veces, respectivamente, más eficiente para atrapar energía en el sistema climático que la misma masa emitida de CO₂². Esta comparación de la energía atrapada debido a una masa determinada de gas emitido en comparación con la misma masa emitida de CO₂ se conoce como potencial de calentamiento global (global warming potential, GWP), y siempre se especifica para un horizonte temporal determinado debido a los distintos tiempos de duración química de los GHG distintos del CO₂. Respecto al CH₄, el GWP a 100 años es de aproximadamente 30 (en relación con el GWP del CO₂ que, por definición, es igual a 1 en el mismo período de 100 años).

El aumento de los niveles de N₂O atmosférico desde 1750 es pequeño en comparación con el de CO₂ y CH₄, aunque las tasas han aumentado en los años recientes debido al aumento del uso de fertilizantes nitrogenados en la agricultura⁸. El óxido nitroso tiene una vida atmosférica de unos 116 años y es casi 300 veces más eficiente atrapando energía que el CO₂ en un período de 100 años⁹.

Muchos compuestos halogenados, que son principalmente gases manufacturados, también contribuyen al cambio climático. Entre ellos se encuentran los clorofluorocarburos (chlorofluorocarbons, CFC), los perfluorocarburos (perfluorocarbons, PFC) y el hexafluoruro de azufre (SF₆), cuya duración oscila entre décadas y milenios, y los compuestos halogenados que contienen hidrógeno, como los hidroclorofluorocarburos (hydrochlorofluorocarbons, HCFC) y los hidrofluorocarburos (hydrofluorocarbons, HFC), cuya duración oscila entre meses y décadas. La abundancia atmosférica de la mayoría de los CFC ha seguido disminuyendo en respuesta a las normativas del Protocolo de Montreal sobre las sustancias que agotan la capa de ozono y sus enmiendas¹⁰. Los niveles atmosféricos de HFC están aumentando, mientras que los índices de crecimiento atmosférico de los principales HCFC se han ralentizado en los años recientes.

Forzadores climáticos no metánicos de corta duración

Los forzadores climáticos de corta duración (Short-lived climate forcers, SLCF) son reactivos químicos en la tropósfera (parte inferior de la atmósfera), con una duración atmosférica inferior a dos décadas, e incluyen el ozono, los aerosoles y el metano. La mayoría de los SLCF son también contaminantes atmosféricos o precursores de la contaminación del aire (consulte KM 14.5). A continuación, se presenta una evaluación de los efectos del ERF para dos SLCF no metánicos primarios.

Ozono: es un GHG que se produce de forma natural en toda la atmósfera y es un contaminante atmosférico nocivo cerca de la superficie (KM 14.1). Se forma en la atmósfera a través de reacciones químicas en las que interviene la luz solar: en la estratósfera, la producción de ozono se produce a través de reacciones químicas en las que interviene la descomposición de moléculas de oxígeno por la luz solar, mientras que en la tropósfera, se produce por reacciones químicas en las que intervienen emisiones de metano, óxidos de nitrógeno (óxido nítrico y dióxido de nitrógeno), monóxido de carbono y compuestos orgánicos volátiles no metánicos en presencia de luz solar. El aumento de las emisiones de estos precursores de origen humano desde el período preindustrial es responsable del aumento del ozono troposférico^{7,11}. En la estratósfera, el aumento de las sustancias agotadoras del ozono (ozone-depleting substances, ODS) halogenadas de origen humano ha contribuido a la disminución de la abundancia de ozono. Durante el período 2000-2017, las concentraciones de ozono estratosférico han aumentado ligeramente en respuesta a la disminución de las ODS debido al Protocolo de Montreal y sus enmiendas¹⁰. Los cambios combinados en el ozono troposférico y estratosférico desde la era preindustrial hasta la actualidad han tenido un efecto global de calentamiento de $0.47 \pm 0.23 \text{ W/m}^2$ con una contribución menor de los cambios en el ozono estratosférico².

Aerosoles: son pequeñas partículas que se emiten directamente a partir de actividades humanas y procesos naturales y que también se forman en la atmósfera a través de reacciones en las que intervienen emisiones de precursores gaseosos. Los registros de los núcleos de hielo indican que las concentraciones de aerosoles aumentaron desde la era preindustrial hasta las décadas de los años 70 y 80 del siglo XX, impulsadas por las emisiones de las latitudes medias del norte, y disminuyeron a partir de entonces¹⁰. Este descenso se

atribuye a la reducción de las emisiones de Europa y Norteamérica debido a las normativas sobre calidad del aire. Los datos de satélite y los registros terrestres a lo largo del período moderno confirman el descenso de las concentraciones de aerosoles en las latitudes medias del norte y en los continentes del Hemisferio Sur, pero muestran aumentos en Asia meridional y África oriental^{10, 12}. Globalmente, las concentraciones de aerosoles han disminuido desde el año 2000, impulsadas por reducciones en algunas regiones. Los aerosoles procedentes de las actividades humanas también son contaminantes atmosféricos (KM 14.1, 2.1) e influyen directamente en el balance de radiación de la Tierra al dispersar o absorber la radiación solar, a través de las interacciones entre los aerosoles y las nubes, y al cambiar la reflectividad de la superficie cuando los aerosoles que absorben la luz se depositan sobre la nieve y el hielo. Los cambios en los aerosoles durante el período 1750–2014 han tenido un efecto global de enfriamiento de $-1.3 \pm 0.7 \text{ W/m}^2$. Desde la NCA4, la incertidumbre en el ERF total de los aerosoles se ha reducido, y ahora es *prácticamente seguro* que el ERF total de los aerosoles es negativo, como se expone en el Resumen técnico de la contribución del grupo de trabajo I al Sexto informe de evaluación del grupo intergubernamental de expertos sobre el cambio climático¹³.

Efectos del uso de la tierra en el albedo superficial

El almacenamiento antropogénico de agua, las prácticas agrícolas y los cambios en la cubierta forestal modifican la superficie terrestre y alteran el balance energético de la superficie. El aumento del almacenamiento de agua en la tierra reduce la reflectividad de la superficie y tiene un efecto de enfriamiento localizado debido a la evaporación. El riego de los cultivos tiene un efecto similar de enfriamiento localizado a través tanto del aumento de la evaporación como de la transpiración de las plantas¹⁴. Los bosques pueden inducir el calentamiento porque absorben la energía de la superficie o inducir el enfriamiento debido a la transpiración¹⁵. La deforestación puede causar enfriamiento al aclarar la superficie y aumentar la evaporación del suelo, pero también puede causar calentamiento al reducir la sombra del suelo y la transpiración de las plantas¹⁶. En general, los cambios globales en el uso de la tierra han contribuido con un ERF neto negativo (efecto de enfriamiento) de $-0.20 \pm 0.10 \text{ W/m}^2$.

Factores naturales

Irradiación solar

El forzamiento climático derivado de los cambios en la irradiancia solar es pequeño en relación con los cambios en los GHG antropogénicos durante la era industrial. Los cambios en la irradiancia solar durante el período 1750–2019 han aportado un ERF de $0.01 \pm 0.07 \text{ W m}^{-2}$.

Aerosoles volcánicos

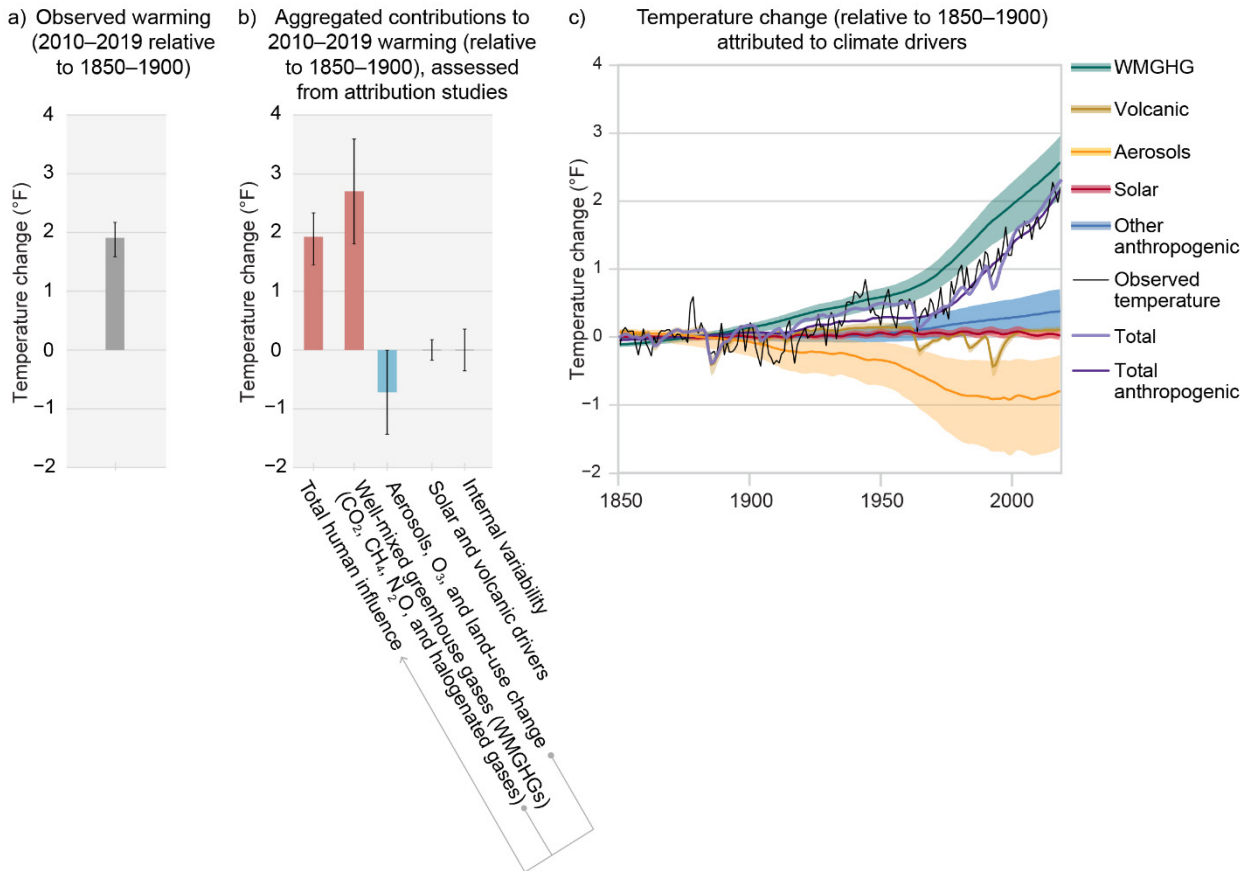
Los aerosoles de sulfato formados en la estratósfera a partir de inyecciones de dióxido de azufre (SO_2) procedentes de erupciones volcánicas explosivas y episódicas y de erupciones menores más frecuentes reducen la radiación solar entrante y provocan un efecto de enfriamiento. Los aerosoles volcánicos también pueden desencadenar cambios en las nubes de la alta tropósfera, lo que provoca un calentamiento^{17, 18}, aunque la magnitud de este efecto es muy incierta¹⁹. La evaluación cuantitativa del ERF neto durante la era industrial respecto a los aerosoles volcánicos muestra efectos insignificantes en las tendencias de temperatura a largo plazo.

Respuesta de la temperatura global de la superficie a los factores climáticos

Un avance reciente notable es la cuantificación de las contribuciones al cambio de la temperatura global del aire en superficie desde el período preindustrial hasta la actualidad debido a los forzamientos de los cambios en los diferentes factores climáticos². Los paneles a y b de la Figura 3.1 muestran que el calentamiento observado en 2010–2019 (en comparación con 1850–1900) está dominado por las contribuciones de los WMGHG y el ozono. Este calentamiento se ha visto parcialmente contrarrestado por el efecto refrige-

rante de los aerosoles y el cambio de uso de la tierra. Debido a la disminución de los aerosoles, el efecto de enfriamiento global por aerosoles se ha debilitado desde 1980, aproximadamente, y la tasa de calentamiento global ha aumentado, debido principalmente al incremento de los GHG (Figura 3.1c). El efecto de enfriamiento de los aerosoles tiene una fuerte dependencia regional⁷, lo que contribuye a las diferencias en el cambio climático regional (KM 3.4). Los factores naturales a lo largo del período histórico han contribuido con un efecto de enfriamiento pequeño y muy variable. Las incertidumbres en los valores del ERF, especialmente de los aerosoles, contribuyen a la incertidumbre en la atribución del calentamiento observado.

El calentamiento global observado y su atribución a los factores climáticos



El calentamiento observado durante la era industrial se debió a las emisiones de las actividades humanas, con un calentamiento de los GHG enmascarado en parte por el enfriamiento de los aerosoles.

Figura 3.1. La figura muestra (a) el cambio observado en la temperatura promedio global en superficie en 2010-2019 en relación con 1850-1900; (b) el cambio de temperatura durante el mismo período (también en relación con 1850-1900) atribuido a la influencia humana total, incluidos los cambios en las concentraciones de GHG bien mezclados (incluidos el dióxido de carbono [CO₂], metano [CH₄], óxido nitroso [N₂O] y gases halogenados); cambios combinados en aerosoles, ozono (O₃) y el uso de la tierra (reflectancia del uso de la tierra); y los factores solares y volcánicos y la variabilidad natural del clima; y (c) evolución temporal de la temperatura observada (2010-2019, en relación con 1850-1900; línea negra) atribuida a los diferentes factores del clima desde 1850 hasta 2019, así como a la influencia humana total (“total antropogénico”; línea morada) y a la influencia natural y humana combinada (“total”; línea lavanda). Los márgenes muy cercanos en (a) y (b) muestran el rango *muy probable*, mientras que las bandas de incertidumbre sombreadas en (c) muestran rangos *muy probables* (5 %-95 %). Observe que en (b), el efecto de calentamiento del ozono se ve compensado en gran medida por el efecto de enfriamiento de los aerosoles, lo que ocasiona un enfriamiento neto cuando se combinan los efectos de los aerosoles, el ozono y el cambio en el uso de la tierra. (a, b) Adaptado con permiso de la Figura SPM.2 del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 2021²⁰; (c) adaptado con permiso de la Figura 7.8 en Forster *et al.* 2021² y la Figura 2.11c de Gulev *et al.* 2021¹⁰.

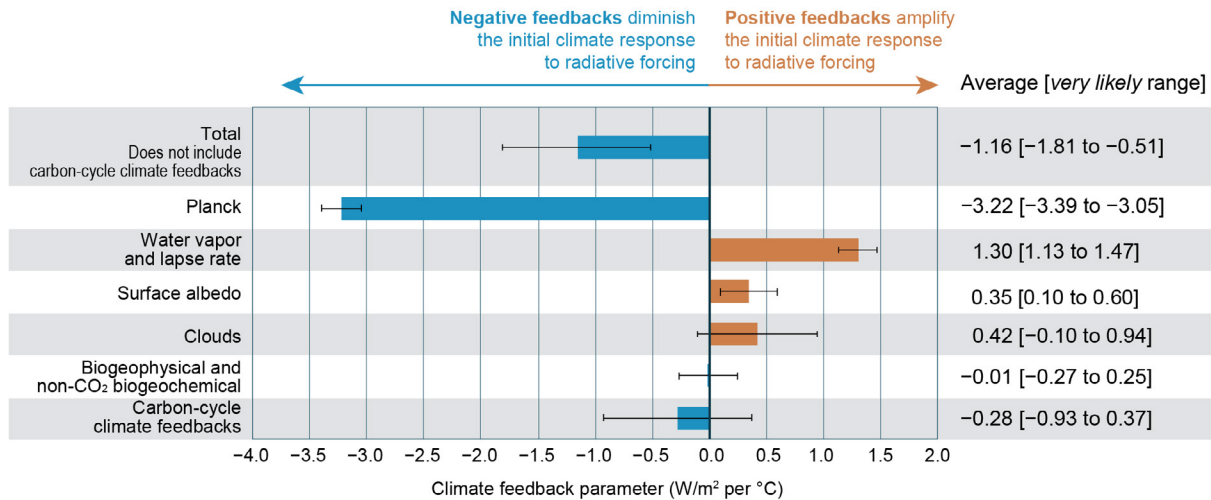
Mensaje clave 3.2

El rango estimado de sensibilidad climática se ha reducido un 50 %

Las mejoras recientes en la comprensión de cómo varían las retroalimentaciones climáticas a lo largo de las escalas temporales han reducido el rango *probable* estimado de calentamiento esperado de una duplicación del dióxido de carbono atmosférico en un 50 % a entre 4.5 °F y 7.2 °F (*confianza alta*).

La respuesta climática total para un forzamiento dado es un indicador importante de los impactos previstos del cambio climático. Esta respuesta se suele caracterizar por la sensibilidad climática de equilibrio (equilibrium climate sensitivity, ECS), que se define como el cambio en la temperatura promedio global de la superficie después de que el sistema climático alcance un estado estacionario luego de la duplicación de la concentración de CO₂ atmosférico. Un valor mayor de la ECS indica mayores incrementos del calentamiento global para un aumento dado de los GHG. La ECS depende tanto del ERF de una duplicación del CO₂ como de la suma de las retroalimentaciones climáticas que pueden amplificar (retroalimentación positiva) o atenuar (retroalimentación negativa) el cambio de temperatura. Las principales retroalimentaciones proceden del aumento de las emisiones de radiación de onda larga que enfría el planeta más caliente (retroalimentación de Planck), del aumento del vapor de agua atmosférico (un GHG), de los cambios en el perfil vertical de la temperatura atmosférica, de la reducción de la superficie cubierta por nieve y hielo reflectantes y de los cambios en la nubosidad. La retroalimentación de las nubes es la mayor fuente de incertidumbre de la ECS (Figura 3.2)^{2,21}. La respuesta del ciclo del carbono al calentamiento climático aporta una incertidumbre adicional (KM 3.4).

Retroalimentaciones en el sistema climático



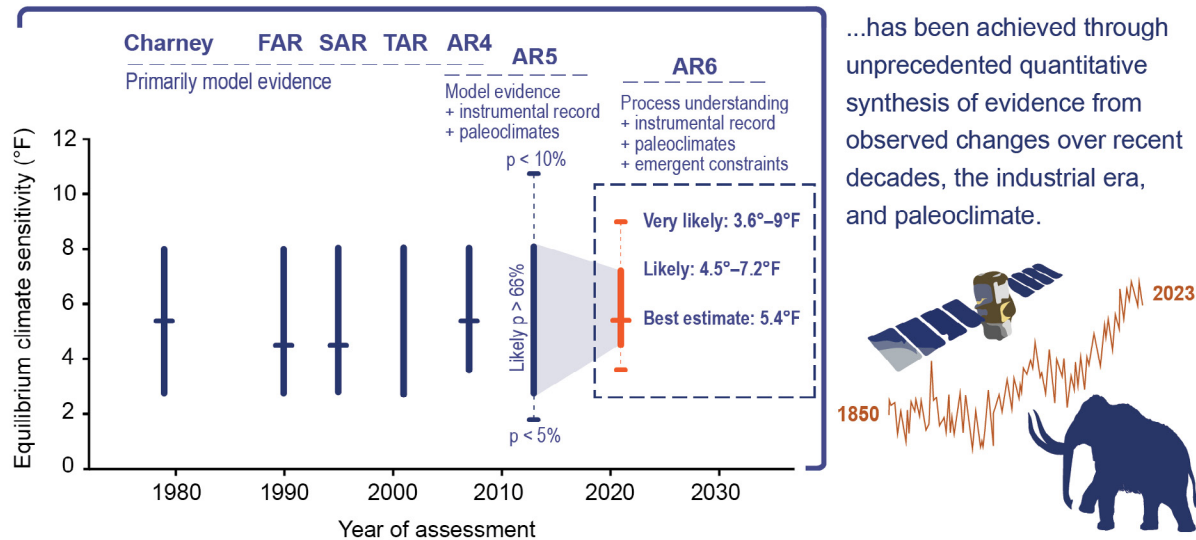
Múltiples procesos de retroalimentación en el sistema climático amplifican o disminuyen parcialmente la respuesta al forzamiento radiativo; es necesario cuantificar sus valores para determinar la respuesta del clima a las actividades humanas.

Figura 3.2. El gráfico muestra los valores estimados de las retroalimentaciones que actúan en el sistema climático. La retroalimentación total es la que contribuye al valor evaluado de la sensibilidad climática. Las barras denotan los valores promedio de retroalimentación, y las incertidumbres denotadas por los márgenes muy cercanos representan rangos *muy probables*. Las barras azules indican retroalimentaciones negativas y las barras naranjas retroalimentaciones positivas. Los valores de retroalimentación son estimados por modelos climáticos basados en el cambio de equilibrio en el balance energético de la Tierra en respuesta a una duplicación del dióxido de carbono (CO₂) con y sin los procesos de retroalimentación. W/m² son vatios por metro cuadrado. Adaptado con permiso de la Figura TS.17 en Arias *et al.* 2021¹³.

El desarrollo clave desde la NCA4 es que el rango de incertidumbre de la ECS se ha reducido^{2,21}. Las evaluaciones recientes sitúan la ECS entre 4.5 °F y 7.2 °F (2.5 °C y 4.0 °C), lo que supone una reducción de la incertidumbre del 50 % respecto a las evaluaciones anteriores (Figura 3.3). Es *prácticamente seguro* que la ECS es superior a 2.7 °F (1.5 °C), lo que garantiza un impacto significativo del cambio climático debido al aumento continuo de las emisiones de CO₂ y otros GHG.

Avances en la comprensión de la sensibilidad y la retroalimentación climáticas

The reduced uncertainty in climate sensitivity and climate feedback...



...has been achieved through unprecedented quantitative synthesis of evidence from observed changes over recent decades, the industrial era, and paleoclimate.

Las incertidumbres sobre la sensibilidad climática y las retroalimentaciones se han reducido sintetizando múltiples líneas de evidencia.

Figura 3.3. El gráfico (izquierda) muestra las estimaciones de la sensibilidad climática de equilibrio (ECS; eje Y) y las líneas de evidencia consideradas en función de los años (eje X) en los que se publicaron varios informes de evaluación. Estas evaluaciones incluyen el “Informe Charney” —un estudio realizado por un grupo de investigación estadounidense *ad hoc* que se publicó en 1979— y del primer al sexto informes de evaluación elaborados por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC), indicados aquí con las siglas FAR, SAR, TAR, AR4, AR5 y AR6, respectivamente. La Evaluación Nacional del Clima (National Climate Assessment, NCA) adopta los valores de sensibilidad climática evaluados por los informes del IPCC. Las barras verticales gruesas indican el rango *probable* y las marcas horizontales de estas barras, cuando las hay, indican la mejor estimación (las marcas del AR5 indican una probabilidad inferior al 5 % de que la ECS sea inferior a 1.8 °F y una probabilidad inferior al 10 % de que sea superior a 10.8 °F). La reducción del rango estimado de la ECS en el AR6 refleja los avances en la comprensión de cómo operan las retroalimentaciones climáticas a través de las escalas temporales y una mayor capacidad para combinar las limitaciones físicas con los datos observacionales de las décadas recientes, la era industrial y los registros paleoclimáticos. Las imágenes de un satélite, la serie temporal de temperatura de la superficie y un mamut lanudo (derecha) son emblemáticas de estas tres líneas de evidencia utilizadas para evaluar la sensibilidad climática. Adaptado con permiso de la Figura TS.16a en Arias *et al.* 2021¹³.

Esta reducción de la incertidumbre es el resultado de los avances en la combinación de observaciones y resultados de modelación específicos de líneas de evidencia casi independientes, cada una de las cuales coincide en general en los valores de la ECS. Las líneas de evidencia incluyen: 1) las variaciones observadas en la actualidad en escalas temporales mensuales a interanuales, a partir de las cuales se infieren las nubes y otras retroalimentaciones climáticas; 2) los cambios de temperatura observados entre el período preindustrial y el presente y las relaciones asociadas con el ERF; y 3) los cambios estimados de temperatura y forzamiento radiativo de múltiples períodos cálidos y fríos en los registros paleoclimáticos²¹.

Entre los avances logrados desde la NCA4 se encuentran los siguientes:

- Mayor uso de las observaciones actuales para determinar la nubosidad y otras retroalimentaciones climáticas. Las “restricciones emergentes” halladas en los conjuntos de modelos del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (Coupled Model Intercomparison Project, CMIP) refuerzan la confianza en la inferencia de retroalimentaciones de cambios climáticos medidos por siglos a partir de las variaciones actuales en escalas temporales mensuales a interanuales (consulte el Apéndice 3).
- Mayor uso de modelos de muy alta resolución de corrección de nubes para determinar los cambios esperados en respuesta a las condiciones más cálidas
- Mayor comprensión de cómo los cambios en la distribución espacial de la temperatura de la superficie del mar a lo largo del período histórico afectaron las retroalimentaciones climáticas.
- Mayor disponibilidad de temperaturas reconstruidas y valores de ERF del paleoclima y mayor confianza en cómo tener en cuenta la dependencia del estado de las retroalimentaciones climáticas y las desviaciones del equilibrio.

La reducción de la incertidumbre en la ECS vino acompañada de una reducción de la incertidumbre en la retroalimentación de las nubes. Existe una mayor confianza en que la suma de las retroalimentaciones sobre todos los tipos de nubes es positiva (es decir, un efecto de calentamiento) y resulta principalmente del aumento de la altitud de las nubes de alto nivel y de la disminución de la cantidad de estratocúmulos marinos y nubes continentales de bajo nivel. Ahora se cree que una retroalimentación negativa previamente identificada que surge de la transición de la fase de las nubes de hielo a líquido a medida que el planeta se calienta²² es sustancialmente menor según nueva evidencia observacional^{23, 24}.

Es importante señalar que el rango nuevo evaluado de ECS se basa en análisis observacionales y en evidencias de modelación seleccionadas, pero no tiene en cuenta directamente los valores de ECS de los modelos climáticos. Se considera que los modelos con valores de ECS fuera del rango evaluado tienen valores *poco probables* de ECS. En particular, los modelos CMIP6 con valores de ECS superiores a 9 °F (5 °C) pueden simular una sincronización poco realista para alcanzar un determinado nivel de calentamiento global (global warming level, GWL). A pesar de sus plazos poco realistas, estos modelos pueden seguir utilizándose para estimar los impactos climáticos que se producen en un determinado GWL²⁵.

Mensaje clave 3.3

Los datos nuevos y métodos de análisis han hecho avanzar la climatología

Varios avances científicos han permitido comprender mejor los procesos climáticos y sus respuestas a la influencia humana. Los registros observacionales se han ampliado y han aparecido nuevos sistemas de observación. Los nuevos escenarios de desarrollo socioeconómico, y sus emisiones y cambios de uso de la tierra asociados, impulsan las proyecciones climáticas actualizadas de los modelos del sistema de la Tierra. Las grandes simulaciones de conjuntos a partir de múltiples modelos han permitido a los científicos distinguir mejor el cambio climático antropogénico de la variabilidad climática natural. Las técnicas de evaluación de modelos más específicas utilizan las observaciones para reducir la gama estimada de cambios climáticos futuros. Por último, los avances en los métodos de atribución de eventos extremos permitieron a los científicos estimar casi en tiempo real la contribución de la influencia humana a algunos tipos de eventos extremos individuales.

Avances en la observación del sistema de la Tierra

Los productos de las observaciones de superficie y por satélite siguen proporcionando una visión profunda de los cambios recientes en el sistema de la Tierra. Los nuevos análisis basados en observaciones de superficie a largo plazo proporcionan mejores restricciones sobre la productividad regional de las plantas y las influencias moderadoras del agua y los nutrientes (p. ej., los sitios AmeriFlux y los dominios de la Red Nacional de Observatorios Ecológicos [National Ecological Observatory Network, NEON]), sobre la escorrentía superficial y subsuperficial (p. ej., redes de observación del Servicio Geológico de Estados Unidos [United States Geological Service, USGS]), sobre el balance energético de la superficie (p. ej., medición de radiación atmosférica [Atmospheric Radiation Measurement, ARM] y otros sitios de la Red de Base de Radiación Superficial [Baseline Surface Radiation Network, BSRN]), sobre la incertidumbre en las temperaturas cercanas a la superficie (p. ej., Instituto Goddard de Estudios Espaciales y Temperatura de la Superficie [Goddard Institute for Space Studies Surface Temperature, GISTEMP]) y sobre las emisiones de CO₂ atmosférico y gases afines (p. ej., Laboratorio de Monitoreo Global [Global Monitoring Laboratory, GML] de los Laboratorios de Investigación del Sistema Terrestre [Earth System Research Laboratories, ESRL] de la Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica [National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA]). Las mediciones en el sitio de la temperatura del océano, la salinidad y las concentraciones biogeoquímicas clave son proporcionadas por boyas, rastros de buques, flotadores y barcos pesqueros con redes de deriva (Programa Global Drifter [Global Drifter Program, GDP] de la NOAA) y tecnología Sairdrone. Los registros ampliados de las misiones por satélite de Nubes y Sistema de Energía Radiante de la Tierra (Clouds and the Earth's Radiant Energy System, CERES) y Sonda Infrarroja Atmosférica (Atmospheric Infrared Sounder, AIRS) ofrecen ahora una confianza cada vez mayor en el calentamiento de la atmósfera y la superficie de la Tierra. El análisis continuo del registro de alturas del nivel del mar de una serie de altímetros por satélite, que dura ya 30 años, permite observar una reciente aceleración del aumento del nivel del mar. Sin embargo, la continua disminución del número de estaciones activas de seguimiento de las precipitaciones en el sitio amenaza con producir brechas en nuestro registro de observación de las precipitaciones²⁶.

Los sistemas de observación desplegados recientemente prometen una comprensión más profunda de los sistemas físicos de la Tierra y una reducción de la incertidumbre en las proyecciones climáticas. Entre las misiones más recientes de la Administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio (National Aeronautics and Space Administration, NASA) se encuentran el termógrafo del Experimento Ecosystem de Radiómetro Térmico Espacial en la Estación Espacial (Ecosystem Spaceborne Thermal Radiometer Experiment on Space Station, ECOSTRESS), centrado en la temperatura de la vegetación y su respuesta a los factores de estrés climático; el sistema de medición y detección de objetos mediante láser (Laser Imaging Detection and Ranging, LIDAR) de la Investigación de la Dinámica del Ecosistema Global (Global Ecosystem Dynamics Investigation, GEDI), centrado en el dosel forestal; el espectrómetro de la Investigación de la Fuente de Polvo Mineral de la Superficie Terrestre (Earth Surface Mineral Dust Source Investigation, EMIT); y la misión de Topografía de las Aguas Superficiales y Oceánicas (Surface Water and Ocean Topography, SWOT), en colaboración con el Centro Nacional de Estudios Espaciales (Centre National d'Études Spatiales), la Agencia Espacial Canadiense y la Agencia Espacial del Reino Unido, centrada en la medición de las aguas superficiales terrestres y la altura de la superficie oceánica. Otras misiones lanzadas recientemente o de próxima creación son las Observaciones Resueltas en el Tiempo de la estructura de las precipitaciones y la Intensidad de las tormentas con una Constelación de Satélites Pequeños (Time-Resolved Observations of Precipitation structure and storm Intensity with a Constellation of Smallsats, TROPICS) de la NASA y el Sistema Conjunto de Satélites Polares-2 (Joint Polar Satellite System-2, JPSS-2) de la NOAA, centrados en los ciclones tropicales y otros eventos meteorológicos extremos. Otras fronteras de monitoreo del clima por satélite son las propiedades hidrológicas (p. ej., el espesor de la nieve) y atmosféricas (p. ej., las nubes y la composición de la atmósfera). Además de las observaciones por satélite, el Observatorio de Nieve en Suspensión (Airborne Snow Observatory, ASO) del Laboratorio de Propulsión a Chorro de la NASA y su sucesor comercial han realizado numerosos estudios de la nieve, lo que ha permitido elaborar mapas extre-

madamente detallados del manto de nieve de las montañas. Además, los esfuerzos recientes del USGS en el Sistema de Observación del Agua de Nueva Generación (Next Generation Water Observing System, NGWOS) están mejorando la calidad de los datos en tiempo real sobre cantidad y calidad del agua procedentes de instrumentos fijos y móviles.

En combinación con algoritmos y técnicas de asimilación de datos más recientes, un número mayor de productos de datos observacionales permite imponer restricciones más estrictas a los conjuntos de datos de reanálisis modernos, como el Análisis Retrospectivo de la Era Moderna para la Investigación y Aplicación, versión 2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2, MERRA2) y el Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio, versión 5 (ERA5). Las mejoras en el número y la calidad de los productos de datos observacionales también han permitido nuevas métricas y diagnósticos orientados a los procesos (p. ej., Leung *et al.* 2022;²⁷ Maloney *et al.* 2019;²⁸ Simpson *et al.* 2020²⁹), que a su vez mejoran la validación de los modelos del sistema de la Tierra (Earth system models, ESM).

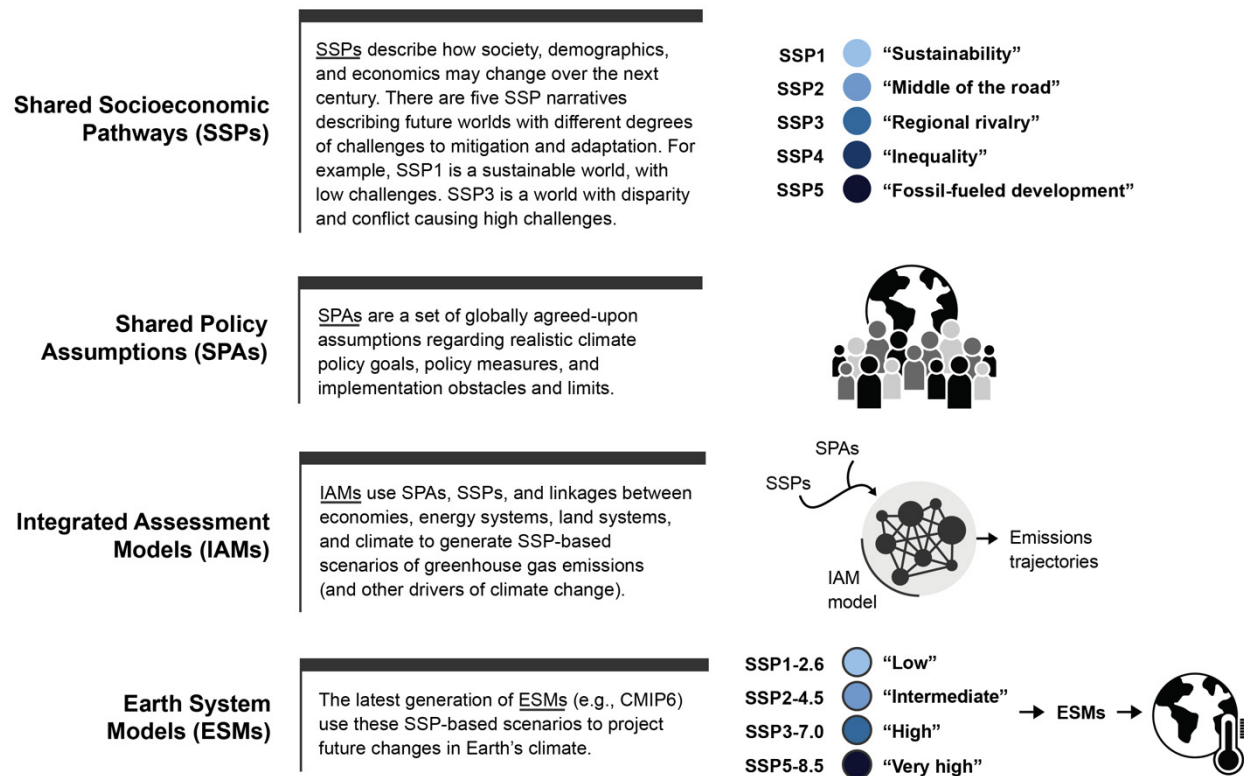
Nuevos escenarios y proyecciones climáticas

Una nueva generación de ESM ha producido un conjunto actualizado de proyecciones según muchos nuevos escenarios relevantes para las políticas. Varios ESM se han ejecutado con una resolución significativamente mayor (unos 20-50 km) que la norma anterior (unos 100-200 km) para experimentos centrados en explorar aspectos particulares de los cambios climáticos, como los ciclones tropicales, que no pueden simularse con modelos de resolución más aproximada.

El Proyecto de Intercomparación de Modelos de Escenarios (Scenario Model Intercomparison Project, ScenarioMIP)³⁰ organizó el principal conjunto de experimentos de proyección del siglo XXI en el marco de la última fase del CMIP6. Estas proyecciones del CMIP6 utilizaron nuevos escenarios basados en las Trayectorias Socioeconómicas Compartidas (Shared Socioeconomic Pathways, SSP; Figura 3.4)^{31, 32, 33}. Cinco SSP representan trayectorias alternativas recomendables de crecimiento del Producto Interno Bruto (Gross Domestic Product, GDP) y de la población en el siglo XXI, así como el ritmo y la penetración del progreso socioeconómico y tecnológico en cada país y en todo el mundo (consulte la Tabla 3 de la Guía del Informe). Los factores específicos de las SSP se utilizan en modelos de evaluación integrados (integrated assessment models, IAM) para simular la evolución correspondiente del sistema energético y las trayectorias de los GHG resultantes. Estas, a su vez, son utilizadas por los ESM para impulsar sus proyecciones del siglo XXI. Algunas de estas trayectorias también se modifican mediante la imposición de políticas de mitigación que cumplan objetivos específicos de calentamiento (p. ej., 1.5 °C [2.7 °F] o 2 °C [3.6 °F] por encima de los niveles preindustriales) para finales de siglo³⁴. La Figura 3.4 describe este proceso paso a paso.

Observe que los supuestos de mitigación en los distintos escenarios no son directamente relacionables con el debate sobre mitigación del Capítulo 32, donde el análisis se centra específicamente en los objetivos actuales de mitigación de los EE. UU. de cara a las metas de París. Las metas estrictas de emisiones de CO₂ cero netas para 2050 que el Capítulo 32 analiza para los EE. UU. son, sin embargo, coherentes con el escenario más bajo adoptado en el ScenarioMIP.

Escenarios basados en las SSP y su uso en proyecciones de modelos climáticos



Las proyecciones del clima futuro abarcan un proceso de varios pasos en el que se utilizan escenarios sobre la futura evolución socioeconómica, las metas políticas y las emisiones para impulsar modelos del sistema de la Tierra.

Figura 3.4. El gráfico muestra la cadena de desarrollo que conduce a los experimentos con modelos del sistema de la Tierra en el marco del escenario CMIP6, las proyecciones más actualizadas sobre el cambio climático en el siglo XXI. Se elaboraron cinco trayectorias de desarrollo de la sociedad (las SSP). A continuación, se desarrollaron hipótesis sobre las políticas de mitigación del cambio climático que podrían aplicarse de forma coherente a esos futuros socioeconómicos (las SPA). Los modelos de evaluación integrada tomaron estas trayectorias de referencia o mitigadas y produjeron trayectorias alternativas recomendables de emisiones de GHG y cambio de uso de la tierra. Los modelos del sistema de la Tierra utilizaron esas emisiones y los cambios en el uso de la tierra como datos de entrada para elaborar los nuevos escenarios CMIP6 de los resultados climáticos. Créditos de la figura: Pacific Northwest National Laboratory, NOAA NCEI y CISS NC.

Los nuevos escenarios se denominan "SSPX-Y", donde SSPX (con X entre 1 y 5) identifica la SSP utilizada para producir las trayectorias de los GHG y "Y" indica la magnitud del forzamiento radiativo para 2100 en W/m². Las principales trayectorias del siglo XXI del conjunto CMIP6 son SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 y SSP5-8.5, junto con SSP1-1.9, la trayectoria de emisiones más bajas, que está diseñada para mantenerse por debajo de 1.5 °C (2.7 °F) de calentamiento por encima de los niveles preindustriales. Estos escenarios pretenden proporcionar un conjunto representativo de trayectorias alternativas recomendables de emisiones de GHG y aerosoles y de cambios en el uso de la tierra, según tendencias alternativas de desarrollo social y económico a lo largo del siglo XXI. Los tres nuevos escenarios corresponden a tres de los escenarios de la Trayectoria de Concentración Representativa (Representative Concentration Pathway, RCP) utilizados en la CMIP5 en sus niveles de forzamiento global (SSP1-2.6 con RCP2.6, SSP2-4.5 con RCP4.5 y SSP5-8.5 con RCP8.5), aunque con detalles diferentes en su composición de gases y usos de la tierra. Las proyecciones de escenarios pueden utilizarse para explorar los resultados climáticos bajo una trayectoria futura coherente de GHG y otros forzamientos antropogénicos.

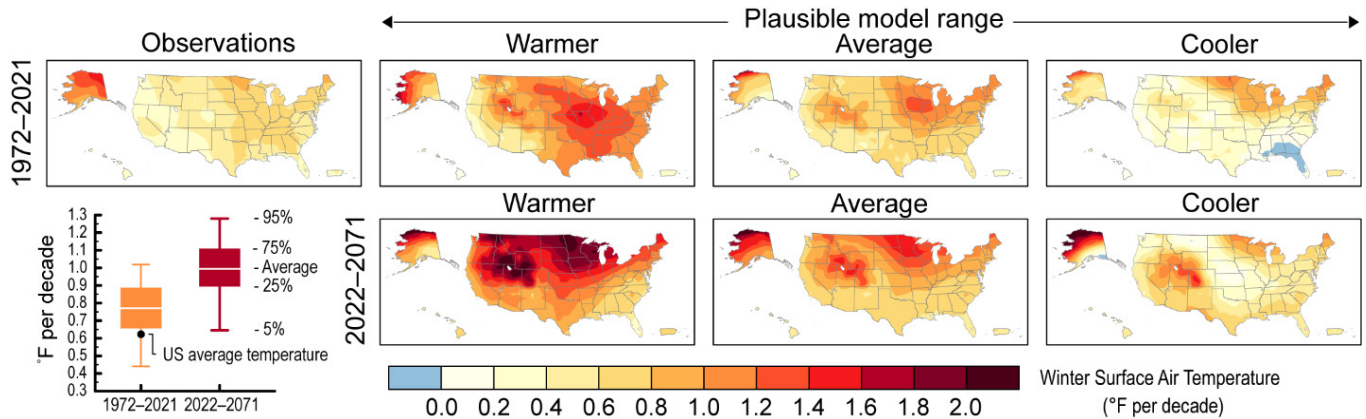
Una perspectiva alternativa sobre los efectos del cambio climático utiliza los GWL como principio organizador. Cabe preguntarse cuándo se alcanzará un determinado GWL para un escenario y un modelo climático dados, conectando así las dos perspectivas. CMIP6 incluye muchos experimentos realizados por muchos ESM a unos 100 km de resolución³⁵. Un enfoque multimodelo, el Proyecto de Intercomparación de Modelos de Alta Resolución (High Resolution Model Intercomparison Project, HighResMIP)³⁶, para investigar sistemáticamente el impacto de la resolución horizontal. Los modelos que participan en el HighResMIP tienen resoluciones de entre 20 y 50 km y muestran simulaciones más realistas de tormentas intensas y precipitaciones resultantes^{37, 38}. Con estas resoluciones, pueden representar explícitamente ciclones tropicales^{39, 40, 41}, y sus simulaciones apoyan la conclusión de una disminución global de la frecuencia de ciclones tropicales⁴² junto con un aumento de la intensidad con el calentamiento. Su topografía más refinada también mejora la representación de los procesos locales, como los efectos del calentamiento en el manto de nieve de las montañas, una importante fuente de agua para el oeste de Estados Unidos⁴³.

Las simulaciones argumentales son otra estrategia para desarrollar proyecciones futuras^{44, 45, 46}. En una variante de este enfoque, los conjuntos de simulaciones meteorológicas de análisis posterior de corta inicialización en condiciones de calentamiento impuestas pueden proporcionar información procesable a escala regional o local^{47, 48, 49}. También pueden realizarse simulaciones plurianuales más largas para comprender los cambios en las estadísticas de los eventos meteorológicos extremos y las características de las tormentas (p. ej., Chen *et al.* 2023⁵⁰; Gutmann *et al.* 2018⁵¹) o para explorar el cambio futuro en extremos climáticos como la sequía (p. ej., Ullrich *et al.* 2018⁵²).

Simulaciones de grandes conjuntos

Muchas realizaciones del clima pasado y futuro se generan a partir de simulaciones de modelos climáticos que parten de condiciones iniciales ligeramente perturbadas entre sí. Estas pequeñas perturbaciones aleatorias, el llamado efecto mariposa, pueden alterar posteriormente la secuencia caótica de los eventos meteorológicos y climáticos y, por tanto, el curso futuro de la variabilidad simulada por el modelo. Recientemente, se han realizado experimentos con modelos climáticos utilizando múltiples modelos climáticos con pequeñas perturbaciones aleatorias al inicio de las simulaciones. La aparición de estos grandes conjuntos de condiciones iniciales (en adelante, grandes conjuntos) en la modelación climática proporciona un marco explícito para cuantificar las contribuciones relativas de los factores externos y la variabilidad natural al cambio climático regional mediante el muestreo de diferentes secuencias posibles de variabilidad natural que comparten una respuesta forzada común⁵³. La aplicación de grandes conjuntos para evaluar la posible gama de tendencias climáticas a escala local y regional es un avance importante de los años recientes (Figura 3.5). Los experimentos nuevos de múltiples modelos climáticos que recogen la incertidumbre debido a la variabilidad natural, los cambios en la variabilidad y la incertidumbre de los modelos han mejorado nuestra capacidad para comprender y cuantificar los cambios climáticos previstos y las contribuciones relativas del cambio climático de origen humano, así como la variabilidad natural del clima a escala regional. El archivo de grandes conjuntos ha revelado que los distintos modelos tienen representaciones diferentes de la variabilidad climática natural y de cómo esta responde al cambio climático antropogénico. Respecto a algunas variables, como la precipitación, la variabilidad aumenta sistemáticamente con el calentamiento global, y los grandes conjuntos proporcionan un contexto importante para cuantificar y comprender estos cambios.

Tendencias de la temperatura del aire en la superficie en invierno en simulaciones de grandes conjuntos



Las simulaciones de grandes conjuntos proporcionan un rango recomendable de tendencias de la temperatura del aire en superficie en invierno que combinan el cambio climático de origen humano y la variabilidad natural. La tendencia observada se sitúa dentro del rango simulado por el gran conjunto del período histórico.

Figura 3.5. Esta figura muestra las tendencias pasadas y futuras proyectadas (en °F por década) de la temperatura promedio del aire en invierno (diciembre-febrero) sobre Estados Unidos y sus territorios (excepto las Islas del Pacífico afiliadas a los EE. UU. [US-Affiliated Pacific Islands, USAPI]). La fila superior muestra las tendencias observadas durante 1972-2021 (panel “Observaciones”) y el rango de tendencias recomendables simuladas por el gran conjunto del Modelo 2 del Sistema Terrestre Comunitario (Community Earth System Model 2, CESM2) de 100 miembros durante 1972-2021 (paneles “más cálido”, “promedio” y “más frío”). Aquí, “más cálido” es el miembro del conjunto con la quinta tendencia promedio más alta de los EE. UU., “más frío” es el miembro del conjunto con la quinta tendencia promedio más baja de los EE. UU., y “promedio” es la tendencia promedio de los 100 miembros del conjunto. Observe que el rango del modelo es el resultado de las influencias combinadas de la variabilidad natural simulada y del cambio climático de origen humano. La fila inferior de mapas muestra el rango recomendable del modelo de tendencias simuladas por el gran conjunto del Modelo 2 del Sistema Terrestre Comunitario (CESM2) de 100 miembros proyectado para 2022-2071 en el escenario de forzamiento radiativo SSP3-7.0 (paneles “más cálido”, “promedio” y “más frío”; consulte las definiciones en el contenido anterior). Las áreas blancas de los mapas son grandes lagos, como el Gran Lago Salado, el lago Okeechobee y el lago Tahoe. Los valores de tendencia en las USAPI (no mostrados) son muy similares a los de las islas hawaianas. El diagrama de cajas de la parte inferior izquierda muestra la distribución de las tendencias promedio de los EE. UU. simuladas por el gran conjunto del CESM2 de 100 miembros para el período 1972-2021 (naranja) y proyectadas para el período 2022-2071 (rojo). La línea blanca delgada dentro de cada recuadro indica el valor promedio, y los límites del recuadro muestran el rango percentil 25-75. El punto negro muestra la tendencia promedio observada en los EE. UU. durante 1972-2021, que se sitúa dentro del rango de tendencias recomendables del modelo. Créditos de la figura: National Center for Atmospheric Research.

Restricciones emergentes para las proyecciones futuras

En la década pasada ha madurado un planteamiento para reducir la incertidumbre en las proyecciones sobre el cambio climático. Es lo que se conoce como “restricciones emergentes”⁵⁴. El término hace referencia a relaciones estadísticas sólidas entre parámetros climáticos futuros muy inciertos y tendencias o variaciones observables en el clima actual, junto con una explicación física de esta relación. Las observaciones del clima actual se utilizan para cuantificar la diferencia entre los valores simulados y los observados en la simulación de un modelo (lo que se denomina sesgo del modelo) y, posteriormente, restringir los parámetros climáticos futuros. La investigación sobre las restricciones emergentes se ha centrado en una amplia variedad de procesos geofísicos⁵⁵. Por ejemplo, las proyecciones de la escorrentía del oeste de los EE. UU. en los modelos CMIP5 pueden verse limitadas por la sensibilidad observada de la escorrentía a las precipitaciones en el clima histórico⁵⁶. Se puede utilizar una relación lineal entre el calentamiento proyectado en verano y el

sesgo cálido del modelo sobre el centro de los EE. UU. en los modelos CMIP5 para corregir las proyecciones de temperatura futuras⁵⁷, y la asimetría interhemisférica observada de la zona de convergencia intertropical se ha utilizado para corregir las proyecciones futuras de las precipitaciones invernales de California⁵⁸.

Atribución de eventos extremos

La ciencia de la evaluación de los efectos del cambio climático de origen humano sobre los eventos climáticos y meteorológicos extremos ha avanzado considerablemente. La influencia humana ha modificado la frecuencia y la intensidad de algunos tipos de eventos extremos, y ahora es posible cuantificar la influencia del cambio climático antropogénico en ciertos tipos de eventos extremos específicos.

La atribución de eventos extremos cuantifica la influencia humana actual en los eventos meteorológicos severos observados, principalmente a través de cambios en la magnitud y la frecuencia⁵⁹. Los avances metodológicos recientes han ampliado las clases de eventos meteorológicos analizados y han extendido estos análisis más allá de los eventos aislados para incluir los peligros a lo largo de toda una temporada (p. ej., Herring *et al.* 2022⁶⁰, 2019⁶¹, 2018⁶²; Reed *et al.* 2022⁶³; Wehner *et al.* 2019⁶⁴). La confianza en las declaraciones de atribución aumenta cuando múltiples métodos, observaciones y modelos conducen a conclusiones similares⁶⁵ y se detectan tendencias subyacentes similares⁶⁶.

Los avances metodológicos recientes incluyen métodos gráficos para identificar las trayectorias de causa y efecto⁶⁷, utilizando la visión física para informar modelos estadísticos^{68,69}, simulaciones factuales y contrafactuales⁷⁰ y grandes conjuntos.⁷¹ Las bases de datos CMIP5/6 se utilizan, a menudo, en estudios de atribución de eventos, pero la proximidad relativa de las mallas de los modelos (100 km o más) limita su aplicabilidad a eventos de gran escala, como ciertas olas de calor⁷² o tormentas invernales⁷³. Los eventos de escala más fina, como las tormentas intensas, se prestan, a menudo, a simulaciones de análisis posterior (consulte en el contenido anterior “Nuevos escenarios y proyecciones climáticas”), utilizando modelos regionales de mayor resolución para comparar la “tormenta que fue” con el cambio climático observado con la “tormenta que podría haber sido” sin los cambios humanos en el sistema climático^{74,75}. Sin embargo, por construcción, estos análisis argumentales informan las declaraciones de atribución sobre los cambios en la magnitud de un evento, no en la frecuencia.

Los métodos de atribución han avanzado tanto que pueden hacerse declaraciones rápidas apenas unas semanas después de un evento^{76,77} e incluso pronosticar⁷⁸, y estos análisis podrían hacerse operativos⁷⁹. A pesar de los avances recientes, la influencia humana en algunos eventos meteorológicos extremos puede no ser atribuible debido a las limitaciones de los modelos^{80,81}.

La atribución de los eventos extremos ha demostrado que algunos de ellos se producen con mayor frecuencia, magnitud y duración debido al cambio climático antropogénico. Por ejemplo, es *muy probable* que el cambio climático hizo que un evento de precipitación extrema en 2016 en Louisiana fuera más pesado⁷⁷ y aumentó tanto las precipitaciones^{82,83,84} como las inundaciones⁸⁵ durante el huracán Harvey. Aunque estos estudios revelan cómo el cambio climático afecta los eventos extremos, también revelan que las observaciones históricas del clima suelen ser insuficientes para caracterizar los riesgos futuros.

Mensaje clave 3.4

El ser humano modifica los procesos del sistema de la Tierra

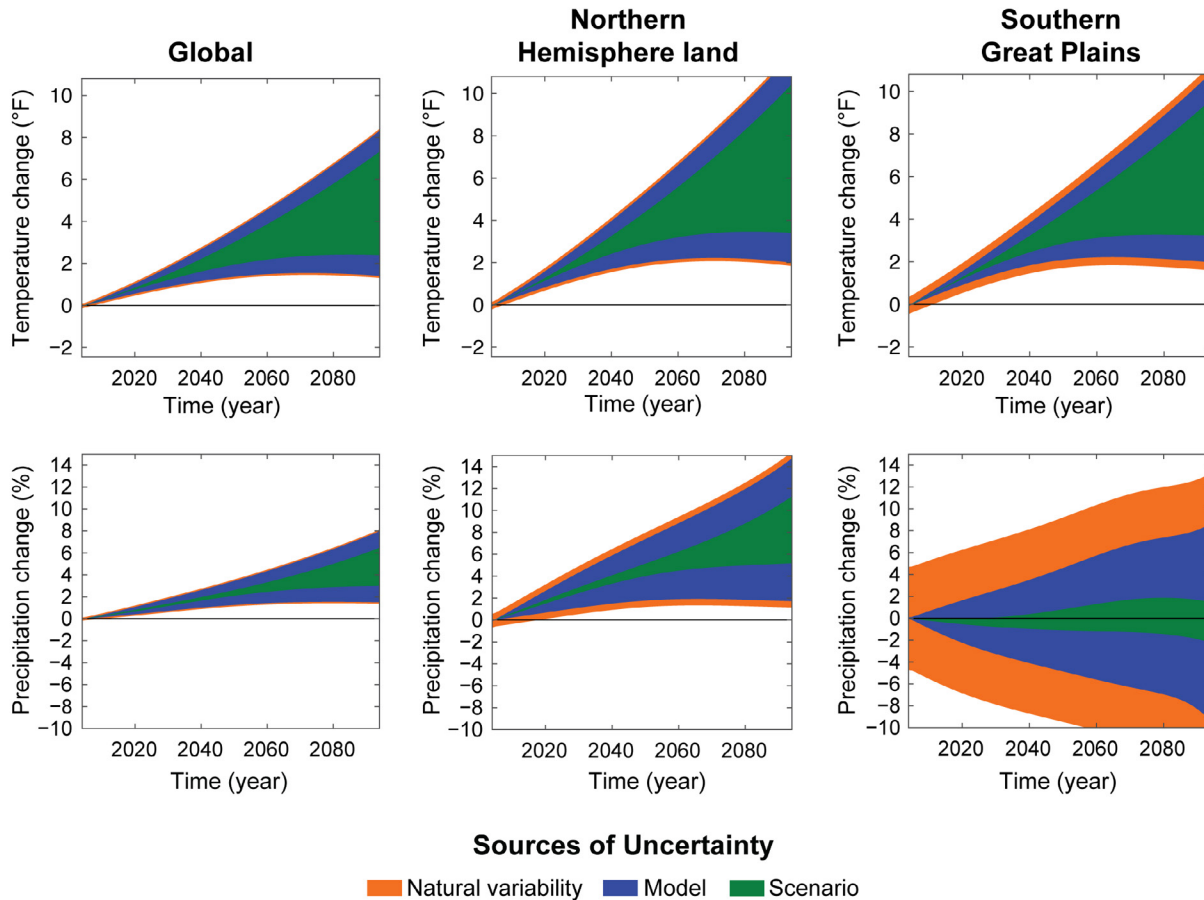
Las actividades humanas provocan cambios en todo el sistema de la Tierra, incluyendo la superficie terrestre, la criósfera, el océano y la atmósfera, así como los ciclos del carbono y del agua. La magnitud, y para algunos procesos la dirección, de estos cambios puede variar según las regiones, incluso dentro de los EE. UU. Además, estos cambios se producen en un contexto de gran variabilidad climática natural.

Variabilidad natural

En todas las escalas espaciales, la respuesta climática se ve forzada por factores antropogénicos, que son *externos* al sistema climático. Esta respuesta se produce en un contexto de variabilidad climática *natural* (es decir *interna* al sistema climático). Dicha variabilidad es generada por procesos naturales, p. ej., por la interacción atmósfera-océano (p. ej., los eventos de El Niño y La Niña), la interacción atmósfera-tierra o la variabilidad caótica dentro de la propia atmósfera. Según la secuencia y la magnitud de la variabilidad natural y de la magnitud de la respuesta al cambio climático, la variabilidad natural puede enmascarar la señal del cambio climático, amplificarla o verse abrumada por ella. Por lo tanto, la variabilidad natural añade incertidumbre a las proyecciones sobre el cambio climático. Dado que la secuencia de la variabilidad natural es en gran medida impredecible, este componente de incertidumbre en las proyecciones del cambio climático es irreducible. Esto contrasta con la incertidumbre asociada a la respuesta al cambio climático, que surge de la falta de información sobre las futuras emisiones de GHG y aerosoles, así como de la comprensión incompleta de los procesos climáticos y las limitaciones asociadas en cuanto a cuán bien los modelos reproducen los cambios observados. Se trata de brechas de conocimiento que, en principio, se pueden cubrir (KM 3.2).

La magnitud de la variabilidad natural suele aumentar a medida que disminuyen las escalas espaciales (Figura 3.6). A escala de una celda típica del ESM, la variabilidad natural es la fuente dominante de incertidumbre en las proyecciones de precipitaciones y temperaturas en gran parte de los EE. UU. A escala continental, las incertidumbres de los modelos y escenarios adquieren mayor importancia⁸⁶. Por lo tanto, en las escalas regionales y en los horizontes temporales de múltiples décadas pertinentes para la planificación de la adaptación, la incertidumbre debido a la variabilidad natural puede contribuir más a la incertidumbre general en el cambio climático que las incertidumbres de los modelos o escenarios (Figura 3.6; p. ej., Dong *et al.* 2021⁸⁷). Además, es importante señalar que el forzamiento antropogénico también modifica la variabilidad de algunos procesos del sistema de la Tierra, y estos cambios forzados contribuyen a modificar la frecuencia, la duración y la intensidad de eventos extremos, como olas de calor y precipitaciones intensas.

Variabilidad natural e incertidumbres de los modelos y escenarios climáticos



Las fuentes de incertidumbre en las proyecciones climáticas varían según la escala temporal y geográfica y los distintos aspectos del sistema climático.

Figura 3.6. Estos diagramas muestran la importancia relativa de las diferentes fuentes de incertidumbre (variabilidad natural, incertidumbre del modelo e incertidumbre del escenario) para las proyecciones de la temperatura promedio móvil por décadas (**fila superior**) y las precipitaciones (**fila inferior**) del globo (**primera columna**), Hemisferio Norte terrestre (**segunda columna**) y las Grandes Llanuras del Sur (**tercera columna**) de 1999 a 2099 (los promedios por décadas se trazan a mitad de década; por ejemplo, el eje X comienza en 2004) en relación con el período de referencia de 1995-2014, basado en los modelos CMIP6. La incertidumbre del modelo se calcula como la varianza entre las estimaciones de respuesta forzada de los modelos. La incertidumbre del escenario se calcula como la varianza entre los promedios multimodelo de los distintos escenarios. Los sombreados se construyen como un rango simétrico del 90 % en torno a la proyección promedio multimodelo y multiescenario. Créditos de la figura: Cornell University, National Center for Atmospheric Research y Pacific Northwest National Laboratory.

Cambios en la circulación atmosférica

Los cambios climáticos pasados y futuros en Estados Unidos están fuertemente modulados por las características de la circulación atmosférica, como los sistemas semipermanentes de altas presiones subtropicales del Pacífico Norte y del Atlántico Norte, la Baja Aleutiana, la corriente en chorro serpenteante que se extiende desde el Pacífico Norte hasta el Atlántico Norte, las trayectorias y frentes de tormentas extratropicales y el Monzón de Norteamérica. Estas características de circulación de escala regional a continental están moduladas a su vez por circulaciones de vuelco de escala aún mayor, como la célula de Hadley (consulte Perlwitz *et al.* 2017⁸⁸). Las características de la circulación regional sobre América del Norte

también están moduladas por patrones remotos recurrentes de variabilidad, como El Niño–Oscilación Sur (El Niño–Southern Oscillation, ENSO) y la Oscilación del Atlántico Norte, así como por la variabilidad debido a la dinámica caótica dentro de la atmósfera (el llamado efecto mariposa).

El forzamiento antropogénico altera las distribuciones verticales y horizontales de energía y humedad en la atmósfera. La circulación atmosférica se ve directamente impactada por los cambios resultantes en el gradiente de temperatura desde el ecuador hacia los polos (tanto en la tropósfera inferior como en la superior), la disminución de la velocidad a la que desciende la temperatura con la altura sobre la superficie y el aumento del calentamiento latente.

Una síntesis de estudios observacionales y de modelación estima que los trópicos se han ensanchado unos 0.5° de latitud por década desde 1979. Aunque los modelos climáticos impulsados por forzamientos externos simulan, en promedio, una tasa de expansión mayor que la observada, la tasa observada está dentro de los límites de las simulaciones de los modelos⁸⁹. La discrepancia entre las tasas de ensanchamiento tropical observadas y simuladas se debe en parte a patrones de variabilidad natural como el ENSO y la oscilación por décadas del Pacífico, así como a la variabilidad atmosférica natural^{90,91}.

En consonancia con la expansión tropical, los modelos climáticos proyectan desplazamientos hacia los polos de las corrientes en chorro y de las trayectorias de las tormentas, así como la expansión hacia los polos de las zonas secas subtropicales con el calentamiento⁸⁸, con el consiguiente impacto en los EE. UU. Sin embargo, los cambios de chorro del Hemisferio Norte dependen de la región y de la estación (p. ej., Oudar *et al.* 2020⁹²; Zhou *et al.* 2022⁹³). Las simulaciones muestran un desplazamiento del chorro hacia el polo en el Pacífico Norte central con el calentamiento, junto con una extensión del chorro hacia el este que dirige más tormentas del Pacífico hacia California^{94,95}. Sin embargo, aún existe una gran incertidumbre porque la extensión del chorro también está influida por la variabilidad natural⁸⁷. Si el calentamiento global desplaza el chorro del oeste de Norteamérica hacia el polo durante la estación cálida, los modelos climáticos proyectan lluvias a finales de la primavera y desecación a finales del verano en el Medio Oeste⁹⁶. La expansión hacia el polo de la alta subtropical del Atlántico Norte puede intensificar y extender el chorro de bajo nivel de las Grandes Llanuras hacia el polo, afectando a las precipitaciones de la estación cálida en el Medio Oeste⁹⁷.

Además de los cambios relacionados con la expansión tropical, los modelos climáticos proyectan un debilitamiento del Monzón de Norteamérica con el calentamiento debido al aumento de la estabilidad atmosférica⁹⁸. Al igual que ocurre con otros sistemas monzónicos, se proyecta que el inicio de las precipitaciones del Monzón de Norteamérica se retrase con el calentamiento^{99,100,101}. En el Pacífico Norte, se proyecta que el calentamiento reduzca la frecuencia del bloqueo atmosférico durante el invierno¹⁰².

Cambios en el ciclo del agua

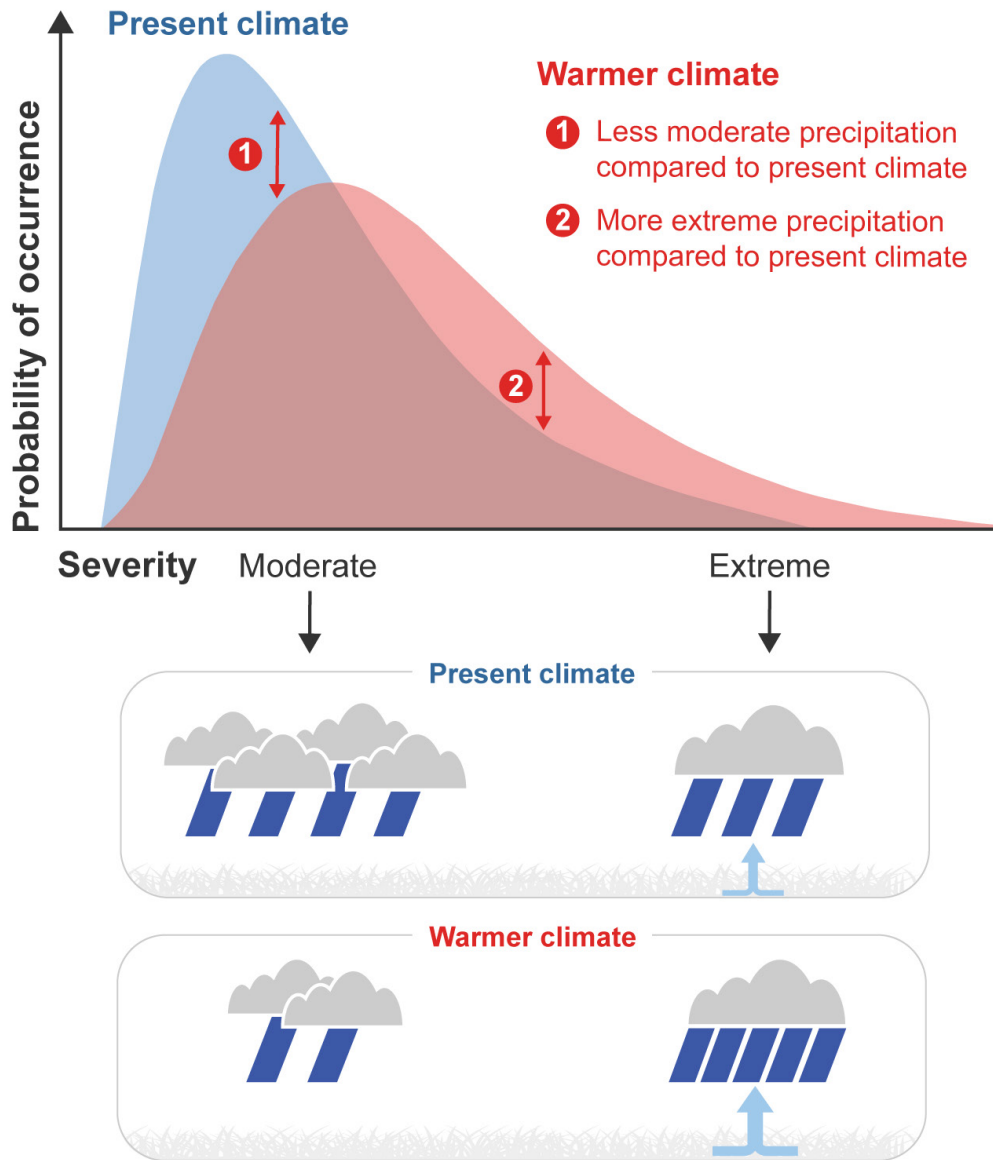
Muchos procesos relacionados con el ciclo del agua ya han empezado a cambiar y se proyecta que sigan haciéndolo a medida que se caliente el planeta. Entre ellos se encuentran los cambios en la circulación atmosférica señalados anteriormente, así como los cambios en la humedad atmosférica, los patrones de variabilidad natural, la magnitud de la variabilidad del ciclo del agua y el papel modulador de la vegetación en la evaporación. Estos cambios están provocando cambios en la intensidad de las precipitaciones en eventos extremos; en las nevadas, el manto de nieve y el deshielo; y en la estacionalidad de las precipitaciones promedio y la evaporación.

Las precipitaciones promedio estacionales y anuales y los patrones de evaporación han ido cambiando con el calentamiento global. Se proyecta que las precipitaciones por eventos extremos aumenten con el calentamiento (p. ej., Neelin *et al.* 2017¹⁰³). Las precipitaciones intensas constituyen una gran parte de la precipitación total y también una gran parte del cambio en la precipitación, tanto en las observaciones como en las proyecciones^{104,105,106,107}. Sin embargo, es posible que aumenten las precipitaciones extremas, pero disminuya

la precipitación promedio anual en el mismo sitio debido a grandes descensos de las precipitaciones no extremas (Figura 3.7)^{98, 108, 109} y cambios generales en la variabilidad de las precipitaciones. En general, se proyecta que la variabilidad de las precipitaciones aumente en todas las escalas temporales y en la mayoría de los sitios en respuesta al forzamiento antropogénico¹¹⁰. Esto implica un aumento tanto de las precipitaciones intensas extremas como de las sequías¹¹¹, fenómeno denominado latigazo¹¹².

El vapor de agua influye en la intensidad de las precipitaciones extremas, de modo que el aumento del vapor de agua debido al aumento de la temperatura del aire por sí solo provocaría aumentos proyectados relativamente uniformes de las precipitaciones extremas en gran parte del planeta. Además, los cambios en la circulación modulan el patrón espacial del cambio en la intensidad de las precipitaciones extremas, aumentándolo en algunas regiones y reduciéndolo en otras¹¹³. En el caso de los ciclones extratropicales en verano, la intensidad de las precipitaciones aumenta y se proyectan tormentas convectivas más energéticas a pesar del debilitamiento de la circulación¹¹⁴. Aunque ha mejorado la comprensión de estos cambios en las precipitaciones extremas, los trabajos recientes también han destacado la magnitud, a menudo grande, de la variabilidad natural de las precipitaciones extremas (KM 3.5).

Cambios en la contribución de los eventos moderados y extremos a la precipitación total con el calentamiento



A medida que el clima se calienta, las precipitaciones extremas se hacen más intensas y representan una fracción mayor de las precipitaciones totales, mientras que las moderadas son menos frecuentes.

Figura 3.7. El gráfico muestra ejemplos de cambios en la distribución de las precipitaciones en muchos sitios según las proyecciones de los modelos climáticos (**arriba**). En general, el calentamiento desplaza la distribución hacia una mayor probabilidad de grandes eventos y una menor probabilidad de eventos de leves a moderados, con solo un modesto cambio en la precipitación promedio total durante una estación o un año (**abajo**). Los mayores niveles de vapor de agua en la atmósfera en un mundo más cálido provocan más precipitaciones durante las tormentas, cuando convergen masas de aire húmedo. El aumento de la convergencia de vapor de agua, o afluencia húmeda, en zonas muy tormentosas también transporta más vapor de agua fuera de las zonas circundantes, lo que reduce cualquier precipitación de leve a moderada en esos lugares. Los cambios en las precipitaciones totales suelen ser modestos, porque reflejan esta lucha constante entre cambios opuestos en las precipitaciones fuertes y de leves a moderadas. Los cambios en la circulación también pueden afectar los cambios en todas las partes de la distribución de las precipitaciones. La certidumbre de los cambios proyectados difiere entre los procesos subyacentes: el aumento del vapor de agua y el aumento asociado de los extremos es muy seguro, mientras que los cambios en la circulación son menos seguros. Para conocer más información sobre el panel superior, consulte Fischer y Knutti (2016)¹¹⁵. Créditos de la figura: Cornell University y University of California, Los Angeles.

Los cambios en la estacionalidad de las precipitaciones pueden producirse con o sin cambios en la precipitación promedio total anual. Se puede esperar un aumento de la amplitud del ciclo estacional de las precipitaciones, ya que estas aumentan proporcionalmente a su ciclo estacional actual. Sin embargo, también se han detectado otros cambios en el ciclo estacional de las precipitaciones. Los ejemplos de estos cambios son la agudización del ciclo estacional en California^{112, 116, 117}, un aumento sustancial de las precipitaciones a finales de la primavera y una disminución sustancial de las precipitaciones a finales del verano en el Medio Oeste de los EE. UU.⁹⁶ y un retraso en el inicio de las precipitaciones en muchas regiones monzónicas^{100, 101}.

Incluso si las precipitaciones aumentan en algunas regiones en el futuro, una de las preocupaciones es que la evaporación aumentará con el calentamiento, dejando la superficie terrestre más seca (consulte también el Capítulo 4). Las proyecciones de los modelos y los análisis observacionales de los EE. UU. sugieren que el efecto neto será que el calentamiento aumentará la evaporación y la desecación superficial en gran parte del país.

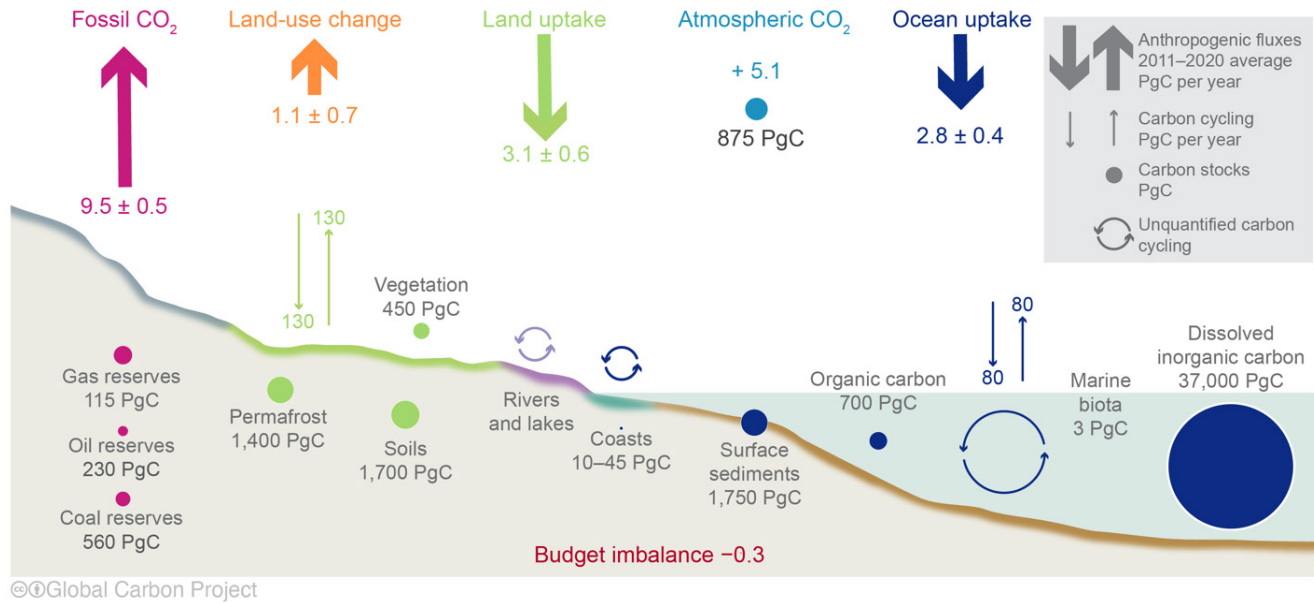
Con el aumento de las temperaturas se producen más precipitaciones en forma de lluvia en vez de nieve. El manto de nieve de muchas regiones montañosas de los EE. UU. ya ha disminuido en promedio en las décadas pasadas; por ejemplo, los embalses del oeste de los EE. UU. impulsados por el manto de nieve ya están mostrando cambios¹¹⁸. Se espera que estos descensos se vean exacerbados por un mayor aumento de las temperaturas de invierno en comparación con las de verano en algunas regiones debido a las retroalimentaciones del albedo de la nieve. Otro factor que disminuye el manto de nieve es el mayor aumento de la temperatura a mayor altitud, que incrementa la frecuencia de las sequías de nieve plurianuales¹¹⁹. También se han observado y proyectado disminuciones del caudal de los arroyos en estaciones cálidas debido al aumento de la evaporación con temperaturas más cálidas^{120, 121, 122}. La disminución del manto de nieve y el aumento de las inundaciones son motivos de preocupación para la gestión del agua. El aumento de las inundaciones se debe a la creciente intensidad de las precipitaciones extremas mencionadas anteriormente, al paso de las nevadas a las precipitaciones y, posiblemente, también al aumento de los eventos de lluvia sobre nieve, que pueden provocar un rápido deshielo (consulte un ejemplo en el Recuadro 29.2).

Cambios en los ciclos biogeoquímicos y del carbono

La comprensión de las respuestas biogeoquímicas a las emisiones de GHG de origen humano ha aumentado gracias a la ampliación de las observaciones y a la mejora de los modelos. Sin embargo, la incertidumbre sobre la evolución futura del ciclo global del carbono sigue siendo elevada (KM 2.3).

Los ecosistemas terrestres y los océanos absorben algo más de la mitad de las emisiones de CO₂ provenientes de las actividades humanas, compensando parcialmente los efectos climáticos de las emisiones de carbono. De 2011 a 2020, las emisiones anuales alcanzaron un promedio de 10.6 ± 1.2 PgC, y el carbono emitido se distribuyó finalmente entre la atmósfera (47 %), la vegetación y los suelos de los ecosistemas terrestres (29 %) y los océanos (24 %; Figura 3.8)¹²³. En las seis décadas pasadas, la fracción promedio de CO₂ antropogénico que se ha acumulado en la atmósfera se ha mantenido casi constante en el 41 %, incluso cuando las emisiones de combustibles fósiles han aumentado rápidamente.

Fuentes y sumideros de dióxido de carbono



Aunque la tierra y el océano absorben parte del dióxido de carbono procedente de las actividades humanas, el resto sigue acumulándose en la atmósfera cada año.

Figura 3.8. Las principales fuentes de carbono antropogénico son los combustibles fósiles y las emisiones derivadas del cambio de uso de la tierra (flechas gruesas hacia arriba). Mientras que la biósfera terrestre y el océano siguen absorbiendo la misma proporción de carbono antropogénico cada década (flechas gruesas hacia abajo), el dióxido de carbono atmosférico (CO₂) sigue aumentando con el paso del tiempo debido a las emisiones de combustibles fósiles y al cambio de uso de la tierra. Aquí se representa el presupuesto del ciclo global del carbono cada año a partir de estimaciones promediadas globalmente para la década 2011–2020, con estimaciones de flujo de Canadell *et al.* 2021⁴. Los valores se expresan en petagramos de carbono (PgC). Adaptado de Friedlings-tein *et al.* 2022¹²³ [CC BY 4.0].

Una pregunta importante es si la misma fracción de emisiones de combustibles fósiles seguirá siendo compensada por la absorción de los océanos y la biósfera terrestre o si la compensación se ralentizará o invertirá con el tiempo. La respuesta a esta pregunta depende de la comprensión de las retroalimentaciones entre el ciclo del carbono y el cambio climático. El sumidero adicional de carbono en tierra es consecuencia de múltiples procesos de los ecosistemas, entre ellos el aumento de la fotosíntesis como respuesta al aumento del CO₂¹²⁴, la deposición de nitrógeno, la supresión de incendios y el rebrote de los bosques después de perturbaciones como el desmonte para la agricultura¹²⁵. Las limitaciones observacionales a gran escala sobre el aumento de la productividad de la vegetación debido al aumento del CO₂ atmosférico son inciertas¹²⁶. Las aguas oceánicas absorben una cantidad creciente de carbono debido a la disolución química del CO₂ en el agua de mar, la fijación biológica a través de la fotosíntesis, la formación de caparzones en algunos organismos y el posterior transporte de carbono a aguas más profundas.

A medida que aumenta el CO₂ atmosférico, la productividad de las plantas y el carbono del suelo también aumentan y son en parte responsables del aumento del almacenamiento de carbono en la tierra, que funciona como una retroalimentación negativa sobre el cambio climático. Sin embargo, varios procesos podrían reducir la absorción de carbono terrestre, como el aumento de la temperatura y de la frecuencia o intensidad de las sequías, la limitación de otros nutrientes necesarios y los cambios en el uso de la tierra, como la deforestación. En el Ártico, las emisiones biogénicas de CO₂ y CH₄ a la atmósfera debido al deshielo del permafrost —cuya sincronización puede verse acelerada por el aumento de los incendios forestales en latitudes altas¹²⁷— podría ser una retroalimentación climática positiva potencialmente grande que podría

alterar la efectividad de las estrategias de mitigación del clima¹²⁸. Los ESM predicen una pérdida total del permafrost cercano a la superficie para 2100 en escenarios de emisiones intermedias (RCP4.5) y muy altas (RCP8.5), y se proyecta que las emisiones de carbono del permafrost superen el aumento de la absorción de carbono derivado de una mayor productividad de la vegetación en un Ártico más cálido¹²⁹.

La absorción de CO₂, un gas ácido, por parte de los océanos provoca la acidificación del agua de mar a través de una serie de reacciones químicas que reducen el pH y la disponibilidad de iones de carbonato, además de otros cambios químicos (consulte el Capítulo 2 sobre la tendencia a la acidificación de los océanos) que han demostrado ser perjudiciales para la vida marina¹³⁰. Con el tiempo, la absorción de carbono podría ralentizarse a medida que las aguas oceánicas se saturen de CO₂¹³¹. Las observaciones recientes muestran que los procesos de carbono oceánico están empezando a cambiar en respuesta al creciente sumidero de carbono oceánico, y se espera que estos cambios contribuyan al futuro debilitamiento del sumidero de carbono oceánico en escenarios de emisiones de medias a altas (similares a SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de la Figura 3.7 en Jiang *et al.* 2019¹³²)¹³³.

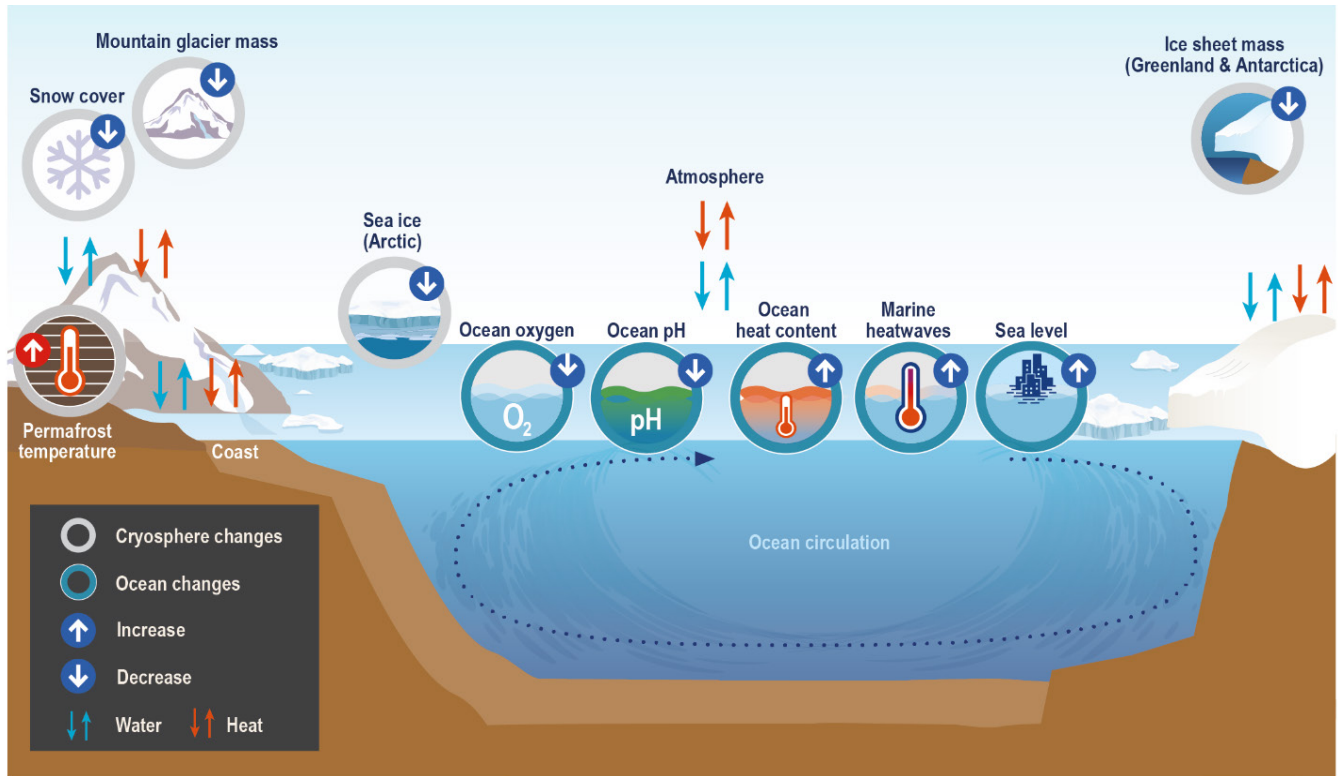
Una comparación entre la generación CMIP5 y CMIP6 de los ESM con respecto a la representación de las emisiones de CO₂ y las retroalimentaciones ciclo del carbono-clima sugiere que las incertidumbres en estos procesos han permanecido grandes y prácticamente sin cambios en los años recientes¹³⁴. Sin embargo, la última generación de modelos terrestres ha mejorado la representación de los ciclos biogeoquímicos⁴, y los modelos oceánicos han mejorado la representación de la física y los ciclos biogeoquímicos acoplados¹³⁵.

En Estados Unidos, el sumidero de carbono terrestre está dominado por los bosques, que se han expandido en el siglo pasado debido a la exclusión de los incendios en el oeste y al rebrote de bosques secundarios después del abandono de la agricultura en el este. Se prevé que el sumidero de carbono de la biomasa forestal de Norteamérica se sature y pierda efectividad con el paso del tiempo (enfocado en los incendios forestales del occidente)^{125, 136}. También se prevé que la relación entre el cambio climático y los incendios forestales desempeñe un papel cada vez más dominante en la fuerza del sumidero de carbono terrestre de los EE. UU., lo que requerirá una mayor gestión de los bosques para satisfacer el almacenamiento de carbono y otras necesidades de la sociedad¹³⁷. Además, el aumento de la temperatura y de la humedad en algunas regiones podría provocar un aumento de las emisiones microbianas de CH₄ de los humedales y la tundra ártica.

Cambios en el océano

El océano tiene una gran capacidad para almacenar y liberar calor y ha sido capaz de absorber el 91 % del exceso de calor atribuido a las emisiones de GHG². El océano intercambia calor con la atmósfera y traslada el calor desde los trópicos hacia las regiones polares, donde las aguas cálidas de la superficie del océano se transforman en aguas más frías y densas que se hunden (Figura 3.9)¹³⁸, llevándose consigo altas concentraciones de carbono¹³⁹. La Circulación Meridional de Oscilación del Atlántico (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) es un componente importante de la circulación oceánica global, que transporta calor y carbono y afecta el hidroclima, la actividad de los huracanes y el nivel del mar costero. Algunas evidencias indirectas apuntan a que la AMOC ha disminuido desde la Revolución Industrial¹⁴⁰. Sigue siendo incierto si las observaciones apoyan el debilitamiento antropogénico de la AMOC durante las cuatro décadas pasadas predicho por los modelos climáticos¹⁴¹.

Cambios en los procesos oceánicos, criosféricos y costeros



El cambio climático tiene múltiples efectos sobre el océano, la atmósfera y la criósfera y sus complejas interacciones.

Figura 3.9. La figura muestra procesos físicos importantes que intervienen en el océano y la criósfera, junto con sus vínculos. También se muestran los efectos asociados relacionados con el cambio climático, como el aumento del nivel del mar, el aumento del contenido calórico de los océanos, la acidificación de los océanos, las olas de calor marinas y la pérdida de masa de hielo. Las flechas indican un intercambio entre el hielo, el océano y la atmósfera. Adaptado con permiso de la Figura TS.2 en IPCC 2019¹⁴².

En escalas temporales cortas (de anuales a por décadas) la circulación oceánica domina el patrón de cambios en el contenido de calor del océano; aunque en escalas temporales más largas, el patrón espacial se asocia principalmente con la adición de exceso de calor al océano¹⁴³. Desde 2005, los flotadores de perfilado Argo han proporcionado observaciones de los cambios de temperatura y salinidad en el océano global hasta una profundidad de 2,000 m. Estas mediciones muestran un aumento del contenido térmico global de los océanos, aunque existe variabilidad geográfica. En escalas temporales más cortas, las olas de calor marinas son períodos de temperaturas oceánicas extremadamente altas en relación con el ciclo estacional promedio a largo plazo¹⁴⁴. Se han observado olas de calor marinas persistentes en el Pacífico Nororiental desde 2014 aproximadamente^{145, 146, 147}, con impactos negativos asociados en los ecosistemas oceánicos (Capítulo 27; Figura 10.2).

Cambios en la criósfera

La criósfera es la parte helada del sistema de la Tierra e incluye las capas de hielo, los glaciares, el hielo marino, el permafrost y la nieve (Figura 3.9). Las observaciones de la criósfera se han ampliado en los años recientes, incluso desde satélites como el Experimento de Seguimiento del Clima y Recuperación de la Gravedad (Gravity Recovery and Climate Experiment Follow-On, GRACE-FO) y el Satélite 2 de Hielo, Nubes y Elevación de la Tierra (Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite-2, ICESat-2)¹⁴⁸. Estas y otras observacio-

nes complementarias de la criósfera muestran una disminución de la masa de las capas de hielo y de los glaciares, de la capa de nieve y del hielo marino del Ártico¹⁴⁹. Gracias a iniciativas como el Ejercicio de Inter-comparación de Balance de Masa de la Capa de Hielo (Ice Sheet Mass-Balance Inter-comparison Exercise, IMBIE)¹⁵⁰, hay evidencias claras de la pérdida de masa de la capa de hielo desde 1993 hasta 2020, y la tasa de pérdida ha aumentado tanto para la capa de hielo de Groenlandia como para la de la Antártida. Cada vez hay un mayor consenso sobre el comportamiento de muchos procesos de las capas de hielo. Sin embargo, a medida que el clima se calienta, la respuesta futura de las capas de hielo y de algunos procesos asociados sigue siendo incierta¹⁴⁹. Dos procesos específicos, la inestabilidad de los acantilados de hielo marino^{151, 152} y la inestabilidad de la capa de hielo marino^{153, 154, 155, 156, 157}, podrían provocar una pérdida rápida de la capa de hielo a lo largo de varias décadas, pero los procesos físicos que ocasionarían estas inestabilidades y cómo progresarían una vez desencadenadas siguen siendo inciertos. La disminución del hielo marino afecta varias funciones críticas: el hielo marino sirve para regular el clima al reflejar la radiación solar; inhibe el intercambio de calor, impulso y gases entre el océano y la atmósfera; y sustenta la circulación oceánica profunda mundial, las especies polares y los medios de subsistencia de los habitantes del Ártico.

Aumento del nivel del mar

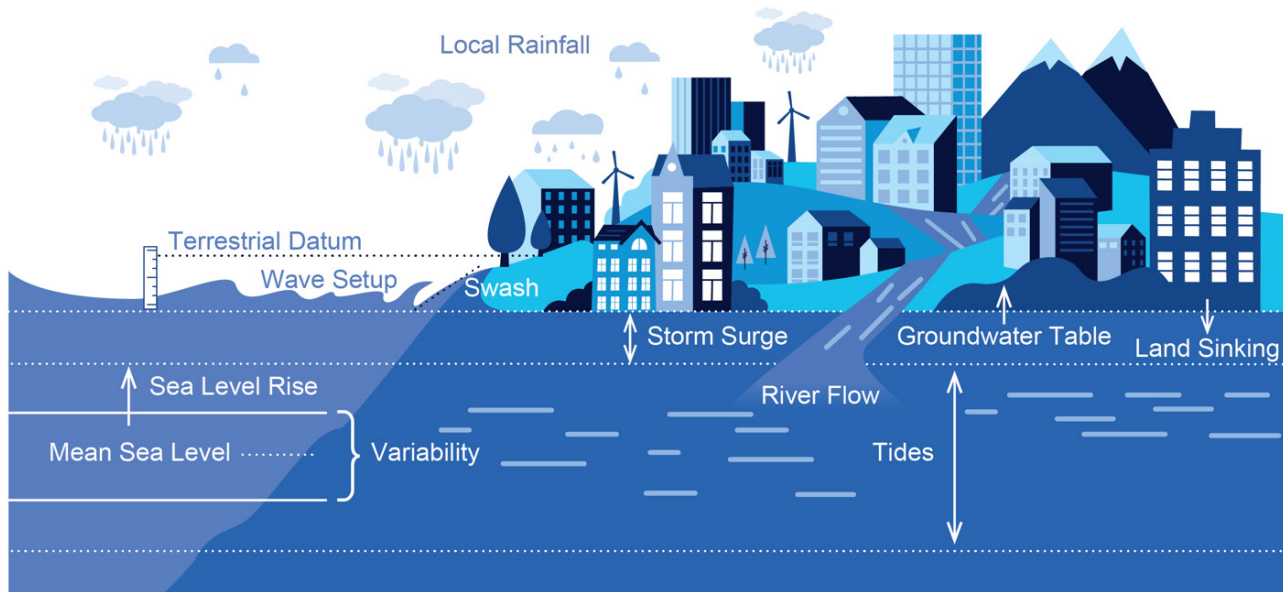
Durante largos períodos, los principales factores de los cambios en el nivel medio global del mar (global mean sea level, GMSL) son la expansión térmica debido al calentamiento del océano y la adición de agua asociada al deshielo de las capas de hielo y los glaciares. Los cambios causados por la actividad humana en el movimiento del agua entre el océano y la tierra, lo que incluye el agotamiento de las aguas subterráneas y el embalse de agua asociado a la construcción de presas, tienen un impacto menor en el GMSL, aunque pueden aumentar en importancia durante períodos específicos¹⁵⁸. El aumento del GMSL durante el siglo XX, estimada a partir de los registros de los mareógrafos, se ha explicado por los procesos individuales que han contribuido a esto¹⁵⁸. El ritmo de aumento del nivel del mar en el siglo XX fue más rápido que en cualquier otro siglo de, al menos, los últimos 3,000 años pasados^{159, 160}. En las dos décadas pasadas, los cambios en el nivel del mar medidos mediante altimetría por satélite han coincidido con el aumento previsto del nivel del mar con base en la combinación de las mediciones en el sitio de los flotadores de perfil Argo y las observaciones del cambio de la masa de agua de los satélites GRACE y GRACE-FO. Los datos del registro de altimetría por satélite, que dura ya tres décadas, muestran que el ritmo de aumento del GMSL se ha ido incrementando, impulsado por la aceleración de las contribuciones de los procesos subyacentes^{158, 161, 162}.

El aumento del nivel del mar no es uniforme en todo el planeta. El aumento relativo del nivel del mar en cualquier sitio específico responde a procesos que son importantes a escalas regional y local^{149, 163, 164, 165}. En escalas temporales cortas y en registros cortos, las variaciones naturales en escalas temporales de interanuales a por décadas pueden afectar las estimaciones de tasas y aceleraciones. Durante largos períodos, existen tres causas principales de las variaciones regionales del nivel relativo del mar: 1) cambios estero-dinámicos (la combinación de expansión térmica y dinámica oceánica que está impulsando el aumento global del nivel del mar); 2) cambios gravitacionales, rotacionales y deformacionales que resultan del movimiento del agua desde la criósfera al océano; y 3) movimiento vertical de la tierra (subsistencia o elevación) debido al ajuste isostático glacial, la tectónica, la compactación de sedimentos, las extracciones de aguas subterráneas y combustibles fósiles y otros factores no climáticos^{166, 167}.

Una mejor comprensión de los factores que impulsan el aumento medio regional del nivel del mar y de cómo los procesos se combinan para provocar cambios del nivel del mar en la costa ha permitido evaluar mejor la frecuencia, la duración y la sincronización de las crecidas y de las inundaciones costeras (Figura 3.10)¹⁶⁷. El cambio regional del nivel del mar ha sido el principal impulsor de los cambios en los niveles extremos del agua¹⁶⁷. Debido al continuo aumento relativo del nivel del mar regional y al estrechamiento de la brecha entre la marea alta típica y el umbral de inundación, ha aumentado la frecuencia de las inundaciones por

marea alta. Se prevé que la variabilidad natural de los océanos, incluyendo la asociada a las mareas y a las señales climáticas a gran escala que no necesariamente provocaron inundaciones en el pasado, provoque un rápido aumento de la cantidad de inundaciones por mareas altas en las próximas décadas cuando se combine con el aumento del nivel del mar a futuro (consulte el Capítulo 9)^{167, 168, 169}.

Exposición a inundaciones costeras



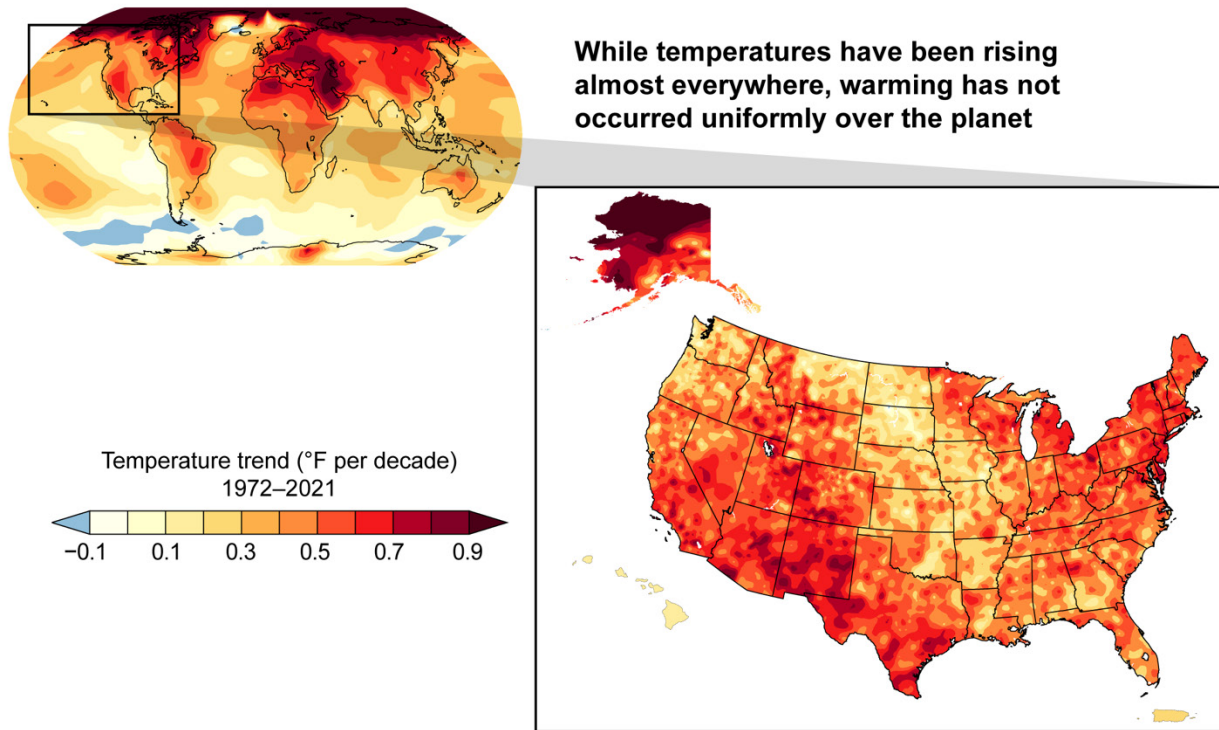
El aumento del nivel del mar está incrementando la probabilidad de inundaciones costeras y los impactos asociados.

Figura 3.10. El esquema muestra los factores físicos que afectan la exposición a las inundaciones costeras. Los procesos cercanos a la costa, como las marejadas ciclónicas, la formación de olas (el aumento del nivel del agua debido a la presencia de olas rompientes) y la marejada (el avance y retroceso de las olas) se combinan con otros procesos a gran escala para provocar impactos. Debido a la clara y fuerte señal relativa de aumento del nivel del mar —es decir, la combinación de los aumentos globales del nivel del mar y el hecho de que la tierra se está hundiendo en muchas zonas costeras de los EE. UU.—, la probabilidad de inundaciones e impactos está aumentando en la mayoría de las costas estadounidenses. Fuente: Sweet *et al.* 2022¹⁶⁷.

Cambios a escala regional

Muchos de los cambios en los procesos del sistema de la Tierra analizados anteriormente pueden variar a lo largo de un rango de escalas espaciales. Por ejemplo, a escala continental (menos de 10,000 km), la respuesta de calentamiento del sistema climático al forzamiento antropogénico se ve afectada por las diferencias en la rapidez con que se calientan las zonas terrestres y oceánicas, siendo en general la tierra la que se calienta más rápidamente que el océano. Esto se debe a que las zonas terrestres tienen una menor capacidad calorífica y, por tanto, responden más rápidamente que el océano al forzamiento antropogénico y al mayor efecto refrigerante de la evaporación desde la superficie del océano. Por lo tanto, Norteamérica suele calentarse más que los océanos adyacentes (Figura 3.11). Las latitudes altas del Hemisferio Norte son las que más se calientan de todas las regiones, aunque las razones de esto son complejas y pueden involucrar procesos captados deficientemente por los modelos climáticos globales¹⁷⁰. Las respuestas de la precipitación, derivadas de los cambios en la circulación atmosférica y los procesos del ciclo del agua comentados anteriormente, tienden a organizarse en bandas de latitud como los trópicos, los subtropicos, las latitudes medias y las latitudes altas.

Diferencias regionales en la respuesta climática



Aunque las temperaturas han aumentado en casi todas partes, el calentamiento no se ha producido de manera uniforme en todo el planeta.

Figura 3.11. Los mapas muestran las observaciones globales (**izquierda**) y terrestres de los EE. UU. (**derecha**) observadas (en °F por década) en la temperatura promedio anual cercana a la superficie durante el período 1972-2021. Aunque las temperaturas han aumentado en casi todas partes, el calentamiento no se ha producido de manera uniforme ni en el planeta ni en los EE. UU. Las temperaturas terrestres han aumentado más rápidamente que las oceánicas, y el Ártico se ha calentado a un ritmo más de dos veces superior al promedio mundial. Las temperaturas en los EE. UU. han aumentado más rápidamente en Alaska, en las zonas más elevadas y en las regiones con un importante manto de nieve estacional. Créditos de la figura: University of California, Los Angeles; University of California, Davis; NOAA NCEI y CISS NC.

A escala regional (menos de 1,000 km), las variaciones de las propiedades de la superficie terrestre están asociadas a diferencias en las respuestas climáticas locales al forzamiento antropogénico. Los ejemplos de los EE. UU. (Figura 3.11, panel de los EE. UU.) incluyen un mayor calentamiento en los márgenes de la nieve en las montañas del oeste de los EE. UU.¹⁷¹, mayor calentamiento en las zonas del interior separadas de la costa por las cadenas montañosas de California¹⁷², mayor calentamiento en paisajes extremadamente áridos¹⁷³, desplazamientos de las precipitaciones a favor del viento en las zonas montañosas¹⁷⁴, pérdida de nevadas en las zonas más elevadas, donde las temperaturas aumentan por encima de la línea de congelación^{175, 176}, cambios en la escorrentía provocada por el deshielo en función de la elevación¹⁷⁷, cambios en las nevadas sobre grandes lagos¹⁷⁸ y cambios en la evaporación y la humedad del suelo debido a variaciones en la vegetación. Las variaciones regionales en los cambios de temperatura y precipitación también se deben en parte a las distribuciones regionales de aerosoles, que interactúan con las nubes y la radiación¹⁷⁹. Las técnicas de reducción de escala, que convierten los resultados de modelos globales de baja resolución (unos 100 km) a alta resolución (1-10 km), se utilizan a menudo para simular estos fenómenos con fines de planificación de la adaptación (consulte el Apéndice 3).

Mensaje clave 3.5

El ser humano está cambiando las condiciones meteorológicas y los extremos climáticos

Las actividades humanas están afectando los procesos del sistema climático de manera que alteran la intensidad, frecuencia o duración de muchos eventos meteorológicos y climáticos extremos, como el calor extremo, las precipitaciones e inundaciones extremas, la sequía agrícola e hidrológica y los incendios forestales (*confianza de media a alta*).

Calor y frío extremos

Los cambios en las temperaturas extremas en décadas recientes se deben principalmente a tendencias hacia condiciones más cálidas, más que a cambios en la variabilidad¹⁸⁰. En consecuencia, la frecuencia y la intensidad de las temperaturas frías extremas han disminuido en gran parte de Estados Unidos, mientras que la frecuencia y la intensidad de las temperaturas extremas de calor han aumentado¹⁸¹. El calentamiento del Ártico también puede provocar un aumento de la aparición y persistencia de anomalías de circulación relacionadas con el frío y el calor extremos¹⁸², aunque la evidencia de que estos mecanismos hayan desempeñado un papel en los eventos recientes es mixta^{183, 184}. El cambio climático también puede estar contribuyendo a la aparición de “falsas primaveras”¹⁸⁵, en las que el calentamiento temprano ha provocado la brotación y floración tempranas de las plantas, exponiéndolas a eventos helados dañinos¹⁸⁶.

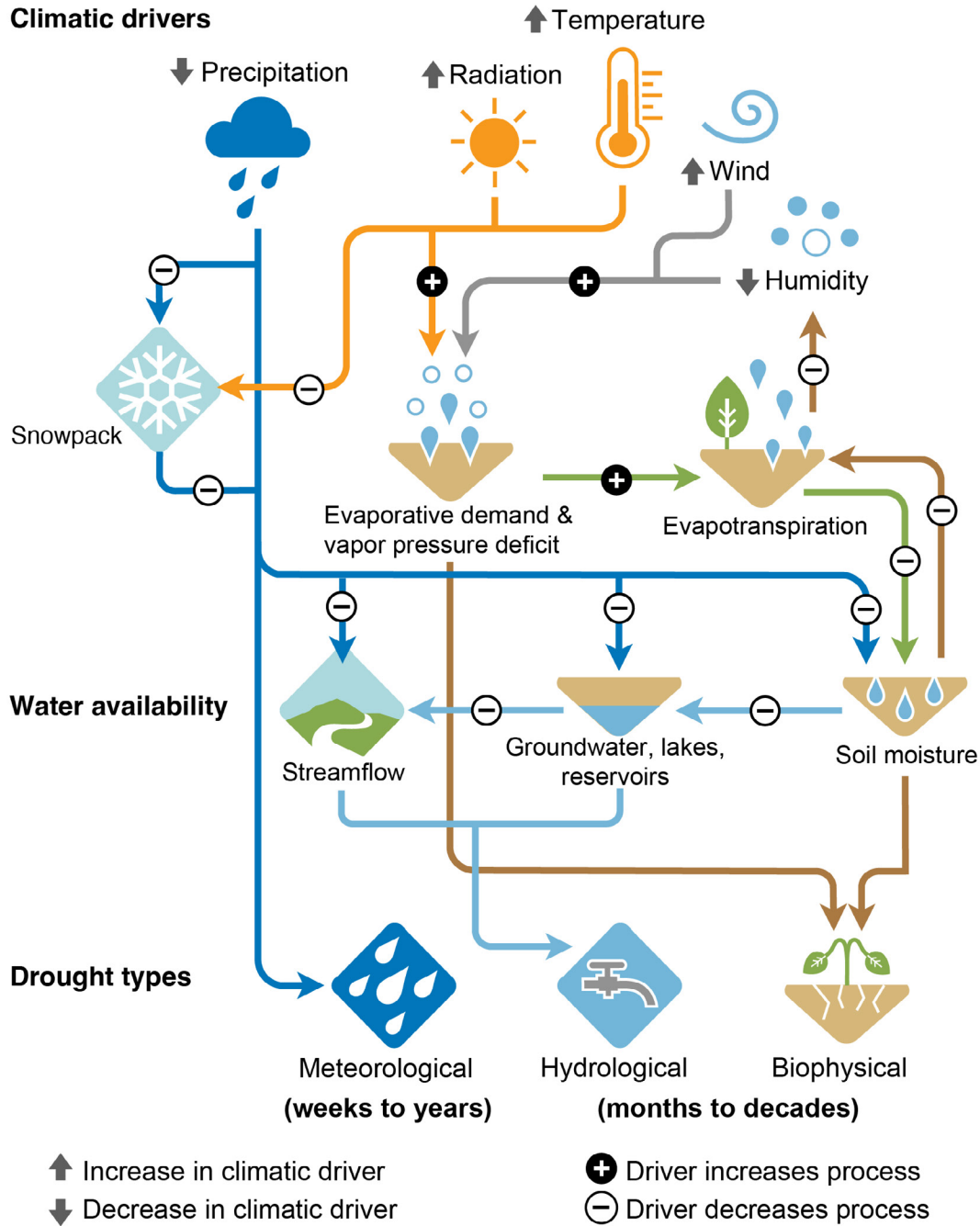
Precipitaciones extremas e inundaciones

Los aumentos observados en la intensidad de las precipitaciones extremas a escala continental en Norteamérica se han atribuido, por primera vez, a la influencia humana¹⁸⁷. Con el calentamiento se espera, y así se ha documentado, que en invierno caiga más precipitación en forma de lluvia en vez de nieve¹⁸⁸, aunque la intensidad proyectada de la mayoría de las tormentas de nieve extremas sigue siendo incierta¹⁸⁹. Los aumentos proyectados de los eventos de precipitaciones extremas son mayores en la estación invernal, ya que el calentamiento en invierno es mayor, incluidos los eventos relacionados con los ríos atmosféricos¹⁹⁰. Las precipitaciones asociadas a los huracanes aumentan con el calentamiento al menos tanto como el vapor de agua⁴², y los eventos más intensos pueden aumentar a un ritmo aún mayor^{63, 191, 192}. El lugar y el momento de manifestación de los aumentos de las precipitaciones extremas en un año determinado, o incluso en una década, están fuertemente sujetos a la variabilidad natural (consulte también KM 3.3). En particular, el aumento de las precipitaciones extremas no siempre se traduce directamente en un aumento de las inundaciones fluviales, en parte debido a los numerosos procesos de la superficie terrestre que afectan las inundaciones (KM 4.1; Figura 4.8).

Sequía

En términos generales, se define como un período transitorio de disponibilidad de agua por debajo del promedio, que suele expresarse en términos de fluctuaciones de las precipitaciones, la humedad del suelo o el caudal y la escorrentía de los arroyos¹⁹³. Es un fenómeno complejo (Figura 3.12) que depende de las fluctuaciones del suministro de humedad, de las pérdidas directas de humedad a la atmósfera y de los procesos de los ecosistemas y de la superficie terrestre^{194, 195, 196}. El oeste de Norteamérica experimentó varias sequías de escala medida en décadas durante el siglo XX¹⁹⁷ y numerosas “megasequías” de varias décadas antes de 1600 d.C.¹⁹⁸, y actualmente sufre una megasequía sin precedentes en los últimos 1,200 años^{199, 200}. Consulte el Capítulo 6 para obtener más información sobre el efecto de los cambios en el ciclo del agua sobre la tierra.

Factores climáticos de la sequía, efectos sobre la disponibilidad de agua e impactos



El cambio climático altera el ciclo hidrológico y se prevé que aumente la sequía en algunas regiones a través de diversas trayectorias de proceso.

Figura 3.12. Los cambios en los factores climáticos (p. ej. precipitaciones, temperatura, viento, etc.) afectan distintos aspectos del ciclo hidrológico (p. ej. evapotranspiración, capa de nieve, caudal de arroyos, humedad del suelo, etc.). A su vez, estos cambios hidrológicos se traducen en cambios en la severidad, la frecuencia y el riesgo de los distintos tipos de sequía. Los signos más y menos denotan la dirección del cambio en el factor que provocaría el aumento de la sequía. Por ejemplo, cuando disminuyen las precipitaciones (flecha hacia abajo) aumentan todos los tipos de sequía, ya que se reducen la capa de nieve, el caudal de los arroyos, el almacenamiento de aguas subterráneas y embalses y la humedad del suelo. Del mismo modo, también se espera que el aumento de las temperaturas (flecha hacia arriba) incremente la sequía hidrológica y biofísica al reducir el manto de nieve y aumentar las pérdidas por evaporación de los arroyos, embalses superficiales y suelos. Adaptado con permiso de la Figura 8.6 en Douville et al. 2021²⁰¹.

Los cambios hidroclimáticos observados y proyectados en respuesta al forzamiento externo dependen en gran medida de la estación y la región en los EE. UU., especialmente en el oeste²⁰². La variabilidad natural también desempeña un papel destacado en la configuración del hidroclima en escalas temporales anuales y por décadas²⁰³, como indica la disminución de la superficie total cubierta de baja humedad del suelo en los EE. UU. desde 1915²⁰⁴ y el aumento de los caudales del río Missouri²⁰⁵, una región que se prevé que sea más seca con el cambio climático (p. ej., Cook *et al.* 2015²⁰⁶). Se prevé que el cambio climático amplifique la sequía, principalmente a través de aumentos inducidos por el calentamiento en la demanda evaporativa y las pérdidas de agua superficial^{207, 208} y disminución de las nevadas y del agua almacenada en el manto de nieve de invierno⁴³. Existen evidencias sólidas de que estos procesos ya están amplificando la severidad de la sequía hidrológica en California^{209, 210, 211}, el Noroeste del Pacífico^{212, 213}, la cuenca del río Colorado^{121, 214} y en todo el suroeste de Norteamérica²⁰⁰. Sin embargo, existen incertidumbres sobre cómo pueden presentarse estos procesos en el futuro. Por ejemplo, los cambios en el uso del agua por las plantas en respuesta al aumento de las temperaturas y del CO₂ atmosférico son complejos y poco conocidos, y pueden mejorar¹⁹⁵ o amplificar²¹⁵ la humedad del suelo y las sequías por escorrentía en la superficie.

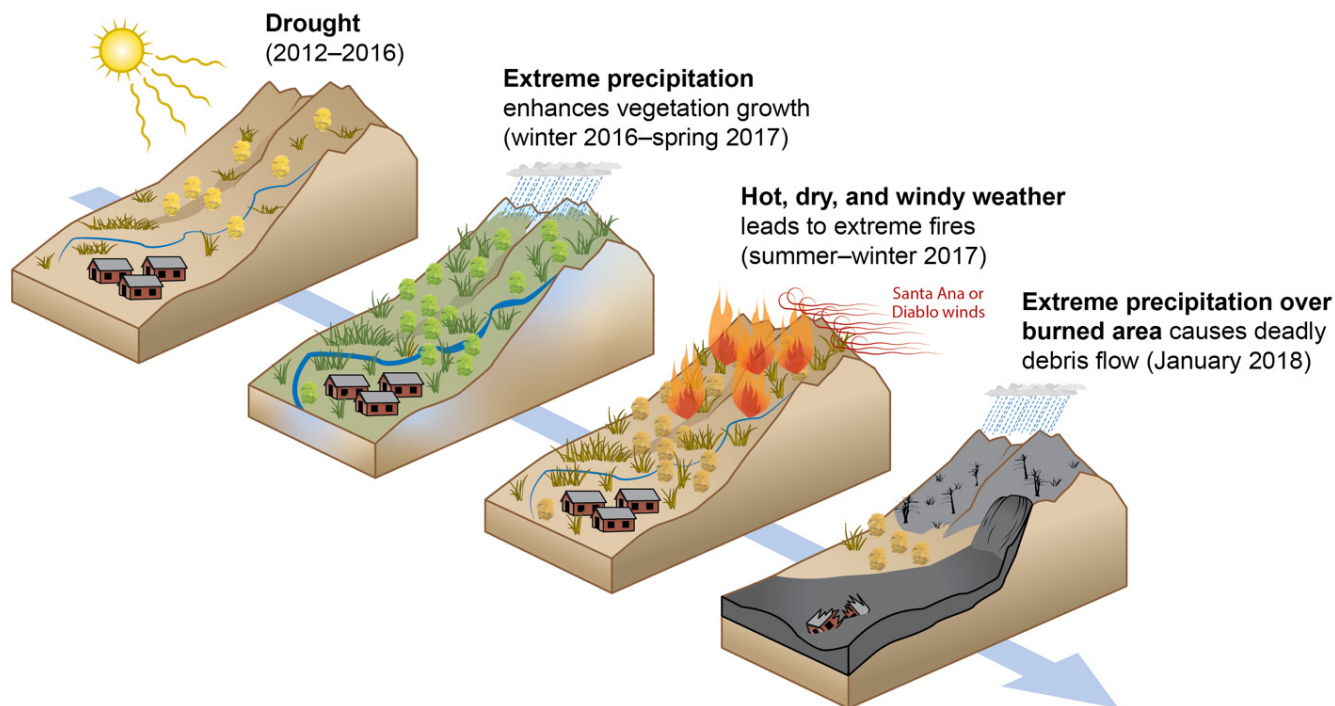
Incendios forestales

La influencia directa del cambio climático en la actividad de los incendios forestales modernos y futuros se deriva del efecto del calentamiento en el contenido de humedad y la inflamabilidad del combustible (enfoque en los incendios forestales del occidente). La inflamabilidad está directamente relacionada con el déficit de presión de vapor (vapor pressure deficit, VPD), una medida integradora de la aridez o sequedad atmosférica. El alto VPD está fuertemente asociado a las condiciones climáticas cálidas y secas que favorecen la intensificación y propagación de los incendios forestales, así como a los combustibles más secos en superficie. En décadas recientes, las temperaturas más cálidas, el descenso de la humedad y el aumento del VPD han provocado un incremento a gran escala de los incendios ocasionados por las condiciones meteorológicas²¹⁶ y las zonas quemadas por incendios forestales^{217, 218, 219} en todo el oeste. De 1984 a 2015, aproximadamente la mitad del aumento de la superficie quemada en el oeste de Estados Unidos es atribuible al aumento de la inflamabilidad del combustible causado por el cambio climático antropogénico. Se prevé que este aumento de la superficie quemada por incendios forestales, impulsado por el cambio climático, continúe en las próximas décadas, ya que no se espera que la disponibilidad de combustible sea un factor limitante antes de 2050²²⁰.

Eventos compuestos

Los eventos compuestos se refieren a la combinación de múltiples eventos meteorológicos o climáticos —que individualmente pueden no ser extremos— que juntos plantean riesgos para los sistemas humanos o naturales (consulte el ejemplo de la Figura 3.13)^{221, 222, 223} y se describen con más detalle en “Enfoque en eventos compuestos”. Dado que el cambio climático puede afectar la frecuencia y la magnitud de los componentes individuales de los eventos compuestos de diferentes maneras, los cambios en estos eventos pueden ser complejos. Los avances recientes en las técnicas estadísticas utilizadas para describir sucesos compuestos^{224, 225, 226, 227} ofrecen formas rigurosas de cuantificar los cambios. También se ha avanzado en la categorización de los tipos de eventos compuestos en este campo en rápida evolución^{223, 228, 229}.

Acontecimientos consecutivos que provocan y son consecuencia de incendios forestales



Los eventos consecutivos causaron impactos significativos en la salud humana y la economía en el Sur de California desde 2012 hasta 2018.

Figura 3.13. Una serie de sucesos en el Sur de California produjeron una cascada de impactos en la salud humana y la economía. Estos incluyen (de arriba a la izquierda a abajo a la derecha): prolongada sequía de 2012 a 2016; precipitaciones invernales superiores a la media en 2017, lo que aumentó el crecimiento de los combustibles; primavera y verano secos y cálidos, lo que redujo los niveles de humedad y secó la vegetación existente; vientos récord de Santa Ana; incendios que ocurren poco después; y precipitaciones sobre la zona quemada, lo que llevó a un evento de flujo de escombros en Montecito, CA. Adaptado de AghaKouchak *et al.* 2020²³⁰; modificado con permiso de Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Volumen 48 © 2020 por Annual Reviews, <http://www.annualreviews.org>.

Cuentas trazables

Descripción del proceso

Los miembros del equipo se seleccionaron de dos fuentes: 1) el conjunto de candidaturas recibidas a través de la convocatoria pública de autores; y 2) los candidatos identificados por el autor principal del capítulo, el autor principal de coordinación federal y los autores coordinadores de las agencias a partir de sus redes extendidas y las recomendaciones que recibieron. La selección del equipo se basó en un examen exhaustivo de las candidaturas recibidas, siendo la diversidad de formación y experiencia uno de los principales criterios de evaluación en la composición del equipo. Teniendo en cuenta las áreas de especialización necesarias para el capítulo, que se resumen a continuación, se hicieron selecciones para garantizar una representación diversa en múltiples ejes.

- Forzadores climáticos de larga y corta vida y ciclos biogeoquímicos.
- Cambios en el uso y la cubierta de la tierra y ciclos biogeoquímicos.
- Respuesta climática y variabilidad interna.
- Desarrollo de escenarios.
- Retroalimentación climática y respuesta.
- Modelación de alta resolución.
- Cambio climático regional.
- Diagnósticos y métricas de los modelos climáticos.
- Atribución de eventos extremos.
- Criósfera y aumento del nivel del mar.
- Variabilidad y extremos de las precipitaciones.
- Sequía y paleoclima.
- Extremos hidrológicos y térmicos.

Dado que el alcance de este capítulo está relacionado únicamente con los procesos físicos del sistema y no con los impactos, los riesgos y las vulnerabilidades, se determinó al principio del proceso, y con el consentimiento del Comité Directivo Federal, que las reuniones de participación de las partes interesadas no eran necesarias para el proceso de recopilación de datos. Los autores se comunicaron principalmente por correo electrónico y dos reuniones mensuales del equipo para debatir sobre los avances del capítulo y cualquier problema que surgiera durante la evaluación de la literatura.

Mensaje clave 3.1

Las actividades humanas han causado el calentamiento global observado

Descripción de la base de evidencia

La identificación de componentes inducidos por la actividad humana que perturban el balance energético de la Tierra y la comprensión de cómo ha evolucionado durante escalas temporales largas aportan evidencia de la influencia humana en el calentamiento global. El potencial de calentamiento de la superficie debido al aumento del dióxido de carbono (CO₂) emitido por las actividades humanas se identificó por primera vez al principio del siglo XIX^{231, 232, 233}, y la comprensión científica del efecto del CO₂ antropogénico sobre el clima se fortaleció con más de un siglo de avances en desarrollos teóricos, así como a través de mediciones

en laboratorio y en el sitio²³⁴. El efecto de otros factores humanos sobre el clima, incluidos los GHG no relacionados con el CO₂, el cambio del uso de la tierra y los aerosoles, fueron reconocidos en los años 70 del siglo XX. La evaluación de múltiples líneas de evidencia, incluyendo registros indirectos, registros de núcleos de hielo y observaciones directas, proporciona evidencias inequívocas del papel de las actividades humanas en el aumento de los niveles atmosféricos de GHG y aerosoles durante la era industrial. En el caso de las anteriores evidencias observacionales de cambios a largo plazo en la abundancia de GHG, se remite al lector a la Figura TS.9 del Resumen técnico del grupo de trabajo I (Working Group I, WGI) del AR6 del IPCC¹³, que muestra un fuerte aumento de los WMGHG desde el siglo XIX que es excepcional a largo plazo. Las emisiones antropogénicas anuales promedio de estos gases alcanzaron en la presente década los niveles más altos de la historia de la humanidad, según la evaluación de múltiples líneas de evidencia⁴.

Las emisiones humanas de GHG alteran el equilibrio radiativo de la atmósfera y provocan una respuesta climática. Las simulaciones de los modelos del sistema de la Tierra solo reproducen la tendencia observada de la temperatura global en superficie cuando se incluyen factores climáticos inducidos por la actividad humana. Los experimentos de atribución multimodelo en apoyo de las distintas fases del CMIP han demostrado sistemáticamente que la mayor parte del calentamiento global observado es de origen humano, mientras que el atribuible a factores naturales es pequeño²³⁵.

Principales incertidumbres y brechas en la investigación

Aunque existe una *confianza muy alta* en los aumentos medidos de GHG atmosféricos desde la época preindustrial, atribuir estos aumentos a las emisiones antropogénicas o a las emisiones naturales está sujeto a cierta incertidumbre (p. ej., Saunio *et al.* 2020²³⁶; Tans 2009²³⁷). Las emisiones de CO₂ presentan la menor incertidumbre debido a la relación directa entre combustión y emisiones. Dado que el radiocarbono (¹⁴CO₂) está ausente en los combustibles fósiles, las mediciones de ¹⁴CO₂ atmosférico pueden compararse con las mediciones de CO₂ basados en el consumo de combustible. Las comparaciones muestran acuerdos dentro de los límites de incertidumbre de las mediciones²³⁸. Sin embargo, existen discrepancias entre los distintos métodos de cuantificación del CO₂ relacionadas con los cambios en el uso de la tierra, la magnitud de la absorción terrestre en las zonas extratropicales del norte y la intensidad de la absorción de carbono oceánico en la década pasada¹²³. En cuanto al cambio de uso de la tierra, la falta de información histórica sobre la cubierta terrestre supone una limitación importante. Del mismo modo, la cobertura inadecuada de los conjuntos de datos utilizados para fundamentar los modelos de intercambios de carbono entre la biósfera y los océanos y la atmósfera genera incertidumbre tanto en los modelos basados en procesos como en las inversiones atmosféricas.

En el caso de las emisiones y eliminaciones del metano (CH₄), las incertidumbres son potencialmente mayores que en el caso del CO₂. Las emisiones de CH₄ suelen ser el resultado de fugas involuntarias de las infraestructuras de petróleo y gas o el resultado de procesos microbianos derivados de la agricultura, la ganadería o el tratamiento de residuos. Estas fugas involuntarias dificultan la cuantificación de las emisiones mediante métodos de inventario. Sin embargo, las mediciones del isótopo estable del CH₄ (¹³CH₄) implican que las fuentes microbianas son los principales factores de crecimiento del CH₄ atmosférico, con contribuciones menores de la producción de combustibles fósiles. Las medidas de ¹³CH₄ proporcionan información sobre las fuentes, ya que los microbios prefieren utilizar el isótopo de carbono más ligero (¹²C) para el metabolismo, por lo que un aumento de las fuentes microbianas significará isotópicamente un CH₄ atmosférico más ligero. Aunque el registro atmosférico de CH₄ (¹³CH₄) solo se extiende a las dos décadas pasadas, las mediciones de los núcleos de hielo sugieren que antes de la reciente tendencia hacia un CH₄ atmosférico, la tendencia era hacia un CH₄ isotópicamente más pesado, como era de esperarse debido a las emisiones de combustibles fósiles isotópicamente más pesados.

Otras fuentes importantes de incertidumbre son la dificultad para limitar la destrucción química atmosférica y la incertidumbre sobre la distribución y los procesos que determinan las emisiones naturales.

Los estudios que comparan las estimaciones ascendentes de emisiones mediante inventarios y modelos de emisiones con las estimaciones a partir de inversiones atmosféricas ponen de relieve las incertidumbres de las estimaciones²³⁶. Otros estudios que utilizan observaciones atmosféricas de isótopos estables de CH₄ han sugerido que las emisiones globales de combustibles fósiles son, con toda probabilidad, superiores a las estimadas por los inventarios^{5, 239}.

Descripción de confianza y probabilidad

Existe una *confianza muy alta* en que las emisiones de GHG procedentes de las actividades humanas, en particular del uso de combustibles fósiles, han causado inequívocamente todo el calentamiento global observado durante la era industrial. También existe una *confianza muy alta* en que los cambios en los factores climáticos naturales han tenido efectos a largo plazo globalmente pequeños y regionalmente variables durante este período. Las observaciones muestran claramente que las concentraciones de los principales GHG han aumentado en la atmósfera desde la época preindustrial. Las incertidumbres en las eliminaciones y emisiones químicas naturales pueden ser significativas. Los cambios esporádicos de los factores climáticos naturales, como la actividad solar y las erupciones volcánicas, influyen temporalmente en las temperaturas de la superficie. Sin embargo, las reconstrucciones y los registros indirectos no indican evidencia de una actividad excepcional de estos factores climáticos en los últimos siglos¹⁰. En resumen, no se espera que las incertidumbres sobre la magnitud y la variabilidad de los factores climáticos cambien la conclusión central de que las emisiones antropogénicas han causado los importantes aumentos de GHG.

Mensaje clave 3.2

El rango estimado de sensibilidad climática se ha reducido un 50 %

Descripción de la base de evidencia

La evaluación de la sensibilidad y las retroalimentaciones climáticas siguen la de Sherwood *et al.* (2020)²¹ y Forster *et al.* (2021)², que se sometieron a la revisión de expertos y de la comunidad. En esta cuenta rastreable, ofrecemos un resumen de la base de evidencia, las principales incertidumbres y una descripción de la confianza y la probabilidad después de estas evaluaciones. Como también se muestra en la Figura 3.3, el mayor cambio en estas nuevas evaluaciones es basar principalmente las estimaciones de la sensibilidad climática en datos de observación de múltiples períodos pasados combinados con limitaciones físicas, sin utilizar directamente los valores de sensibilidad climática producidos por los modelos climáticos. Las observaciones por satélite de la variabilidad natural del clima se utilizaron para proporcionar estimaciones globales de las retroalimentaciones físicas del clima^{240, 241}, así como las retroalimentaciones de las nubes de tipos de nubes individuales^{24, 242, 243, 244, 245}. En muchas retroalimentaciones climáticas, las restricciones emergentes^{240, 246, 247} apoyan la práctica de inferir retroalimentaciones climáticas a largo plazo a partir de retroalimentaciones climáticas a corto plazo inferidas a partir de observaciones de la variabilidad climática natural actual. En los cambios entre el período preindustrial y la actualidad, los análisis de temperatura de los datos en el sitio proporcionan estimaciones fiables de los cambios de la temperatura media global^{248, 249}. Al combinar estos cambios de temperatura con estimaciones del forzamiento radiativo efectivo para este período se obtiene una estimación preliminar de la sensibilidad climática que actúa a lo largo del período histórico. Actualmente, se considera que esta estimación preliminar subestima la sensibilidad climática a la duplicación del CO₂ porque las retroalimentaciones climáticas son sensibles al patrón de calentamiento de la temperatura de la superficie del mar, y el patrón de calentamiento en el período histórico difiere notablemente del esperado para la duplicación de las emisiones de CO₂^{173, 250}. La inferencia de la sensibilidad climática a partir de los cambios paleoclimáticos se basa en estimaciones precisas de los cambios de temperatura y de forzamiento radiativo de períodos estables bien estudiados del pasado, como el Último Máximo Glacial (hace ~20,000 años)²⁵¹, el Período Cálido del Plioceno Medio (~3 millones de años antes del

presente)²⁵² y el Máximo Térmico del Paleoceno–Eoceno (~56 millones de años antes del presente)²⁵³. Para estimar la sensibilidad climática actual a partir de datos paleoclimáticos, las estimaciones de los cambios de temperatura y del forzamiento radiativo deben derivarse de datos indirectos. También es necesario considerar cómo actuaron como forzantes las diferentes configuraciones de las capas de hielo y de los continentes²⁵⁴, así como la dependencia de la temperatura de las retroalimentaciones climáticas²⁵⁵.

Sintetizar las implicaciones para la sensibilidad climática de este conjunto extremadamente diverso de evidencias no es trivial. La síntesis requiere el desarrollo de un marco común para tratar las evidencias basado en extensiones del paradigma de forzamiento-retroalimentación^{2, 21, 256}, así como la interacción sostenida durante varios años de científicos de diversas comunidades de investigación. Los métodos matemáticos utilizados en la síntesis varían desde los complejos métodos bayesianos²¹ hasta argumentos coherentes más sencillos².

Principales incertidumbres y brechas en la investigación

Una de las principales incertidumbres en la estimación de la sensibilidad climática tiene que ver con el patrón de calentamiento de la temperatura superficial del mar en el Pacífico para la respuesta forzada a largo plazo a la duplicación del CO₂²¹. En las décadas pasadas, el patrón de calentamiento observado se ha caracterizado por un calentamiento menor o incluso un enfriamiento en el Pacífico oriental, lo que ha aumentado la cantidad de nubes bajas y la luz solar reflejada al espacio y, por tanto, ha reducido el calentamiento de la Tierra. Se cree que este patrón en el pasado reciente se debe a la variabilidad natural del clima. Se espera que, a lo largo del siglo XXI, el calentamiento del Pacífico oriental alcance y supere al del Pacífico occidental, coincidiendo con las predicciones de los modelos CMIP para el calentamiento del CO₂-dominante. Sin embargo, si el patrón reciente de calentamiento observado incluye un componente de la respuesta forzada al CO₂ que los modelos no logran predecir, entonces los valores de sensibilidad climática en el extremo superior son menos probables.

Otras incertidumbres claves sobre la sensibilidad climática²¹ incluyen 1) las relaciones de escala entre las retroalimentaciones estimadas a partir de la menor variabilidad de la temperatura a corto plazo y el mayor cambio climático previsto para el siglo XXI; 2) las retroalimentaciones de los tipos de nubes distintos de las nubes bajas marinas bien estudiadas; 3) la magnitud del forzamiento de los aerosoles durante el período histórico, cuyo conocimiento es fundamental para determinar el componente del calentamiento histórico procedente de los GHG; 4) la abundancia de polvo y otros aerosoles en el Último Máximo Glacial; 5) la caracterización mediante registros indirectos de la temperatura, los gases traza y otros agentes forzantes de los períodos cálidos del pasado geológico profundo; 6) la dependencia de la sensibilidad climática del estado de fondo; y 7) la consideración de los efectos del sistema de la Tierra al interpretar las consecuencias del registro paleoclimático para una sensibilidad climática aplicable al calentamiento del siglo XXI.

Descripción de confianza y probabilidad

Los rangos *probables* de sensibilidad climática se derivan de la síntesis de la base de evidencias a través del marco del paradigma forzamiento-retroalimentación^{2, 21, 256}. La confianza es *alta* en el rango reducido de sensibilidad climática porque sus estimaciones observacionales se derivan de tres líneas independientes de evidencia y porque las tres estimaciones centrales de sensibilidad climática están en general de acuerdo. Las tres líneas de evidencias son: 1) evidencia de la variabilidad climática natural en la actualidad; 2) evidencia de los cambios climáticos desde el período preindustrial hasta la actualidad; y 3) evidencia de los cambios climáticos de varios períodos fríos y cálidos en el registro paleoclimático. Las razones adicionales para la *confianza alta* incluyen una mayor comprensión de cómo las retroalimentaciones físicas del clima varían con la naturaleza de los cambios para diferentes escalas temporales y una mayor capacidad para sintetizar diversas evidencias procedentes de distintos períodos del pasado de la Tierra.

Mensaje clave 3.3

Los datos nuevos y métodos de análisis han hecho avanzar la climatología

Descripción de la base de evidencia

Avances en la observación del sistema de la Tierra

Desde las observaciones de la temperatura y las precipitaciones que comenzaron al principio del siglo XIX hasta las primeras observaciones de concentración del CO₂ tomadas en Mauna Loa a finales de la década de los años 50 del siglo pasado²⁵⁷ y hasta la era de los satélites²⁵⁸, han sido esenciales observaciones del sistema de la Tierra para restringir los modelos climáticos y mejorar nuestra comprensión del sistema climático. Desde que se publicó la anterior Evaluación Nacional del Clima en 2018 han surgido varios avances importantes en la comprensión del sistema de la Tierra a partir de plataformas de observación.

Las observaciones nuevas utilizando mediciones de covarianza de remolinos de AmeriFlux y NEON y la ciencia subsiguiente se describen en Novick *et al.* (2018)²⁵⁹ y Chabbi y Loescher (2017)²⁶⁰, respectivamente. Una comprensión más profunda del ciclo del agua derivada de la escorrentía subsuperficial y superficial del USGS se describe en USGS (2019)²⁶¹. Las mejoras en la estimación del balance energético superficial de ARM y otros sitios de la BSRN se describen en Wild (2017)²⁶². Las mejores restricciones de la incertidumbre en las temperaturas cercanas a la superficie a partir de GISTEMP provienen de Lenssen *et al.* (2019)²⁴⁸. La comprensión del CO₂ atmosférico y gases afines procede del GML de los ESRL de la NOAA²⁶³. La comprensión de la temperatura oceánica, la salinidad y las concentraciones biogeoquímicas clave procede de boyas, rastros de buques, flotadores, boyas de deriva^{264, 265} y tecnología Saildrone.

La evidencia observacional para restringir la tasa de calentamiento de la Tierra a partir de CERES y AIRS se describe en Loeb *et al.* (2021)²⁶⁶ y Susskind *et al.* (2019)²⁶⁷, respectivamente. Las evidencias mejoradas del aumento del nivel del mar mediante altimetría por satélite se documentan en Li *et al.* (2022)²⁶⁸ y Nerem *et al.* (2018)¹⁶². Los sistemas de observación por satélite de la NASA y la NOAA desplegados recientemente se documentan en Fisher *et al.* (2020)²⁶⁹; ECOSTRESS), Dubayah *et al.* (2020)²⁷⁰; GEDI), Green *et al.* (2020)²⁷¹; EMIT), Zavodsky *et al.* (2017;²⁷² TROPICS), Goldberg y Zhou (2017;²⁷³ JPSS-2); y Morrow *et al.* (2019)²⁷⁴; SWOT). El ASO del Laboratorio de Propulsión a Chorro (Jet Propulsion Laboratory, JPL) de la NASA se describe en Painter *et al.* (2016)²⁷⁵. El NGWOS del USGS se describe en Eberts *et al.* (2019)²⁷⁶.

Nuevos escenarios y proyecciones climáticas

El desarrollo del conjunto de nuevos escenarios utilizados por CMIP6 mediante el llamado proceso paralelo²⁷⁷ comenzó mientras se producían, analizaban y evaluaban las simulaciones de CMIP5 basadas en las RCP del IPCC 2013²⁷⁸ (el ensayo de etapas para el desarrollo de los nuevos escenarios es Ebi *et al.* 2014²⁷⁹). Los nuevos escenarios se basan en futuras trayectorias alternativas recomendables de desarrollo socioeconómico (las Trayectorias Socioeconómicas Compartidas [SSP]) a partir de las cuales se desarrollan trayectorias coherentes de emisiones de GHG, en vez de consistir simplemente en trayectorias idealizadas de futuros GHG. Las trayectorias idealizadas (como un aumento anual del 1 % en las concentraciones de CO₂ o una duplicación instantánea de las concentraciones de CO₂) son experimentos de sensibilidad útiles, pero no pueden considerarse recomendables, ya que están desvinculadas de las hipótesis sobre las emisiones de origen humano. Unos 40 centros de modelación de todo el mundo participaron en CMIP6 y ScenarioMIP²⁸⁰.

Simulaciones de grandes conjuntos

Hace aproximadamente una década, se crearon los primeros conjuntos de condiciones iniciales (“grandes”) (p. ej., Deser *et al.* 2012²⁸¹, 2012²⁸²) con un único modelo, al que siguieron otros modelos²⁸³ y grandes conjuntos con hasta 100 simulaciones²⁸⁴. Actualmente, existen grandes conjuntos de muchos otros modelos

climáticos⁵³, y el protocolo de intercomparación de modelos para la generación más reciente de simulaciones fomentó los grandes conjuntos de 10 realizaciones para todos los modelos³⁰.

Los grandes conjuntos se utilizan para estimar la incertidumbre de la variabilidad natural separadamente de la incertidumbre del modelo entre los modelos climáticos⁸⁶. Han revelado la dependencia de algunos aspectos de la variabilidad natural, como la precipitación, en el estado del clima¹¹⁰. Los grandes conjuntos también han permitido aislar la respuesta a diferentes forzamientos climáticos, independientemente de la variabilidad natural, y evaluar la linealidad de estas respuestas⁵³ o su ausencia²⁸⁵. También se han utilizado para evaluar si los eventos de ENSO y sus impactos sobre las precipitaciones y la temperatura en América del Norte cambiarán en el futuro^{286, 287, 288} y para evaluar cómo los patrones de circulación atmosférica a gran escala que afectan las condiciones meteorológicas y el clima de los EE. UU. pueden verse alterados por los efectos del cambio climático²⁸⁹. Entre las nuevas aplicaciones de los grandes conjuntos se encuentran las cuestiones relacionadas con la sincronización en que las señales del cambio climático inducido por la actividad humana superan la variabilidad natural del clima²⁹⁰, la evaluación de riesgos²⁹¹, los recursos hídricos de Estados Unidos²⁹², la contaminación del aire y los impactos de salud asociados^{293, 294} y factores de estrés de los ecosistemas²⁹⁵ (consulte Deser *et al.* 2020⁵³ para ver otros ejemplos).

Restricciones emergentes

Las restricciones emergentes se han aplicado ampliamente para reducir la dispersión simulada en las retroalimentaciones climáticas que dan forma a la sensibilidad climática^{240, 246, 247}. Las restricciones emergentes también se han aplicado a muchos otros procesos climáticos (consulte Hall *et al.* 2019⁵⁵ para obtener una lista). Williamson *et al.* (2021)²⁹⁶ también ofrece una revisión reciente y exhaustiva de la literatura sobre restricciones emergentes e identifica las diversas incertidumbres en las respuestas de los sistemas físicos y biogeoquímicos que se han reducido de forma creíble mediante la técnica de restricciones emergentes.

Atribución de eventos extremos

Desde el histórico estudio de Stott *et al.* (2004)⁷², que concluyó que las probabilidades de que se produjera la ola de calor europea de 2003 se duplicaron debido al cambio climático antropogénico, muchos equipos de autores diferentes han analizado una amplia variedad de eventos meteorológicos extremos para determinar si hubo influencia humana. Este amplio espectro de literatura se ha desarrollado utilizando muchos enfoques diferentes que han sido estudiados por el equipo de autores. De especial interés son una serie de suplementos especiales publicados desde 2011 en el *Bulletin of the American Meteorological Society* (*Boletín de la Sociedad Meteorológica Americana*)^{60, 61, 62, 297, 298, 299, 300, 301, 302, 303}. Los autores de los capítulos han contribuido a estos informes y han publicado estudios de atribución de sucesos en la literatura general.

La confianza en la atribución de la influencia humana, si la hay, en eventos meteorológicos extremos individuales aumenta cuando varios equipos de autores independientes llegan a conclusiones similares utilizando métodos, estimaciones observacionales y modelos diferentes, junto con un conocimiento profundo de los procesos físicos del cambio. La copiosa cantidad de precipitaciones experimentadas en el área metropolitana de Houston durante el huracán Harvey es un buen ejemplo de ello, ya que tres equipos diferentes llegaron a la conclusión de que el cambio climático antropogénico provocó grandes aumentos atribuibles en las precipitaciones totales de las tormentas^{82, 83, 84}. La confianza en esta atribución ha aumentado aún más por los estudios posteriores de otros huracanes, que han llevado a conclusiones similares^{63, 78, 192, 304}.

La confianza en la declaración de atribución de eventos extremos depende de la fiabilidad de las observaciones a largo plazo⁶⁶. Afortunadamente, gran parte de Estados Unidos continental (contiguous US, CONUS) está bien observada desde 1950 por las mediciones de temperatura y precipitación de las estaciones meteorológicas de la Red Climática Histórica Global de la NOAA. En muchos lugares, los registros fiables abarcan todo un siglo³⁰⁵.

La atribución es un ejercicio de inferencia causal; los estudios de atribución del cambio climático toman prestadas técnicas de la bien establecida literatura epidemiológica. Los experimentos típicos de inferencia causal de Pearl involucran dos grupos, un grupo controlado (o placebo) y un grupo probado³⁰⁶. Como solo hay una Tierra, los experimentos de atribución del cambio climático solo se pueden realizar con modelos numéricos. Las limitaciones de los modelos climáticos imponen importantes salvedades a cualquier declaración de atribución resultante. La base de datos de modelos climáticos globales (global climate models, GCM) del CMIP se ha utilizado ampliamente en las declaraciones de atribución^{307, 308}. Sin embargo, es más adecuada para eventos extremos de escalas espaciales mayores que coinciden con las de los modelos CMIP (p. ej., olas de calor). En el caso de eventos extremos más localizados, como tormentas intensas (incluidos los huracanes), pueden ser necesarios experimentos numéricos más personalizados y de mayor resolución⁶⁴. La inferencia causal de Granger también se ha aplicado a registros observacionales largos para hacer declaraciones de atribución sin utilizar modelos climáticos^{67, 309}. Aunque es una forma más débil de inferencia causal debido a la posibilidad de covariables ocultas en los modelos estadísticos subyacentes (es decir, la construcción del modelo estadístico puede sesgar los resultados), la inferencia causal de Granger puede contribuir a nuestra comprensión de los cambios en la frecuencia y la magnitud de los eventos extremos.

Principales incertidumbres y brechas en la investigación

Avances en la observación del sistema de la Tierra

Desafortunadamente, no todas las magnitudes relevantes del sistema de la Tierra pueden observarse fácilmente. Aunque recientes misiones por satélite como GRACE³¹⁰ han sido capaces de utilizar mediciones gravitacionales para restringir la humedad del subsuelo, gran parte de la subsuperficie sigue siendo poco conocida. Los trabajos en curso también han sugerido que puede haberse subestimado el contenido de calor de las profundidades oceánicas³¹¹, una consecuencia de las insuficientes mediciones del océano profundo. Además, las mediciones en el sitio suelen estar más disponibles en los países desarrollados y en las regiones de más fácil acceso, lo que provoca brechas importantes de observación en el Hemisferio Sur (p. ej., Guo *et al.* 2009³¹²) y a gran elevación^{313, 314}.

Nuevos escenarios y proyecciones climáticas

Los escenarios de emisiones futuras y cambio de uso de la tierra se desarrollan como alternativas recomendables, pero no se les asigna una probabilidad relativa. Algunos estudios recientes, sin embargo, han argumentado que el escenario más alto, SSP5-8.5, ya no es recomendable sin una inversión de las tendencias actuales en la adopción de energías renovables y eficiencia energética. La comunidad de desarrollo de escenarios siempre está poniendo a prueba las incertidumbres estructurales de los modelos de evaluación integrados y, por tanto, los supuestos que producen las trayectorias alternativas de emisiones. Para mantener el carácter recomendable de las trayectorias alternativas es necesario actualizar oportunamente la línea de base a partir de la cual se realizan las proyecciones futuras, basándose en las tendencias y las observaciones actuales de las emisiones.

Simulaciones de grandes conjuntos

Queda mucho por hacer para obtener información relevante para la toma de decisiones a escala de impacto —regional a local— con una incertidumbre cuantificada basada en la comprensión de la variabilidad natural, el forzamiento y las fuentes estructurales de incertidumbre. Identificar el patrón forzado de respuesta a escala local y separarlo de la variabilidad natural es un reto permanente, que tiene implicaciones inmediatas para la predictibilidad, la evaluación de los modelos climáticos y el potencial para reducir la incertidumbre en las proyecciones climáticas. Otro reto clave es la llamada paradoja señal-ruido, que implica que los modelos subestiman la predictibilidad atmosférica debido a representaciones incompletas de procesos atmosféricos y oceánicos clave³¹⁵. Así pues, a medida que los modelos mejoran, puede existir la posibilidad

de ofrecer predicciones climáticas más acertadas. Otro tema pendiente es el referente a los aportes de las partes interesadas y los responsables de la toma de decisiones sobre qué incertidumbre es tolerable para aplicaciones específicas y qué significa esto para el tamaño de los grandes conjuntos. El papel de la variabilidad natural en muchos impactos, incluida la calidad del aire, aún no se ha abordado en su totalidad. Por último, las implicaciones de los posibles cambios en la variabilidad natural para la predicción por décadas y la previsibilidad siguen siendo preguntas abiertas. Por ejemplo, ¿cuál es la escala temporal de la previsibilidad? ¿Hasta qué punto es previsible la variable X sobre la escala temporal Y?

Restricciones emergentes

Tanto Williamson *et al.* (2021)²⁹⁶ y Hall *et al.* (2019)⁵⁵ identifican las principales brechas de investigación e incertidumbres asociadas a la técnica de las restricciones emergentes. Entre las incertidumbres se encuentran las siguientes: 1) algunas restricciones emergentes propuestas carecen de pruebas fuera de muestra en otros conjuntos de modelos; 2) algunas restricciones emergentes propuestas se caracterizan por una relación estadística sólida, pero carecen de un marco físico o teórico que respalde la relación emergente; y 3) algunas restricciones emergentes propuestas carecen de datos observacionales para restringir la respuesta futura, incluso suponiendo que la relación emergente sea estadísticamente sólida y esté respaldada por un mecanismo físico o una teoría. Además, la mayoría de las restricciones emergentes se han aplicado a cantidades relevantes del sistema climático global. De cara al futuro, sería útil disponer de más restricciones emergentes desarrolladas a escala regional para reducir la incertidumbre en las cantidades de mayor relevancia para los EE. UU. u otras regiones.

Atribución de eventos extremos

La confianza en la declaración de atribución extrema depende tanto de nuestra comprensión de los mecanismos físicos subyacentes del cambio como de la idoneidad de nuestros modelos estadísticos y climáticos⁶⁵. Esto, por supuesto, varía significativamente de acuerdo con la naturaleza del evento meteorológico extremo. En general, se considera que las declaraciones de atribución sobre la influencia humana en las olas de calor y de frío severos son las más fiables²²¹. La confianza en las declaraciones de atribución sobre precipitaciones extremas varía mucho según el tipo de tormenta. Las precipitaciones de los huracanes han sido uno de los eventos más estudiados, y en evaluaciones recientes se ha llegado a la conclusión de que los estudios de modelación y por satélite, así como la comprensión física, proporcionan evidencias sólidas de que los índices de precipitaciones de los huracanes aumentaron y seguirán aumentando debido al cambio climático antropogénico^{221, 316}. La contribución del grupo de trabajo I al Sexto informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC AR6 WGI) concluyó que “los estudios de atribución de eventos y la comprensión física indican que el cambio climático inducido por la actividad humana aumenta las fuertes precipitaciones asociadas con los ciclones tropicales (*confianza alta*), pero las limitaciones de los datos impiden detectar claramente las tendencias pasadas a escala mundial”⁷²⁰. Basándose en parte en los modelos CMIP5, el equipo de expertos en ciclones tropicales de la Organización Meteorológica Mundial⁴² concluyó: “En cuanto a las tasas de precipitación del ciclón tropical (tropical cyclone, TC), hay al menos una confianza media-alta en un aumento a nivel global, con un aumento medio proyectado del 14 %, o cerca de la tasa de aumento del vapor de agua tropical con el calentamiento, a humedad relativa constante”. Sin embargo, estudios recientes de modelación de mayor resolución, en particular estudios de atribución de sucesos, constatan que las precipitaciones de los huracanes aumentan a un ritmo sustancialmente superior al del vapor de agua por sí solo, lo que implica cambios tanto dinámicos como termodinámicos (p. ej., Reed *et al.* 2021³⁰⁴, 2022⁶³; Risser y Wehner 2017⁸²; van Oldenborgh *et al.* 2017⁸³; Wang *et al.* 2018⁸⁴). Un estudio reciente por satélite refuerza esta interpretación³¹⁶. Los ríos atmosféricos y los ciclones extratropicales han recibido menos atención, pero es de esperar que se saquen conclusiones similares a medida que se lleven a cabo más estudios. Los sistemas convectivos a mesoescala (p. ej., tormentas que producen granizo, tornados y hielo) no se han estudiado tan bien debido a las limitaciones tanto de modelación como de observación de estos eventos específicos a escala local.

Los cambios en los eventos de vientos extremos, como los producidos por huracanes, derechos o eventos tipo Santa Ana, también son poco conocidos debido a las limitaciones de los modelos para simular de forma realista estos fenómenos.

Los cambios meteorológicos extremos atribuibles a procesos termodinámicos locales se comprenden mejor que los que se deben a cambios en los patrones meteorológicos a gran escala debido a la incertidumbre en los cambios de los patrones de circulación. Así pues, los cambios atribuibles a la sequía meteorológica (definida por el déficit de precipitaciones) causados por los cambios en los patrones de precipitaciones debido a la circulación son menos conocidos, especialmente para CONUS, que los cambios atribuibles a la sequía agrícola y ecológica (definida por los aumentos en el déficit de humedad del suelo causados por temperaturas más cálidas)¹⁹⁶.

Algunos eventos son tan extremos que nuestros modelos estadísticos y climáticos pueden no ser adecuados para cuantificar la influencia humana, aunque nuestra comprensión sea tal que estemos seguros de que la hay. La ola de calor de 2021 en el noroeste del Pacífico es un buen ejemplo. Las temperaturas experimentadas durante este evento extremo compuesto muy poco frecuente están fuera de los límites de las distribuciones estadísticas de valores extremos generalizados ajustados que se suelen utilizar para determinar los cambios en la frecuencia y la magnitud de los eventos. Además, no está claro si el conjunto estándar de modelos del CMIP puede producir los patrones meteorológicos específicos a gran escala responsables de estas temperaturas récord. En el caso de estos eventos tan poco frecuentes, el desarrollo reciente de grandes conjuntos de modelos climáticos puede aumentar nuestra confianza en las afirmaciones cuantitativas de atribución en algunos casos⁵³.

Descripción de confianza y probabilidad

La sección es una descripción de resultados fácticos, por lo que no se aplican los términos confianza y probabilidad.

Mensaje clave 3.4

El ser humano modifica los procesos del sistema de la Tierra

Descripción de la base de evidencia

Variabilidad natural

En la década pasada, se ha reconocido cada vez más el papel de la variabilidad natural a escala regional en la evolución pasada y futura del clima, así como el hecho de que las señales de variabilidad natural regional pueden competir con las señales antropogénicas forzadas (p. ej., Deser 2020³¹⁷). Los mecanismos por los que el sistema climático genera niveles tan elevados de variabilidad natural están bien documentados y son bien conocidos. Los ejemplos de estos modos de variabilidad relevantes para el clima de Norteamérica son el ENSO, la oscilación por décadas del Pacífico, el patrón norteamericano del Pacífico y el modo anular del norte. Muchos de estos patrones tienen una predictibilidad limitada más allá de una escala temporal de unas dos semanas, lo que conduce a una incertidumbre irreducible en la evolución real del clima. Una advertencia a este respecto se refiere al fenómeno ENSO, que tiene cierta predictibilidad de estacional a interanual. También observamos que los propios modos de variabilidad también pueden verse afectados por el forzamiento antropogénico, y estas señales pueden ser predecibles³¹⁸. Esta idea de incertidumbre irreducible se aplica únicamente a las proyecciones futuras. No pretende poner en duda el cambio climático antropogénico que ya se ha detectado en el registro observacional a pesar de la variabilidad natural^{221, 235}.

Cambios en la circulación atmosférica

Se han estudiado muchos aspectos de los cambios en la circulación atmosférica utilizando observaciones (reanálisis global) y simulaciones de modelos. Entre las importantes circulaciones a gran escala que influyen en el clima regional de los EE. UU. se encuentran la corriente en chorro, las trayectorias de las tormentas, la baja de las Aleutianas, las altas subtropicales del Pacífico Norte y del Atlántico Norte, la circulación monzónica de Norteamérica y otras, que están fuertemente influenciadas por la circulación de Hadley en los trópicos. A su vez, la circulación a gran escala, como la alta subtropical del Atlántico Norte, influye en las características de la circulación a mesoescala, como el chorro de bajo nivel de las Grandes Llanuras que afecta las precipitaciones en el centro y medio oeste de los EE. UU. Por lo tanto, comprender cómo cambia la circulación de Hadley con el calentamiento es importante para entender los cambios en las circulaciones a gran escala y a mesoescala que afectan el clima regional de los EE. UU. Staten *et al.* (2018)⁸⁹ y Grise *et al.* (2019)⁹⁰ sintetizaron estudios previos que documentan el desplazamiento hacia el polo de las ramas de subsidencia de la circulación de Hadley desde 1979. Según ambos estudios, las diferencias metodológicas en la forma de calcular la circulación de Hadley pueden explicar en parte la discrepancia entre el ritmo de expansión tropical derivado de los reanálisis globales y las simulaciones históricas de modelos halladas en estudios anteriores. Sin embargo, ambos estudios también destacaron el reto que supone detectar cambios en la expansión tropical y atribuirlos al calentamiento antropogénico debido a la gran variabilidad natural, sobre todo en el caso de la expansión hacia los polos en el Hemisferio Norte, que es más relevante para las circulaciones a gran escala que afectan Norteamérica.

Además de la expansión tropical, muchos estudios analizaron simulaciones de modelos y proyecciones de cambios en las circulaciones a gran escala —como la corriente en chorro^{87, 93, 95, 319}, las trayectorias de las tormentas³²⁰, los ciclones extratropicales^{189, 321} y la alta subtropical del Atlántico Norte^{100, 322}— y comparó las tendencias históricas observadas y simuladas por modelos en la presión a nivel del mar³²³. Muchos de estos estudios utilizaron simulaciones de múltiples modelos y de grandes conjuntos para determinar en primer lugar si se encuentra una señal sólida de cambio y, en caso afirmativo, los mecanismos por los que el calentamiento puede influir en las características de la circulación; también se investigan a menudo los impactos de los cambios de circulación en las precipitaciones. Los experimentos con modelos que permiten aislar el efecto radiativo directo del CO₂, que es un proceso rápido, frente al efecto del calentamiento de la temperatura de la superficie del mar, que es un proceso más lento, también han contribuido a mejorar la comprensión de cómo el aumento de los GHG afecta la circulación atmosférica.

Cambios en el ciclo del agua

Una literatura considerable y en expansión describe los cambios pasados y futuros proyectados en los procesos relacionados con el ciclo del agua en la Tierra^{201, 324}. Gran parte de la literatura sobre el ciclo del agua separa sus cambios pasados y futuros proyectados en dos componentes: uno proporcional al cambio en el vapor de agua —la respuesta “termodinámica”— y otro que depende de la circulación atmosférica y de otros factores —la respuesta “dinámica”—. Los cambios de vapor de agua aumentan a una humedad relativa aproximadamente constante con el calentamiento³²⁵, con variaciones sobre la tierra y durante las diferentes fases de la respuesta³²⁶ que son relevantes para los EE. UU. Los cambios en la circulación también modulan el patrón espacial del cambio de intensidad de las precipitaciones extremas, aumentándolo en algunas regiones y reduciéndolo en otras¹¹³, que es el principal motor de las variaciones en magnitud y signo del cambio de precipitación estacional y regionalmente. En general, se proyecta que la variabilidad de las precipitaciones aumente en todas las escalas temporales y en la mayoría de los lugares en respuesta al calentamiento provocado por los GHG¹¹⁰. Esto implica un aumento tanto de las precipitaciones intensas extremas como de las sequías¹¹¹, un fenómeno denominado latigazo¹¹².

Cambios en los ciclos biogeoquímicos y del carbono

Las observaciones muestran que aproximadamente la mitad del CO₂ de las emisiones anuales procedente de las actividades humanas es absorbido por la biósfera terrestre y los océanos³²⁷. El registro observacional del CO₂ atmosférico y las estimaciones de las emisiones de combustibles fósiles basadas en las estadísticas económicas de los combustibles se utilizan para estimar la absorción total residual de carbono por el ecosistema terrestre y el océano. Determinar la cantidad absorbida por la tierra y los océanos es más complicado e incierto. En el caso de los océanos, las mediciones globales de la presión parcial de CO₂ (pCO₂) en el agua de mar y el carbono total en compuestos orgánicos e inorgánicos disueltos en las aguas oceánicas interiores se utilizan para estimar los sumideros de carbono actuales y acumulados (p. ej., Rödenbeck *et al.* 2015³²⁸; Takahashi *et al.* 2009³²⁹).

En tierra, las mediciones directas de los flujos atmósfera-biósfera terrestre se utilizan para comprender las fuentes y los sumideros de carbono y su variabilidad en escalas temporales de diarias a interanuales³³⁰.

Cambios en el océano, la criósfera y el nivel del mar

En el transcurso del siglo XX, el aumento del nivel del mar a escala mundial estimado a partir de reconstrucciones creadas provenientes de registros de mareógrafos se ha explicado por los procesos individuales que han contribuido¹⁵⁸. Estas contribuciones de los procesos se estimaron a partir de una combinación de observaciones directas y reconstrucciones basadas en observaciones. Utilizando sistemas de observación modernos, se ha explicado el aumento global del nivel del mar a partir de la altimetría por satélite entre 2002 y 2017 utilizando las mediciones en el sitio de los flotadores de perfilado Argo y las observaciones del cambio de la masa de agua de los satélites GRACE y GRACE-FO³³¹, lo que ha demostrado el cierre del balance global del nivel del mar. Como se observa tanto en los registros de los mareógrafos como en los de los satélites, la tasa de aumento del nivel del mar medio global ha crecido, impulsada por la aceleración de las contribuciones de los procesos subyacentes^{158, 161, 162}.

A escala regional, estudios similares han evaluado las tasas de aumento del nivel del mar y realizado estudios presupuestarios similares a los realizados a escala mundial. La combinación de modelos, reconstrucciones y observaciones permite dar cuenta de todos los procesos relevantes, y en varios estudios se ha demostrado una comprensión de los factores que impulsan el aumento total del nivel del mar a escalas regionales en una serie de escalas temporales diferentes (p. ej., Frederikse *et al.* 2017³³²; Harvey *et al.* 2021³³³; Rietbroek *et al.* 2016³³⁴; Walker *et al.* 2021¹⁶⁰). La red relativa de observación actual del nivel del mar mide los procesos dominantes que contribuyen al nivel del mar regional, lo que ha permitido realizar estudios más específicos sobre el aumento del nivel del mar en términos de procesos.

Cambios a escala regional

Desde las primeras evaluaciones del cambio climático, se ha establecido bien (p. ej., IPCC 1990³³⁵; Consejo Nacional de Investigación 1979³³⁶) que la respuesta local al cambio climático en una variable particular puede diferir sustancialmente de la correspondiente respuesta promediada globalmente. En las últimas versiones de las distribuciones geográficas de la respuesta en variables particulares al forzamiento antropogénico, y la correspondiente respuesta promediada globalmente, se remite al lector a los ejemplos vistos en las Figuras SPM.5, SPM.8, TS.6 del AR6 del WGI del IPCC^{13, 20}.

Principales incertidumbres y brechas en la investigación

Variabilidad natural

Debido a la limitada duración de los registros de observación, la magnitud de la variabilidad natural a escalas temporales por décadas y superiores no está tan bien cuantificada como la variabilidad a escalas temporales más cortas. Por ejemplo, la verdadera variabilidad natural del sistema climático en escalas temporales de décadas a siglos podría ser mayor que la que estimamos a partir de los GCM, lo que aumentaría aún más la incertidumbre irreducible derivada de la variabilidad natural.

Cambios en la circulación atmosférica

Aunque se ha avanzado en la conciliación de las diferencias antes señaladas en las tasas de expansión tropical en observaciones y simulaciones de modelos, aún hay incertidumbres, especialmente en las proyecciones futuras de la expansión tropical en el Hemisferio Norte debido a la gran variabilidad natural y a la expansión relativamente pequeña hacia los polos en respuesta al aumento de GHG⁹⁰. Algunos estudios también destacaron varias fuentes importantes de incertidumbre en la proyección de los cambios de la circulación atmosférica en latitudes medias relacionadas con los sesgos de los modelos (p. ej., Dong *et al.* 2021⁵⁸), una lucha constante entre mecanismos opuestos (p. ej., Shaw y Voigt 2015³¹⁹), y la variabilidad natural (p. ej., Deser *et al.* 2020⁵³; Dong *et al.* 2021⁸⁷). En cuanto a las tendencias regionales históricas a escala de siglos de la presión sobre el nivel del mar, se encontraron grandes diferencias entre las distintas estimaciones observacionales a partir de conjuntos de datos reticulares y las reconstrucciones de reanálisis³²³.

Como se analizó en KM 3.4, los cambios de circulación a gran escala están influenciados por gradientes de temperatura meridionales y verticales; por lo tanto, la amplificación ártica (el aumento del cambio de temperatura del aire cerca de la superficie sobre el Ártico en relación con latitudes más bajas), además de los cambios en la circulación de Hadley tropical, también puede influir en las circulaciones atmosféricas de latitudes medias, como el bloqueo, con implicaciones potenciales para las temperaturas frías extremas. Sin embargo, la conexión de la amplificación ártica con los cambios en la circulación de latitudes medias sigue planteando retos importantes debido a la compleja dinámica no lineal de la corriente en chorro^{337, 338}.

Cambios en el ciclo del agua

Cabe destacar el papel de la variabilidad climática en muchos aspectos del ciclo del agua (especialmente para los cambios a escala regional): se sabe que la variabilidad natural (con *confianza alta* a partir de observaciones, teorías y simulaciones) es grande en muchos aspectos del ciclo del agua, lo que puede ocasionar que la probabilidad de que se produzca una realización específica del ciclo del agua en el futuro o en el pasado sea baja, incluso en situaciones en las que la confianza en la comprensión es alta (consulte en la información anterior, “Simulaciones de grandes conjuntos” en KM 3.3 y Douville *et al.* 2021²⁰¹). Por este motivo, es especialmente importante para el ciclo del agua centrarse en la probabilidad de lo que podría ocurrir en el futuro y en la probabilidad de que los cambios observados que ya se han producido se deban a cambios forzados (en contraposición a la variabilidad natural), en vez de centrarse en trayectorias deterministas específicas de lo que ya ha ocurrido o de lo que ocurrirá en el futuro. Además, los cambios forzados en la variabilidad que se esperan para las precipitaciones y otros aspectos del ciclo del agua complican aún más este panorama, más que para otras variables como la temperatura.

Para las precipitaciones extremas en particular, una pregunta pendiente es si los componentes termodinámicos y dinámicos del cambio en las precipitaciones extremas están acoplados y, en caso afirmativo, en qué medida³³⁹. Esto implicaría un mecanismo de retroalimentación positiva que podría amplificar los aumentos de las precipitaciones extremas más allá del aumento termodinámico.

Una de las incertidumbres es el papel de la vegetación en la modulación de los cambios en la evapotranspiración, que a su vez puede influir en otros factores como la humedad del suelo, el caudal de los arroyos

y los incendios forestales. Además de modificar la evaporación del suelo, las plantas también influyen en la evaporación total a través de efectos competitivos. En respuesta al aumento de las concentraciones de CO₂ atmosférico, los estomas de las plantas no necesitan abrirse tanto para absorber CO₂ para la fotosíntesis, lo que puede reducir la cantidad de agua que pierden por transpiración, disminuyendo así la evapotranspiración total³⁴⁰. A la inversa, un aumento global de la cantidad de vegetación puede amplificar las pérdidas por evaporación y la desecación de la superficie^{215, 341, 342}. Aún no está claro cuál de estos mecanismos predominará, aunque las proyecciones de los modelos y los análisis observacionales para los EE. UU. sugieren que el efecto neto será que el calentamiento aumentará la evaporación y el secado superficial en gran parte del país^{199, 200, 207, 208, 343}.

Una brecha clave en la comprensión del ciclo hidrológico y de cómo puede cambiar es la enorme variedad de escalas espaciales y temporales en las que operan los procesos relevantes, desde la escala de los nanómetros (núcleos de condensación de nubes), pasando por la escala de los sistemas nubosos y las cuencas hidrográficas (de 1 km a miles de km), hasta el mundo entero (la evaporación y la precipitación constituyen una gran fracción del flujo de energía entre la superficie y la atmósfera). Ningún sistema de observación puede captar, y ningún modelo numérico puede representar, todos estos procesos a la vez, lo que constituye un reto clave para comprender y proyectar el ciclo del agua y su cambio. Seguir aumentando la gama de escalas que pueden ser captadas por sistemas de observación coherentes y continuos y representadas dentro de un modelo único es una vía prometedora para disminuir parte de la incertidumbre en el futuro ciclo del agua²⁰¹.

Cambios en los ciclos biogeoquímicos y del carbono

Los flujos de carbono, especialmente los procedentes de la biósfera terrestre, son espacialmente heterogéneos y pueden sufrir también grandes cambios temporales. Las observaciones utilizadas para estimar los flujos de carbono están escasamente distribuidas, y los registros de datos son, a menudo, demasiado cortos para ser utilizados para caracterizar la variabilidad interanual y las tendencias. Los modelos de circulación oceánica y biogeoquímica, así como los modelos detallados de crecimiento y dinámica de las plantas, pueden utilizarse para escalar los flujos de carbono utilizando las observaciones como guía, pero existe una gran incertidumbre en muchos procesos, como los efectos de la limitación de nutrientes en las plantas y el fitoplancton y las respuestas a los cambios climáticos. También se han utilizado enfoques de aprendizaje automático para aumentar la escala de las observaciones de flujo (p. ej., Jung *et al.* 2020³⁴⁴). La modelación inversa combina información procedente de observaciones atmosféricas, modelos de transporte atmosférico y las mejores estimaciones disponibles de los flujos de carbono procedentes de la tierra y el océano a través de modelos para producir estimaciones de los flujos de carbono; sin embargo, estos sistemas de modelación también están limitados por la escasez de datos. Las principales regiones importantes para comprender el balance mundial de carbono, como los trópicos y Siberia, no disponen de una cobertura de observación adecuada, y esta carencia dificulta la obtención de estimaciones precisas de los flujos terrestres y oceánicos.

Todos los asuntos mencionados y la gran incertidumbre asociada a las emisiones futuras dificultan la predicción de la evolución futura del ciclo del carbono. Las incertidumbres sobre los futuros factores climáticos, como la temperatura, las precipitaciones y la nubosidad, generan incertidumbre sobre cómo evolucionará la biogeoquímica terrestre y oceánica en el futuro. Además, las dificultades para modelar la disponibilidad y limitación de nutrientes, así como perturbaciones como incendios, brotes de insectos y enfermedades, condiciones meteorológicas severas y cambios humanos en el uso de la tierra, introducen más incertidumbres que afectan las predicciones sobre cómo interactuarán el ciclo del carbono y el cambio climático. La movilización a la atmósfera de CO₂ y CH₄ procedente de una mayor descomposición de las enormes reservas de carbono de los suelos árticos representa una retroalimentación positiva potencialmente importante entre el ciclo del carbono y el clima, pero es especialmente difícil de modelar debido a

procesos difíciles de cuantificar como la crioturbación y los procesos locales de erosión y termokarst³⁴⁵. Los modelos actuales del ciclo del carbono acoplados a modelos climáticos discrepan ampliamente sobre la respuesta futura de los intercambios de carbono entre los océanos, la biósfera terrestre y la atmósfera a las emisiones continuas de combustibles fósiles. El rango de respuestas no ha cambiado apreciablemente desde la intercomparación anterior de modelos (CMIP5)¹³⁴.

Cambios en el océano, la criósfera y el nivel del mar

Muchos de los componentes de la red moderna de observación del nivel del mar —en particular las plataformas espaciales— tienen una cobertura limitada de las regiones costeras. Las costas de los EE. UU. tienen mejor cobertura de mareógrafos que otras partes del mundo, aunque aún hay grandes brechas entre los mareógrafos. Lo mismo ocurre con las mediciones de la subsidencia costera, que suelen proceder de mediciones puntuales del Sistema Mundial de Posicionamiento, aunque el radar interferométrico de apertura sintética (interferometric synthetic aperture radar, InSAR) por satélite ofrece una posible solución (p. ej., Shirzaei *et al.* 2021³⁴⁶). La conexión entre el cambio del nivel del mar en alta mar y el cambio del nivel del mar experimentado en la costa sigue siendo un área de investigación activa.

Gracias a las observaciones y a la mejora de la modelación, existe un mayor consenso sobre el comportamiento de muchos de los procesos de la capa de hielo. Sin embargo, la respuesta futura de las capas de hielo a medida que el clima siga calentándose, y de algunos de los procesos asociados, sigue siendo incierta. Se ha planteado la hipótesis de que dos posibles procesos en particular, conocidos como la inestabilidad del acantilado de hielo marino^{151, 152} y la inestabilidad de la capa de hielo marino^{153, 155, 156}, podrían provocar una rápida pérdida de la capa de hielo en el transcurso de varias décadas. Los procesos físicos que ocasionarán estas inestabilidades y cómo progresarían una vez desencadenadas siguen siendo inciertos. La resolución de estas incertidumbres requerirá observaciones continuas y adicionales de las capas de hielo, así como del océano y la atmósfera que las rodean. Además, los avances en la modelación de la capa de hielo que potencialmente aprovechan estas observaciones son una prioridad para reducir las estimaciones futuras de la pérdida de masa de hielo.

Cambios a escala regional

Aunque la idea de que la respuesta regional al cambio climático difiere de la respuesta promedio global no es controvertida, sigue habiendo grandes incertidumbres en las magnitudes de las respuestas al cambio climático en cualquier sitio. Esto refleja grandes diferencias en los resultados locales de las proyecciones de los GCM, así como grandes diferencias en la respuesta local cuando esos GCM se reducen a una resolución mayor.

Descripción de confianza y probabilidad

Esta sección es una descripción de resultados generales, por lo que no se aplican los términos confianza y probabilidad.

Mensaje clave 3.5

El ser humano está cambiando las condiciones meteorológicas y los extremos climáticos

Descripción de la base de evidencia

La base teórica de los cambios en las temperaturas extremas y las precipitaciones está bien establecida. A medida que aumenta la temperatura, un cambio en la distribución implica que las altas temperaturas se hacen más frecuentes. Las precipitaciones extremas se producen en atmósferas saturadas. La relación Clausius-Clapeyron, identificada en el siglo XIX —que especifica que la humedad específica de saturación aumenta entre un 6 % y un 7 % por cada grado Celsius de calentamiento a las temperaturas típicas del aire en superficie—, dicta que la humedad disponible durante las tormentas extremas aumenta con el calentamiento. La eficiencia con la que los distintos tipos de tormentas precipitan esa humedad disponible varía, al igual que la respuesta de la eficiencia de las precipitaciones al calentamiento. Estudios limitados de atribución de eventos y otros estudios de modelación de alta resolución constatan que las precipitaciones extremas pueden aumentar a un ritmo superior al indicado por Clausius-Clapeyron.

El efecto del calentamiento sobre la sequía varía según las definiciones de sequía. La comprensión de los cambios en la sequía meteorológica está limitada por la comprensión de los cambios en la circulación atmosférica que afectan la trayectoria y frecuencia de las tormentas. Por otro lado, los cambios en la sequía agrícola son sensibles a los cambios en la evapotranspiración, que aumenta bruscamente con el aumento de las temperaturas²²¹.

Principales incertidumbres y brechas en la investigación

Los procesos de la superficie terrestre y la vegetación tienen un impacto sustancial en los extremos climáticos a través de la modulación de los flujos de energía entre la superficie y la atmósfera y la partición del agua superficial³⁴⁷. Por ejemplo, tanto las condiciones de sequedad superficial (p. ej., una sequía) como la urbanización pueden amplificar los extremos térmicos^{348, 349}, mientras que unos suelos más húmedos pueden aumentar el riesgo de que las precipitaciones provoquen grandes inundaciones^{350, 351}. Sin embargo, se dispone de pocos datos a largo plazo sobre estos procesos a gran escala³⁴⁸, y su representación en los modelos climáticos suele estar muy simplificada³⁵². Además, a pesar de que muchos eventos extremos están fuertemente ligados a anomalías de la circulación atmosférica (p. ej., las dorsales atmosféricas), los cambios en esta dinámica siguen siendo muy inciertos. Si bien los cambios en el hielo marino y los gradientes meridionales de temperatura pueden estar relacionados con aumentos en la frecuencia y persistencia de los patrones de circulación de latitudes medias asociados con eventos extremos (p. ej., Coumou *et al.* 2018³⁵³), los estudios sugieren que estos cambios aún no han surgido de la variabilidad natural de fondo³⁵⁴. La confianza en las evaluaciones basadas en modelos de los cambios en la frecuencia o la intensidad de los eventos extremos puede aumentar en los casos en que se ha encontrado una tendencia antropogénica detectable en un extremo o una métrica estrechamente relacionada. Sin embargo, este no es el caso de algunos tipos de sucesos extremos, incluidos los relacionados con cambios a largo plazo en la circulación.

Los conjuntos de simulaciones de modelos que permiten ciclones tropicales (~20 km) son reducidos tanto en número de realizaciones como de modelos climáticos independientes, lo que limita la comprensión de las estadísticas de las tormentas tropicales. Se dispone incluso de menos simulaciones de modelos regionales que permitan una convección larga (<4 km), lo que limita nuestra comprensión de cómo responderán al calentamiento los sistemas de convección de mesoescala y las tormentas intensas similares. Tampoco se conoce bien el efecto del calentamiento sobre los procesos que conducen a una rápida intensificación. Aunque la teoría y la modelación de alta resolución concluyen que los vientos de las tormentas más intensas

se hacen más fuertes, aún no se ha logrado detectar y atribuir esos cambios, ya que la métrica más común — la velocidad del viento Saffir-Simpson— es un máximo puntual instantáneo y muy ruidoso.

Por último, es posible que el cambio climático nos esté llevando a una era de extremos de gran magnitud o sin precedentes que se sitúan muy por encima de la variabilidad histórica, sobre todo en lo que respecta a la temperatura (p. ej., Overland 2021³⁵⁵). En tales casos, muchos enfoques estadísticos pueden resultar insuficientes y dificultar, con cierta confianza, la realización de análisis de detección y atribución⁷⁶.

Descripción de la probabilidad de confianza

El forzamiento antropogénico ha aumentado la frecuencia, la duración y la intensidad del calor extremo en la mayoría de las zonas terrestres (*confianza alta*)^{20, 356}, con alguna evidencia de que los eventos de frío extremo también han disminuido (*confianza media*)³⁰⁸. Estos cambios se deben a desplazamientos promedio de las distribuciones de temperatura hacia condiciones más cálidas que son significativos y sólidos en la mayor parte del mundo¹⁸⁰. Las precipitaciones intensas han aumentado en algunas regiones (*confianza alta*)²⁰ debido a la fuerte dependencia de la capacidad de retención de agua de la atmósfera de las temperaturas (p. ej., Kunkel et al. 2013³⁵⁷). El riesgo de inundaciones costeras ha aumentado, y se proyecta que siga aumentando, debido al aumento del nivel del mar (*confianza alta*; p. ej., Vousdoukas et al. 2018³⁵⁸). En particular, aunque se espera que las crecidas fluviales más extremas sean más severas debido al aumento de las precipitaciones fuertes (*confianza alta*), las tendencias más generales son mixtas porque el riesgo de inundaciones también depende de las políticas y de los procesos de la superficie terrestre²⁰¹. Las sequías por humedad del suelo también están aumentando en frecuencia y severidad en muchas regiones (*confianza de media a alta*)²⁰ a través de los efectos directos del calentamiento sobre la nieve, la evapotranspiración y el uso del agua por las plantas^{43, 215, 342}. También existe una *confianza alta* en que la intensidad y frecuencia de las sequías por precipitaciones están aumentando en las regiones de clima mediterráneo^{359, 360, 361, 362}. El cambio climático aumenta la inflamabilidad del combustible debido al aumento de las temperaturas y a la disminución de la humedad, y ha incrementado la superficie quemada por los incendios forestales en el oeste de los EE. UU. (*confianza alta*)^{217, 219} y Australia³⁶³. Sin embargo, a pesar de estos aumentos regionales impulsados por el cambio climático, la superficie quemada global ha disminuido en los años recientes como consecuencia de la expansión e intensificación de la agricultura, especialmente en los ecosistemas de sabana y pastizales³⁶⁴.

Aunque los ciclones tropicales son el tipo de tormenta extrema más estudiado con modelos globales de alta resolución (~25 km), se necesitan más simulaciones de este tipo para desarrollar una teoría sobre la ciclogénesis y los cambios de intensidad con el cambio climático. Aunque los estudios de atribución concluyen que las precipitaciones extremas sobre tierra en los grandes ciclones tropicales *muy probablemente* escala con los aumentos de temperatura a tasas superiores a la tasa de Clausius-Clapeyron, la precipitación promedio total de las tormentas tropicales escala al menos a tasas de Clausius-Clapeyron⁴², pero la confianza es limitada, ya que las proyecciones de alta resolución son limitadas. También es *probable* que los aumentos de las precipitaciones en tierra difieran de los de los océanos.

Referencias

1. Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S.K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens, and X.Y. Zhang, 2013: Ch. 7. Clouds and aerosols. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, 571–658. <https://doi.org/10.1017/cbo9781107415324.016>
2. Forster, P., T. Storelvmo, K. Armour, W. Collins, J.-L. Dufresne, D. Frame, D.J. Lunt, T. Mauritsen, M.D. Palmer, M. Watanabe, M. Wild, and H. Zhang, 2021: Ch. 7. The Earth's energy budget, climate feedbacks, and climate sensitivity. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 923–1054. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.009>
3. Fahey, D.W., S. Doherty, K.A. Hibbard, A. Romanou, and P.C. Taylor, 2017: Ch. 2. Physical drivers of climate change. In: *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment, Volume I*. Wuebbles, D.J., D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart, and T.K. Maycock, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, 73–113. <https://doi.org/10.7930/j0513wcr>
4. Canadell, J.G., P.M.S. Monteiro, M.H. Costa, L. Cotrim da Cunha, P.M. Cox, A.V. Eliseev, S. Henson, M. Ishii, S. Jaccard, C. Koven, A. Lohila, P.K. Patra, S. Piao, J. Rogelj, S. Syampungani, S. Zaehle, and K. Zickfeld, 2021: Ch. 5. Global carbon and other biogeochemical cycles and feedbacks. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 673–816. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.007>
5. Lan, X., S. Basu, S. Schwietzke, L.M.P. Bruhwiler, E.J. Dlugokencky, S.E. Michel, O.A. Sherwood, P.P. Tans, K. Thoning, G. Etiope, Q. Zhuang, L. Liu, Y. Oh, J.B. Miller, G. Pétron, B.H. Vaughn, and M. Crippa, 2021: Improved constraints on global methane emissions and sinks using $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$. *Global Biogeochemical Cycles*, **35** (6), e2021GB007000. <https://doi.org/10.1029/2021gb007000>
6. Schaefer, H., S.E.M. Fletcher, C. Veidt, K.R. Lassey, G.W. Brailsford, T.M. Bromley, E.J. Dlugokencky, S.E. Michel, J.B. Miller, I. Levin, D.C. Lowe, R.J. Martin, B.H. Vaughn, and J.W.C. White, 2016: A 21st-century shift from fossil-fuel to biogenic methane emissions indicated by $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$. *Science*, **352** (6281), 80–84. <https://doi.org/10.1126/science.aad2705>
7. Szopa, S., V. Naik, B. Adhikary, P. Artaxo, T. Berntsen, W.D. Collins, S. Fuzzi, L. Gallardo, A. Kiendler-Scharr, Z. Klimont, H. Liao, N. Unger, and P. Zanis, 2021: Ch. 6. Short-lived climate forcers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 817–922. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.008>
8. Tian, H., R. Xu, J.G. Canadell, R.L. Thompson, W. Winiwarter, P. Suntharalingam, E.A. Davidson, P. Ciais, R.B. Jackson, G. Janssens-Maenhout, M.J. Prather, P. Regnier, N. Pan, S. Pan, G.P. Peters, H. Shi, F.N. Tubiello, S. Zaehle, F. Zhou, A. Arneeth, G. Battaglia, S. Berthet, L. Bopp, A.F. Bouwman, E.T. Buitenhuis, J. Chang, M.P. Chipperfield, S.R.S. Dangal, E. Dlugokencky, J.W. Elkins, B.D. Eyre, B. Fu, B. Hall, A. Ito, F. Joos, P.B. Krummel, A. Landolfi, G.G. Laruelle, R. Lauerwald, W. Li, S. Lienert, T. Maavara, M. MacLeod, D.B. Millet, S. Olin, P.K. Patra, R.G. Prinn, P.A. Raymond, D.J. Ruiz, G.R. van der Werf, N. Vuichard, J. Wang, R.F. Weiss, K.C. Wells, C. Wilson, J. Yang, and Y. Yao, 2020: A comprehensive quantification of global nitrous oxide sources and sinks. *Nature*, **586** (7828), 248–256. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2780-0>
9. Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, and R. Van Dorland, 2007: Ch. 2. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. https://archive.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch2.html

10. Gulev, S.K., P.W. Thorne, J. Ahn, F.J. Dentener, C.M. Domingues, S. Gerland, D. Gong, D.S. Kaufman, H.C. Nnamchi, J. Quaas, J.A. Rivera, S. Sathyendranath, S.L. Smith, B. Trewin, K. von Schuckmann, and R.S. Vose, 2021: Ch. 2. Changing state of the climate system. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 287–422. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.004>
11. Myhre, G., D. Shindell, F.-M. Bréon, W. Collins, J. Fuglestedt, J. Huang, D. Koch, J.-F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura, and H. Zhang, 2013: Ch. 8. Anthropogenic and natural radiative forcing. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 659–740. <https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>
12. Quaas, J., H. Jia, C. Smith, A.L. Albright, W. Aas, N. Bellouin, O. Boucher, M. Doutriaux-Boucher, P.M. Forster, D. Grosvenor, S. Jenkins, Z. Klimont, N.G. Loeb, X. Ma, V. Naik, F. Paulot, P. Stier, M. Wild, G. Myhre, and M. Schulz, 2022: Robust evidence for reversal of the trend in aerosol effective climate forcing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **22** (18), 12221–12239. <https://doi.org/10.5194/acp-22-12221-2022>
13. Arias, P.A., N. Bellouin, E. Coppola, R.G. Jones, G. Krinner, J. Marotzke, V. Naik, M.D. Palmer, G.-K. Plattner, J. Rogelj, M. Rojas, J. Sillmann, T. Storelvmo, P.W. Thorne, B. Trewin, K. Achuta Rao, B. Adhikary, R.P. Allan, K. Armour, G. Bala, R. Barimalala, S. Berger, J.G. Canadell, C. Cassou, A. Cherchi, W. Collins, W.D. Collins, S.L. Connors, S. Corti, F. Cruz, F.J. Dentener, C. Dereczynski, A. Di Luca, A. Diongue Niang, F.J. Doblas-Reyes, A. Dosio, H. Douville, F. Engelbrecht, V. Eyring, E. Fischer, P. Forster, B. Fox-Kemper, J.S. Fuglestedt, J.C. Fyfe, N.P. Gillett, L. Goldfarb, I. Gorodetskaya, J.M. Gutierrez, R. Hamdi, E. Hawkins, H.T. Hewitt, P. Hope, A.S. Islam, C. Jones, D.S. Kaufman, R.E. Kopp, Y. Kosaka, J. Kossin, S. Krakovska, J.-Y. Lee, J. Li, T. Mauritsen, T.K. Maycock, M. Meinshausen, S.-K. Min, P.M.S. Monteiro, T. Ngo-Duc, F. Otto, I. Pinto, A. Pirani, K. Raghavan, R. Ranasinghe, A.C. Ruane, L. Ruiz, J.-B. Sallée, B.H. Samset, S. Sathyendranath, S.I. Seneviratne, A.A. Sörensson, S. Szopa, I. Takayabu, A.-M. Tréguier, B. van den Hurk, R. Vautard, K. von Schuckmann, S. Zaehle, X. Zhang, and K. Zickfeld, 2021: Technical summary. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 33–144. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.002>
14. Chen, L. and P.A. Dirmeyer, 2019: Global observed and modelled impacts of irrigation on surface temperature. *International Journal of Climatology*, **39** (5), 2587–2600. <https://doi.org/10.1002/joc.5973>
15. Bonan, G.B., 2008: Forests and climate change: Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science*, **320** (5882), 1444–1449. <https://doi.org/10.1126/science.1155121>
16. Prevedello, J.A., G.R. Winck, M.M. Weber, E. Nichols, and B. Sinervo, 2019: Impacts of forestation and deforestation on local temperature across the globe. *PLoS ONE*, **14** (3), e0213368. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0213368>
17. Friberg, J., B.G. Martinsson, M.K. Sporre, S.M. Andersson, C.A.M. Brenninkmeijer, M. Hermann, P.F.J. van Velthoven, and A. Zahn, 2015: Influence of volcanic eruptions on midlatitude upper tropospheric aerosol and consequences for cirrus clouds. *Earth and Space Science*, **2** (7), 285–300. <https://doi.org/10.1002/2015ea000110>
18. Schmidt, A., M.J. Mills, S. Ghan, J.M. Gregory, R.P. Allan, T. Andrews, C.G. Bardeen, A. Conley, P.M. Forster, A. Gettelman, R.W. Portmann, S. Solomon, and O.B. Toon, 2018: Volcanic radiative forcing from 1979 to 2015. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **123** (22), 12491–12508. <https://doi.org/10.1029/2018jd028776>
19. Zhu, J. and J.E. Penner, 2020: Radiative forcing of anthropogenic aerosols on cirrus clouds using a hybrid ice nucleation scheme. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20** (13), 7801–7827. <https://doi.org/10.5194/acp-20-7801-2020>
20. IPCC, 2021: Summary for policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3–32. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>

21. Sherwood, S.C., M.J. Webb, J.D. Annan, K.C. Armour, P.M. Forster, J.C. Hargreaves, G. Hegerl, S.A. Klein, K.D. Marvel, E.J. Rohling, M. Watanabe, T. Andrews, P. Braconnot, C.S. Bretherton, G.L. Foster, Z. Hausfather, A.S. von der Heydt, R. Knutti, T. Mauritsen, J.R. Norris, C. Proistosescu, M. Rugenstein, G.A. Schmidt, K.B. Tokarska, and M.D. Zelinka, 2020: An assessment of Earth's climate sensitivity using multiple lines of evidence. *Reviews of Geophysics*, **58** (4), e2019RG000678. <https://doi.org/10.1029/2019rg000678>
22. Mitchell, J.F.B., C.A. Senior, and W.J. Ingram, 1989: CO₂ and climate: A missing feedback? *Nature*, **341** (6238), 132–134. <https://doi.org/10.1038/341132a0>
23. Ceppi, P., D.T. McCoy, and D.L. Hartmann, 2016: Observational evidence for a negative shortwave cloud feedback in middle to high latitudes. *Geophysical Research Letters*, **43** (3), 1331–1339. <https://doi.org/10.1002/2015gl067499>
24. Terai, C.R., S.A. Klein, and M.D. Zelinka, 2016: Constraining the low-cloud optical depth feedback at middle and high latitudes using satellite observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121** (16), 9696–9716. <https://doi.org/10.1002/2016jd025233>
25. Hausfather, Z., K. Marvel, G.A. Schmidt, J.W. Nielsen-Gammon, and M. Zelinka, 2022: Climate simulations: Recognize the 'hot model' problem. *Nature*, **605** (7908), 26–29. <https://doi.org/10.1038/d41586-022-01192-2>
26. Sun, Q., C. Miao, Q. Duan, H. Ashouri, S. Sorooshian, and K.-L. Hsu, 2018: A review of global precipitation data sets: Data sources, estimation, and intercomparisons. *Reviews of Geophysics*, **56** (1), 79–107. <https://doi.org/10.1002/2017RG000574>
27. Leung, L.R., W.R. Boos, J.L. Catto, C. A. DeMott, G.M. Martin, J.D. Neelin, T.A. O'Brien, S. Xie, Z. Feng, N.P. Klingaman, Y.-H. Kuo, R.W. Lee, C. Martinez-Villalobos, S. Vishnu, M.D.K. Priestley, C. Tao, and Y. Zhou, 2022: Exploratory precipitation metrics: Spatiotemporal characteristics, process-oriented, and phenomena-based. *Journal of Climate*, **35** (12), 3659–3686. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-21-0590.1>
28. Maloney, E.D., A. Gettelman, Y. Ming, J.D. Neelin, D. Barrie, A. Mariotti, C.-C. Chen, D.R.B. Coleman, Y.-H. Kuo, B. Singh, H. Annamalai, A. Berg, J.F. Booth, S.J. Camargo, A. Dai, A. Gonzalez, J. Hafner, X. Jiang, X. Jing, D. Kim, A. Kumar, Y. Moon, C.M. Naud, A.H. Sobel, K. Suzuki, F. Wang, J. Wang, A.A. Wing, X. Xu, and M. Zhao, 2019: Process-oriented evaluation of climate and weather forecasting models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **100** (9), 1665–1686. <https://doi.org/10.1175/bams-d-18-0042.1>
29. Simpson, I.R., J. Bacmeister, R.B. Neale, C. Hannay, A. Gettelman, R.R. Garcia, P.H. Lauritzen, D.R. Marsh, M.J. Mills, B. Medeiros, and J.H. Richter, 2020: An evaluation of the large-scale atmospheric circulation and its variability in CESM2 and other CMIP models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **125** (13), e2020JD032835. <https://doi.org/10.1029/2020jd032835>
30. O'Neill, B.C., C. Tebaldi, D.P. van Vuuren, V. Eyring, P. Friedlingstein, G. Hurtt, R. Knutti, E. Kriegler, J.F. Lamarque, J. Lowe, G.A. Meehl, R. Moss, K. Riahi, and B.M. Sanderson, 2016: The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, **9** (9), 3461–3482. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>
31. O'Neill, B.C., E. Kriegler, K. Riahi, K.L. Ebi, S. Hallegatte, T.R. Carter, R. Mathur, and D.P. van Vuuren, 2014: A new scenario framework for climate change research: The concept of Shared Socioeconomic Pathways. *Climatic Change*, **122** (3), 387–400. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0905-2>
32. Riahi, K., D.P. van Vuuren, E. Kriegler, J. Edmonds, B.C. O'Neill, S. Fujimori, N. Bauer, K. Calvin, R. Dellink, O. Fricko, W. Lutz, A. Popp, J.C. Cuaresma, S. Kc, M. Leimbach, L. Jiang, T. Kram, S. Rao, J. Emmerling, K. Ebi, T. Hasegawa, P. Havlik, F. Humpenöder, L.A. Da Silva, S. Smith, E. Stehfest, V. Bosetti, J. Eom, D. Gernaat, T. Masui, J. Rogelj, J. Strefler, L. Drouet, V. Krey, G. Luderer, M. Harmsen, K. Takahashi, L. Baumstark, J.C. Doelman, M. Kainuma, Z. Klimont, G. Marangoni, H. Lotze-Campen, M. Obersteiner, A. Tabeau, and M. Tavoni, 2017: The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, **42**, 153–168. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>
33. van Vuuren, D.P., E. Kriegler, B.C. O'Neill, K.L. Ebi, K. Riahi, T.R. Carter, J. Edmonds, S. Hallegatte, T. Kram, R. Mathur, and H. Winkler, 2014: A new scenario framework for climate change research: Scenario matrix architecture. *Climatic Change*, **122** (3), 373–386. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0906-1>
34. Kriegler, E., J. Edmonds, S. Hallegatte, K.L. Ebi, T. Kram, K. Riahi, H. Winkler, and D.P. van Vuuren, 2014: A new scenario framework for climate change research: The concept of shared climate policy assumptions. *Climatic Change*, **122** (3), 401–414. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0971-5>

35. Eyring, V., S. Bony, G.A. Meehl, C.A. Senior, B. Stevens, R.J. Stouffer, and K.E. Taylor, 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, **9** (5), 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
36. Haarsma, R.J., M.J. Roberts, P.L. Vidale, C.A. Senior, A. Bellucci, Q. Bao, P. Chang, S. Corti, N.S. Fučkar, V. Guemas, J. von Hardenberg, W. Hazeleger, C. Kodama, T. Koenigk, L.R. Leung, J. Lu, J.J. Luo, J. Mao, M.S. Mizielinski, R. Mizuta, P. Nobre, M. Satoh, E. Scoccimarro, T. Semmler, J. Small, and J.S. von Storch, 2016: High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP v1.0) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, **9** (11), 4185–4208. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4185-2016>
37. Jiayang, G., M. Shoshiro, M.J. Roberts, R. Haarsma, D. Putrasahan, C.D. Roberts, E. Scoccimarro, L. Terray, B. Vannière, and P.L. Vidale, 2020: Influence of model resolution on bomb cyclones revealed by HighResMIP-PRIMAVERA simulations. *Environmental Research Letters*, **15** (8), 084001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab88fa>
38. Wehner, M., J. Lee, M. Risser, P. Ullrich, P. Gleckler, and W.D. Collins, 2021: Evaluation of extreme sub-daily precipitation in high-resolution global climate model simulations. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **379** (2195), 20190545. <https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0545>
39. Roberts, M.J., J. Camp, J. Seddon, P.L. Vidale, K. Hodges, B. Vanniere, J. Mecking, R. Haarsma, A. Bellucci, E. Scoccimarro, L.-P. Caron, F. Chauvin, L. Terray, S. Valcke, M.-P. Moine, D. Putrasahan, C. Roberts, R. Senan, C. Zarzycki, and P. Ullrich, 2020: Impact of model resolution on tropical cyclone simulation using the HighResMIP-PRIMAVERA multimodel ensemble. *Journal of Climate*, **33** (7), 2557–2583. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0639.1>
40. Roberts, M.J., J. Camp, J. Seddon, P.L. Vidale, K. Hodges, B. Vannière, J. Mecking, R. Haarsma, A. Bellucci, E. Scoccimarro, L.-P. Caron, F. Chauvin, L. Terray, S. Valcke, M.-P. Moine, D. Putrasahan, C.D. Roberts, R. Senan, C. Zarzycki, P. Ullrich, Y. Yamada, R. Mizuta, C. Kodama, D. Fu, Q. Zhang, G. Danabasoglu, N. Rosenbloom, H. Wang, and L. Wu, 2020: Projected future changes in tropical cyclones using the CMIP6 HighResMIP multimodel ensemble. *Geophysical Research Letters*, **47** (14), e2020GL088662. <https://doi.org/10.1029/2020gl088662>
41. Wehner, M.F., K.A. Reed, B. Loring, D. Stone, and H. Krishnan, 2018: Changes in tropical cyclones under stabilized 1.5 and 2.0 °C global warming scenarios as simulated by the Community Atmospheric Model under the HAPPI protocols. *Earth System Dynamics*, **9** (1), 187–195. <https://doi.org/10.5194/esd-9-187-2018>
42. Knutson, T., S.J. Camargo, J.C.L. Chan, K. Emanuel, C.H. Ho, J. Kossin, M. Mohapatra, M. Satoh, M. Sugi, K. Walsh, and L. Wu, 2020: Tropical cyclones and climate change assessment: Part II: Projected response to anthropogenic warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **101** (3), 303–322. <https://doi.org/10.1175/bams-d-18-0194.1>
43. Siirila-Woodburn, E.R., A.M. Rhoades, B.J. Hatchett, L.S. Huning, J. Szinai, C. Tague, P.S. Nico, D.R. Feldman, A.D. Jones, W.D. Collins, and L. Kaatz, 2021: A low-to-no snow future and its impacts on water resources in the western United States. *Nature Reviews Earth & Environment*, **2** (11), 800–819. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00219-y>
44. Albano, C.M., M.I. McCarthy, M.D. Dettinger, and S.A. McAffee, 2021: Techniques for constructing climate scenarios for stress test applications. *Climatic Change*, **164** (3), 33. <https://doi.org/10.1007/s10584-021-02985-6>
45. Shepherd, T.G., 2016: A common framework for approaches to extreme event attribution. *Current Climate Change Reports*, **2** (1), 28–38. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0033-y>
46. Shepherd, T.G., 2019: Storyline approach to the construction of regional climate change information. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **475** (2225), 20190013. <https://doi.org/10.1098/rspa.2019.0013>
47. Garrido-Perez, J.M., C. Ordóñez, D. Barriopedro, R. García-Herrera, J.L. Schnell, and D.E. Horton, 2022: A storyline view of the projected role of remote drivers on summer air stagnation in Europe and the United States. *Environmental Research Letters*, **17** (1), 014026. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac4290>
48. Michaelis, A.C., A. Gershunov, A. Weyant, M.A. Fish, T. Shulgina, and F.M. Ralph, 2022: Atmospheric river precipitation enhanced by climate change: A case study of the storm that contributed to California's Oroville Dam crisis. *Earth's Future*, **10** (3), e2021EF002537. <https://doi.org/10.1029/2021ef002537>
49. Patricola, C.M., M.F. Wehner, E. Bercos-Hickey, F.V. Maciel, C. May, M. Mak, O. Yip, A.M. Roche, and S. Leal, 2022: Future changes in extreme precipitation over the San Francisco Bay Area: Dependence on atmospheric river and extratropical cyclone events. *Weather and Climate Extremes*, **36**, 100440. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100440>

50. Chen, X., L.R. Leung, Y. Gao, Y. Liu, and M. Wigmosta, 2023: Sharpening of cold-season storms over the western United States. *Nature Climate Change*, **13** (2), 167–173. <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01578-0>
51. Gutmann, E.D., R.M. Rasmussen, C. Liu, K. Ikeda, C.L. Bruyere, J.M. Done, L. Garrè, P. Friis-Hansen, and V. Veldore, 2018: Changes in hurricanes from a 13-yr convection-permitting pseudo-Global warming simulation. *Journal of Climate*, **31** (9), 3643–3657. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0391.1>
52. Ullrich, P.A., Z. Xu, A.M. Rhoades, M.D. Dettinger, J.F. Mount, A.D. Jones, and P. Vahmani, 2018: California's drought of the future: A midcentury recreation of the exceptional conditions of 2012–2017. *Earth's Future*, **6** (11), 1568–1587. <https://doi.org/10.1029/2018ef001007>
53. Deser, C., F. Lehner, K.B. Rodgers, T. Ault, T.L. Delworth, P.N. DiNezio, A. Fiore, C. Frankignoul, J.C. Fyfe, D.E. Horton, J.E. Kay, R. Knutti, N.S. Lovenduski, J. Marotzke, K.A. McKinnon, S. Minobe, J. Randerson, J.A. Screen, I.R. Simpson, and M. Ting, 2020: Insights from Earth system model initial-condition large ensembles and future prospects. *Nature Climate Change*, **10** (4), 277–286. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0731-2>
54. Eyring, V., P.M. Cox, G.M. Flato, P.J. Gleckler, G. Abramowitz, P. Caldwell, W.D. Collins, B.K. Gier, A.D. Hall, F.M. Hoffman, G.C. Hurtt, A. Jahn, C.D. Jones, S.A. Klein, J.P. Krasting, L. Kwiatkowski, R. Lorenz, E. Maloney, G.A. Meehl, A.G. Pendergrass, R. Pincus, A.C. Ruane, J.L. Russell, B.M. Sanderson, B.D. Santer, S.C. Sherwood, I.R. Simpson, R.J. Stouffer, and M.S. Williamson, 2019: Taking climate model evaluation to the next level. *Nature Climate Change*, **9** (2), 102–110. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0355-y>
55. Hall, A., P. Cox, C. Huntingford, and S. Klein, 2019: Progressing emergent constraints on future climate change. *Nature Climate Change*, **9** (4), 269–278. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0436-6>
56. Lehner, F., A.W. Wood, J.A. Vano, D.M. Lawrence, M.P. Clark, and J.S. Mankin, 2019: The potential to reduce uncertainty in regional runoff projections from climate models. *Nature Climate Change*, **9** (12), 926–933. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0639-x>
57. Lin, Y., W. Dong, M. Zhang, Y. Xie, W. Xue, J. Huang, and Y. Luo, 2017: Causes of model dry and warm bias over central U.S. and impact on climate projections. *Nature Communications*, **8** (1), 881. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01040-2>
58. Dong, L., L.R. Leung, J. Lu, and F. Song, 2021: Double-ITCZ as an emergent constraint for future precipitation over Mediterranean climate regions in the north hemisphere. *Geophysical Research Letters*, **48** (3), e2020GL091569. <https://doi.org/10.1029/2020gl091569>
59. National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2016: *Attribution of Extreme Weather Events in the Context of Climate Change*. National Academies Press, Washington, DC, 186 pp. <https://doi.org/10.17226/21852>
60. Herring, S.C., N. Christidis, A. Hoell, and P.A. Stott, 2022: Explaining extreme events of 2020 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **103** (3), S1–S117. <https://doi.org/10.1175/bams-explainingextremeevents2020.1>
61. Herring, S.C., N. Christidis, A. Hoell, M.P. Hoerling, and P.A. Stott, 2019: Explaining extreme events of 2017 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **100** (1), S1–S117. <https://doi.org/10.1175/bams-explainingextremeevents2017.1>
62. Herring, S.C., N. Christidis, A. Hoell, J.P. Kossin, C.J. Schreck, III, and P.A. Stott, 2018: Explaining extreme events of 2016 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **99** (1), S1–S157. <https://doi.org/10.1175/bams-explainingextremeevents2016.1>
63. Reed, K.A., M.F. Wehner, and C.M. Zarzycki, 2022: Attribution of 2020 hurricane season extreme rainfall to human-induced climate change. *Nature Communications*, **13** (1), 1905. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29379-1>
64. Wehner, M.F., C. Zarzycki, and C. Patricola, 2019: Ch. 12. Estimating the human influence on tropical cyclone intensity as the climate changes. In: *Hurricane Risk*. Collins, J.M. and K. Walsh, Eds. Springer, Cham, Switzerland, 235–260. https://doi.org/10.1007/978-3-030-02402-4_12
65. Otto, F.E.L., L.J. Harrington, D. Frame, E. Boyd, K.C. Lauta, M. Wehner, B. Clarke, E. Raju, C. Boda, M. Hauser, R.A. James, and R.G. Jones, 2020: Toward an inventory of the impacts of human-induced climate change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **101** (11), E1972–E1979. <https://doi.org/10.1175/bams-d-20-0027.1>
66. Knutson, T., 2017: Detection and attribution methodologies overview. In: *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment*. Wuebbles, D.J., D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart, and T.K. Maycock, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, 443–451. <https://doi.org/10.7930/j0319t2j>

67. Ebert-Uphoff, I. and Y. Deng, 2015: Ch. 11. Using causal discovery algorithms to learn about our planet's climate. In: *Machine Learning and Data Mining Approaches to Climate Science*. Lakshmanan, V., E. Gilleland, A. McGovern, and M. Tingley, Eds. Springer, Cham, Switzerland, 113–126. https://doi.org/10.1007/978-3-319-17220-0_11
68. Risser, M., W. Collin, M. Wehner, T. O'Brien, C. Paciorek, J.P. O'Brien, C. Patricola, H. Huang, P. Ullrich, and B. Loring, 2021: A method for detection and attribution of regional precipitation change using Granger causality application to the United States historical record. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-785460/v1>
69. Risser, M.D., W.D. Collins, M.F. Wehner, T.A. O'Brien, C.J. Paciorek, J.P. O'Brien, C.M. Patricola, H. Huang, P.A. Ullrich, and B. Loring, 2023: A framework for detection and attribution of regional precipitation change: Application to the United States historical record. *Climate Dynamics*, **60**, 705–741. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06321-1>
70. Perkins-Kirkpatrick, S.E., D.A. Stone, D.M. Mitchell, S. Rosier, A.D. King, Y.T.E. Lo, J. Pastor-Paz, D. Frame, and M. Wehner, 2022: On the attribution of the impacts of extreme weather events to anthropogenic climate change. *Environmental Research Letters*, **17** (2), 024009. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac44c8>
71. van der Wiel, K., N. Wanders, F.M. Selten, and M.F.P. Bierkens, 2019: Added value of large ensemble simulations for assessing extreme river discharge in a 2 °C warmer world. *Geophysical Research Letters*, **46** (4), 2093–2102. <https://doi.org/10.1029/2019gl081967>
72. Stott, P.A., D.A. Stone, and M.R. Allen, 2004: Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, **432** (7017), 610–614. <https://doi.org/10.1038/nature03089>
73. Kam, J., S.-K. Min, Y.-H. Kim, B.-H. Kim, and J.-S. Kug, 2022: Anthropogenic contribution to the record-breaking warm and wet winter 2019/20 over northwest Russia. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **103** (3), S38–S43. <https://doi.org/10.1175/bams-d-21-0148.1>
74. Pall, P., C.M. Patricola, M.F. Wehner, D.A. Stone, C.J. Paciorek, and W.D. Collins, 2017: Diagnosing conditional anthropogenic contributions to heavy Colorado rainfall in September 2013. *Weather and Climate Extremes*, **17**, 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2017.03.004>
75. Takayabu, I., K. Hibino, H. Sasaki, H. Shiogama, N. Mori, Y. Shibutani, and T. Takemi, 2015: Climate change effects on the worst-case storm surge: A case study of Typhoon Haiyan. *Environmental Research Letters*, **10** (6), 064011. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/6/064011>
76. Philip, S.Y., S.F. Kew, G.J. van Oldenborgh, F.S. Anslow, S.I. Seneviratne, R. Vautard, D. Coumou, K.L. Ebi, J. Arrighi, R. Singh, M. van Aalst, C. Pereira Marghidan, M. Wehner, W. Yang, S. Li, D.L. Schumacher, M. Hauser, R. Bonnet, L.N. Luu, F. Lehner, N. Gillett, J. Tradowsky, G.A. Vecchi, C. Rodell, R.B. Stull, R. Howard, and F.E.L. Otto, 2021: Rapid attribution analysis of the extraordinary heat wave on the Pacific coast of the US and Canada in June 2021. *Earth System Dynamics*, **13** (4), 1689–1713. <https://doi.org/10.5194/esd-13-1689-2022>
77. van der Wiel, K., S.B. Kapnick, G.J. van Oldenborgh, K. Whan, S. Philip, G.A. Vecchi, R.K. Singh, J. Arrighi, and H. Cullen, 2017: Rapid attribution of the August 2016 flood-inducing extreme precipitation in south Louisiana to climate change. *Hydrology and Earth System Sciences*, **21** (2), 897–921. <https://doi.org/10.5194/hess-21-897-2017>
78. Reed, K.A., A.M. Stansfield, M.F. Wehner, and C.M. Zarzycki, 2020: Forecasted attribution of the human influence on Hurricane Florence. *Science Advances*, **6** (1), 9253. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw9253>
79. Wehner, M.F. and K.A. Reed, 2022: Operational extreme weather event attribution can quantify climate change loss and damages. *PLoS Climate*, **1** (2), e0000013. <https://doi.org/10.1371/journal.pclm.0000013>
80. van Oldenborgh, G.J., K. van der Wiel, S. Kew, S. Philip, F. Otto, R. Vautard, A. King, F. Lott, J. Arrighi, R. Singh, and M. van Aalst, 2021: Pathways and pitfalls in extreme event attribution. *Climatic Change*, **166** (1), 13. <https://doi.org/10.1007/s10584-021-03071-7>
81. van Oldenborgh, G.J., M.F. Wehner, R. Vautard, F.E.L. Otto, S.I. Seneviratne, P.A. Stott, G.C. Hegerl, S.Y. Philip, and S.F. Kew, 2022: Attributing and projecting heatwaves is hard: We can do better. *Earth's Future*, **10** (6), e2021EF002271. <https://doi.org/10.1029/2021ef002271>
82. Risser, M.D. and M.F. Wehner, 2017: Attributable human-induced changes in the likelihood and magnitude of the observed extreme precipitation during Hurricane Harvey. *Geophysical Research Letters*, **44** (24), 12457–12464. <https://doi.org/10.1002/2017gl075888>
83. van Oldenborgh, G.J., K. van der Wiel, A. Sebastian, R. Singh, J. Arrighi, F. Otto, K. Haustein, S. Li, G. Vecchi, and H. Cullen, 2017: Attribution of extreme rainfall from Hurricane Harvey, August 2017. *Environmental Research Letters*, **12** (12), 124009. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa9ef2>

84. Wang, S.Y.S., L. Zhao, J.-H. Yoon, P. Klotzbach, and R.R. Gillies, 2018: Quantitative attribution of climate effects on Hurricane Harvey's extreme rainfall in Texas. *Environmental Research Letters*, **13** (5), 054014. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aabb85>
85. Wehner, M. and C. Sampson, 2021: Attributable human-induced changes in the magnitude of flooding in the Houston, Texas region during Hurricane Harvey. *Climatic Change*, **166** (1), 1–13. <https://doi.org/10.1007/s10584-021-03114-z>
86. Lehner, F., C. Deser, N. Maher, J. Marotzke, E.M. Fischer, L. Brunner, R. Knutti, and E. Hawkins, 2020: Partitioning climate projection uncertainty with multiple large ensembles and CMIP5/6. *Earth System Dynamics*, **11** (2), 491–508. <https://doi.org/10.5194/esd-11-491-2020>
87. Dong, L., L.R. Leung, F. Song, and J. Lu, 2021: Uncertainty in El Niño-like warming and California precipitation changes linked by the Interdecadal Pacific Oscillation. *Nature Communications*, **12** (1), 6484. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-26797-5>
88. Perlwitz, J., T. Knutson, J.P. Kossin, and A.N. LeGrande, 2017: Ch. 5. Large-scale circulation and climate variability. In: *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment, Volume I*. Wuebbles, D.J., D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart, and T.K. Maycock, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, 161–184. <https://doi.org/10.7930/j0rv0kvq>
89. Staten, P.W., J. Lu, K.M. Grise, S.M. Davis, and T. Birner, 2018: Re-examining tropical expansion. *Nature Climate Change*, **8** (9), 768–775. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0246-2>
90. Grise, K.M., S.M. Davis, I.R. Simpson, D.W. Waugh, Q. Fu, R.J. Allen, K.H. Rosenlof, C.C. Ummenhofer, K.B. Karnauskas, A.C. Maycock, X.-W. Quan, T. Birner, and P.W. Staten, 2019: Recent tropical expansion: Natural variability or forced response? *Journal of Climate*, **32** (5), 1551–1571. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0444.1>
91. Simpson, I., 2018: Natural variability in the width of the tropics. *US CLIVAR Variations*, **16** (2), 14–20. <https://usclivar.org/newsletters>
92. Oudar, T., J. Cattiaux, and H. Douville, 2020: Drivers of the northern extratropical eddy-driven jet change in CMIP5 and CMIP6 models. *Geophysical Research Letters*, **47** (8), e2019GL086695. <https://doi.org/10.1029/2019gl086695>
93. Zhou, W., L.R. Leung, and J. Lu, 2022: Seasonally and regionally dependent shifts of the atmospheric westerly jets under global warming. *Journal of Climate*, **35** (16), 5433–5447. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-21-0723.1>
94. Dong, L. and L.R. Leung, 2021: Winter precipitation changes in California under global warming: Contributions of CO₂, uniform SST warming, and SST change patterns. *Geophysical Research Letters*, **48** (5), e2020GL091736. <https://doi.org/10.1029/2020gl091736>
95. Neelin, J.D., B. Langenbrunner, J.E. Meyerson, A. Hall, and N. Berg, 2013: California winter precipitation change under global warming in the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 ensemble. *Journal of Climate*, **26** (17), 6238–6256. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00514.1>
96. Zhou, W., L.R. Leung, and J. Lu, 2022: Seasonally dependent future changes in the U.S. Midwest hydroclimate and extremes. *Journal of Climate*, **35** (1), 17–27. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-21-0012.1>
97. Song, F., L.R. Leung, J. Lu, and L. Dong, 2018: Future changes in seasonality of the North Pacific and North Atlantic subtropical highs. *Geophysical Research Letters*, **45** (21), 11959–11968. <https://doi.org/10.1029/2018gl079940>
98. Pascale, S., W.R. Boos, S. Bordoni, T.L. Delworth, S.B. Kapnick, H. Murakami, G.A. Vecchi, and W. Zhang, 2017: Weakening of the North American monsoon with global warming. *Nature Climate Change*, **7** (11), 806–812. <https://doi.org/10.1038/nclimate3412>
99. Cook, B.I. and R. Seager, 2013: The response of the North American Monsoon to increased greenhouse gas forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118** (4), 1690–1699. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50111>
100. Song, F., L.R. Leung, J. Lu, and L. Dong, 2018: Seasonally dependent responses of subtropical highs and tropical rainfall to anthropogenic warming. *Nature Climate Change*, **8** (9), 787–792. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0244-4>
101. Song, F., L.R. Leung, J. Lu, L. Dong, W. Zhou, B. Harrop, and Y. Qian, 2021: Emergence of seasonal delay of tropical rainfall during 1979–2019. *Nature Climate Change*, **11** (7), 605–612. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01066-x>

102. Davini, P. and F. D'Andrea, 2020: From CMIP3 to CMIP6: Northern Hemisphere atmospheric blocking simulation in present and future climate. *Journal of Climate*, **33** (23), 10021–10038. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0862.1>
103. Neelin, J.D., S. Sahany, S.N. Stechmann, and D.N. Bernstein, 2017: Global warming precipitation accumulation increases above the current-climate cutoff scale. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **114** (6), 1258–1263. <https://doi.org/10.1073/pnas.1615333114>
104. Groisman, P.Y., R.W. Knight, D.R. Easterling, T.R. Karl, G.C. Hegerl, and V.N. Razuvaev, 2005: Trends in intense precipitation in the climate record. *Journal of Climate*, **18** (9), 1326–1350. <https://doi.org/10.1175/jcli3339.1>
105. Karl, T.R. and R.W. Knight, 1998: Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79** (2), 231–241. DOI:10.1175/1520-0477(1998)079<0231:STO PAF>2.0.CO;2. https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/79/2/1520-0477_1998_079_0231_stopaf_2_0_co_2.xml
106. Pendergrass, A.G. and R. Knutti, 2018: The uneven nature of daily precipitation and its change. *Geophysical Research Letters*, **45** (21), 11980–11988. <https://doi.org/10.1029/2018gl080298>
107. Semenov, V. and L. Bengtsson, 2002: Secular trends in daily precipitation characteristics: Greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Climate Dynamics*, **19** (2), 123–140. <https://doi.org/10.1007/s00382-001-0218-4>
108. Pascale, S., S.B. Kapnick, S. Bordoni, and T.L. Delworth, 2018: The influence of CO₂ forcing on North American monsoon moisture surges. *Journal of Climate*, **31** (19), 7949–7968. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0007.1>
109. Polade, S.D., A. Gershunov, D.R. Cayan, M.D. Dettinger, and D.W. Pierce, 2017: Precipitation in a warming world: Assessing projected hydro-climate changes in California and other Mediterranean climate regions. *Scientific Reports*, **7** (1), 10783. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-11285-y>
110. Pendergrass, A.G., R. Knutti, F. Lehner, C. Deser, and B.M. Sanderson, 2017: Precipitation variability increases in a warmer climate. *Scientific Reports*, **7** (1), 17966. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-17966-y>
111. Ukkola, A.M., M.G. De Kauwe, M.L. Roderick, G. Abramowitz, and A.J. Pitman, 2020: Robust future changes in meteorological drought in CMIP6 projections despite uncertainty in precipitation. *Geophysical Research Letters*, **47** (1), e2020GL087820. <https://doi.org/10.1029/2020gl087820>
112. Swain, D.L., B. Langenbrunner, J.D. Neelin, and A. Hall, 2018: Increasing precipitation volatility in twenty-first-century California. *Nature Climate Change*, **8** (5), 427–433. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0140-y>
113. Pfahl, S., P.A. O’Gorman, and E.M. Fischer, 2017: Understanding the regional pattern of projected future changes in extreme precipitation. *Nature Climate Change*, **7** (6), 423–427. <https://doi.org/10.1038/nclimate3287>
114. Gertler, C.G. and P.A. O’Gorman, 2019: Changing available energy for extratropical cyclones and associated convection in Northern Hemisphere summer. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **116** (10), 4105–4110. <https://doi.org/10.1073/pnas.1812312116>
115. Fischer, E.M. and R. Knutti, 2016: Observed heavy precipitation increase confirms theory and early models. *Nature Climate Change*, **6** (11), 986–991. <https://doi.org/10.1038/nclimate3110>
116. Dong, L., L.R. Leung, J. Lu, and F. Song, 2019: Mechanisms for an amplified precipitation seasonal cycle in the U.S. West Coast under global warming. *Journal of Climate*, **32** (15), 4681–4698. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0093.1>
117. Luković, J., J.C.H. Chiang, D. Blagojević, and A. Sekulić, 2021: A later onset of the rainy season in California. *Geophysical Research Letters*, **48** (4), e2020GL090350. <https://doi.org/10.1029/2020gl090350>
118. Mote, P.W., S. Li, D.P. Lettenmaier, M. Xiao, and R. Engel, 2018: Dramatic declines in snowpack in the western US. *Npj Climate and Atmospheric Science*, **1** (1), 1–6. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0012-1>
119. Marshall, A.M., J.T. Abatzoglou, T.E. Link, and C.J. Tennant, 2019: Projected changes in interannual variability of peak snowpack amount and timing in the western United States. *Geophysical Research Letters*, **46** (15), 8882–8892. <https://doi.org/10.1029/2019gl083770>
120. Lehner, F., E.R. Wahl, A.W. Wood, D.B. Blatchford, and D. Llewellyn, 2017: Assessing recent declines in Upper Rio Grande runoff efficiency from a paleoclimate perspective. *Geophysical Research Letters*, **44** (9), 4124–4133. <https://doi.org/10.1002/2017gl073253>

121. Milly, P.C.D. and K.A. Dunne, 2020: Colorado River flow dwindles as warming-driven loss of reflective snow energizes evaporation. *Science*, **367** (6483), 1252–1255. <https://doi.org/10.1126/science.aay9187>
122. Woodhouse, C.A., G.T. Pederson, K. Morino, S.A. McAfee, and G.J. McCabe, 2016: Increasing influence of air temperature on upper Colorado River streamflow. *Geophysical Research Letters*, **43** (5), 2174–2181. <https://doi.org/10.1002/2015gl067613>
123. Friedlingstein, P., M.W. Jones, M. O’Sullivan, R.M. Andrew, D.C.E. Bakker, J. Hauck, C. Le Quéré, G.P. Peters, W. Peters, J. Pongratz, S. Sitch, J.G. Canadell, P. Ciais, R.B. Jackson, S.R. Alin, P. Anthoni, N.R. Bates, M. Becker, N. Bellouin, L. Bopp, T.T.T. Chau, F. Chevallier, L.P. Chini, M. Cronin, K.I. Currie, B. Decharme, L.M. Djeutchouang, X. Dou, W. Evans, R.A. Feely, L. Feng, T. Gasser, D. Gilfillan, T. Gkritzalis, G. Grassi, L. Gregor, N. Gruber, Ö. Gürses, I. Harris, R.A. Houghton, G.C. Hurtt, Y. Iida, T. Ilyina, I.T. Luijckx, A. Jain, S.D. Jones, E. Kato, D. Kennedy, K. Klein Goldewijk, J. Knauer, J.I. Korsbakken, A. Körtzinger, P. Landschützer, S.K. Lauvset, N. Lefèvre, S. Lienert, J. Liu, G. Marland, P.C. McGuire, J.R. Melton, D.R. Munro, J.E.M.S. Nabel, S.I. Nakaoka, Y. Niwa, T. Ono, D. Pierrot, B. Poulter, G. Rehder, L. Resplandy, E. Robertson, C. Rödenbeck, T.M. Rosan, J. Schwinger, C. Schwingshackl, R. Séférian, A.J. Sutton, C. Sweeney, T. Tanhua, P.P. Tans, H. Tian, B. Tilbrook, F. Tubiello, G.R. van der Werf, N. Vuichard, C. Wada, R. Wanninkhof, A.J. Watson, D. Willis, A.J. Wiltshire, W. Yuan, C. Yue, X. Yue, S. Zaehle, and J. Zeng, 2022: Global carbon budget 2021. *Earth System Science Data*, **14** (4), 1917–2005. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1917-2022>
124. Chen, C., W.J. Riley, I.C. Prentice, and T.F. Keenan, 2022: CO₂ fertilization of terrestrial photosynthesis inferred from site to global scales. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **119** (10), e2115627119. <https://doi.org/10.1073/pnas.2115627119>
125. Pugh, T.A.M., M. Lindeskog, B. Smith, B. Poulter, A. Arneth, V. Haverd, and L. Calle, 2019: Role of forest regrowth in global carbon sink dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **116** (10), 4382–4387. <https://doi.org/10.1073/pnas.1810512116>
126. Walker, A.P., M.G. De Kauwe, A. Bastos, S. Belmecheri, K. Georgiou, R.F. Keeling, S.M. McMahon, B.E. Medlyn, D.J.P. Moore, R.J. Norby, S. Zaehle, K.J. Anderson-Teixeira, G. Battipaglia, R.J.W. Brienen, K.G. Cabugao, M. Cailleret, E. Campbell, J.G. Canadell, P. Ciais, M.E. Craig, D.S. Ellsworth, G.D. Farquhar, S. Fatichi, J.B. Fisher, D.C. Frank, H. Graven, L. Gu, V. Haverd, K. Heilman, M. Heimann, B.A. Hungate, C.M. Iversen, F. Joos, M. Jiang, T.F. Keenan, J. Knauer, C. Körner, V.O. Leshyk, S. Leuzinger, Y. Liu, N. MacBean, Y. Malhi, T.R. McVicar, J. Penuelas, J. Pongratz, A.S. Powell, T. Riutta, M.E.B. Sabot, J. Schleucher, S. Sitch, W.K. Smith, B. Sulman, B. Taylor, C. Terrer, M.S. Torn, K.K. Treseder, A.T. Trugman, S.E. Trumbore, P.J. van Mantgem, S.L. Voelker, M.E. Whelan, and P.A. Zuidema, 2021: Integrating the evidence for a terrestrial carbon sink caused by increasing atmospheric CO₂. *New Phytologist*, **229** (5), 2413–2445. <https://doi.org/10.1111/nph.16866>
127. Chen, Y., D.M. Romsps, J.T. Seeley, S. Veraverbeke, W.J. Riley, Z.A. Mekonnen, and J.T. Randerson, 2021: Future increases in Arctic lightning and fire risk for permafrost carbon. *Nature Climate Change*, **11** (5), 404–410. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01011-y>
128. Bruhwiler, L., S. Basu, J.H. Butler, A. Chatterjee, E. Dlugokencky, M.A. Kenney, A. McComiskey, S.A. Montzka, and D. Stanitski, 2021: Observations of greenhouse gases as climate indicators. *Climatic Change*, **165** (1), 12. <https://doi.org/10.1007/s10584-021-03001-7>
129. Miner, K.R., M.R. Turetsky, E. Malina, A. Bartsch, J. Tamminen, A.D. McGuire, A. Fix, C. Sweeney, C.D. Elder, and C.E. Miller, 2022: Permafrost carbon emissions in a changing Arctic. *Nature Reviews Earth and Environment*, **3** (1), 55–67. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00230-3>
130. Busch, D.S. and P. McElhany, 2016: Estimates of the direct effect of seawater pH on the survival rate of species groups in the California Current ecosystem. *PLoS ONE*, **11** (8), e0160669. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0160669>
131. Heinze, C., S. Meyer, N. Goris, L. Anderson, R. Steinfeldt, N. Chang, C. Le Quéré, and D.C.E. Bakker, 2015: The ocean carbon sink—Impacts, vulnerabilities and challenges. *Earth System Dynamics*, **6** (1), 327–358. <https://doi.org/10.5194/esd-6-327-2015>
132. Jiang, L.-Q., B.R. Carter, R.A. Feely, S.K. Lauvset, and A. Olsen, 2019: Surface ocean pH and buffer capacity: Past, present and future. *Scientific Reports*, **9** (1), 18624. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-55039-4>
133. Schlunegger, S., K.B. Rodgers, J.L. Sarmiento, T. Ilyina, J.P. Dunne, Y. Takano, J.R. Christian, M.C. Long, T.L. Frölicher, R. Slater, and F. Lehner, 2020: Time of emergence and large ensemble intercomparison for ocean biogeochemical trends. *Global Biogeochemical Cycles*, **34** (8), e2019GB006453. <https://doi.org/10.1029/2019gb006453>

134. Arora, V.K., A. Katavouta, R.G. Williams, C.D. Jones, V. Brovkin, P. Friedlingstein, J. Schwinger, L. Bopp, O. Boucher, P. Cadule, M.A. Chamberlain, J.R. Christian, C. Delire, R.A. Fisher, T. Hajima, T. Ilyina, E. Joetzjer, M. Kawamiya, C.D. Koven, J.P. Krasting, R.M. Law, D.M. Lawrence, A. Lenton, K. Lindsay, J. Pongratz, T. Raddatz, R. Séférian, K. Tachiiri, J.F. Tjiputra, A. Wiltshire, T. Wu, and T. Ziehn, 2020: Carbon–concentration and carbon–climate feedbacks in CMIP6 models and their comparison to CMIP5 models. *Biogeosciences*, **17** (16), 4173–4222. <https://doi.org/10.5194/bg-17-4173-2020>
135. Séférian, R., S. Berthet, A. Yool, J. Palmiéri, L. Bopp, A. Tagliabue, L. Kwiatkowski, O. Aumont, J. Christian, J. Dunne, M. Gehlen, T. Ilyina, J.G. John, H. Li, M.C. Long, J.Y. Luo, H. Nakano, A. Romanou, J. Schwinger, C. Stock, Y. Santana-Falcón, Y. Takano, J. Tjiputra, H. Tsujino, M. Watanabe, T. Wu, F. Wu, and A. Yamamoto, 2020: Tracking improvement in simulated marine biogeochemistry between CMIP5 and CMIP6. *Current Climate Change Reports*, **6** (3), 95–119. <https://doi.org/10.1007/s40641-020-00160-0>
136. Zhu, K., J. Zhang, S. Niu, C. Chu, and Y. Luo, 2018: Limits to growth of forest biomass carbon sink under climate change. *Nature Communications*, **9** (1), 2709. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05132-5>
137. Hessburg, P.F., S.J. Prichard, R.K. Hagmann, N.A. Povak, and F.K. Lake, 2021: Wildfire and climate change adaptation of western North American forests: A case for intentional management. *Ecological Applications*, **31** (8), e02432. <https://doi.org/10.1002/eap.2432>
138. Talley, L., 2013: Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and transports. *Oceanography*, **26**, 80–97. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2013.07>
139. Gruber, N., D. Clement, B.R. Carter, R.A. Feely, S. van Heuven, M. Hoppema, M. Ishii, R.M. Key, A. Kozyr, S.K. Lauvset, C. Lo Monaco, J.T. Mathis, A. Murata, A. Olsen, F.F. Perez, C.L. Sabine, T. Tanhua, and R. Wanninkhof, 2019: The oceanic sink for anthropogenic CO₂ from 1994 to 2007. *Science*, **363** (6432), 1193–1199. <https://doi.org/10.1126/science.aau5153>
140. Caesar, L., S. Rahmstorf, A. Robinson, G. Feulner, and V. Saba, 2018: Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature*, **556** (7700), 191–196. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>
141. Jackson, L.C. and R.A. Wood, 2020: Fingerprints for early detection of changes in the AMOC. *Journal of Climate*, **33** (16), 7027–7044. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0034.1>
142. IPCC, 2019: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. Pörtner, H.-O., D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, and N.M. Weyer, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 755 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>
143. Zanna, L., S. Khatiwala, J.M. Gregory, J. Ison, and P. Heimbach, 2019: Global reconstruction of historical ocean heat storage and transport. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **116** (4), 1126–1131. <https://doi.org/10.1073/pnas.1808838115>
144. Hobday, A.J., L.V. Alexander, S.E. Perkins, D.A. Smale, S.C. Straub, E.C.J. Oliver, J.A. Benthuysen, M.T. Burrows, M.G. Donat, M. Feng, N.J. Holbrook, P.J. Moore, H.A. Scannell, A. Sen Gupta, and T. Wernberg, 2016: A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Progress in Oceanography*, **141**, 227–238. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.12.014>
145. Amaya, D.J., A.J. Miller, S.-P. Xie, and Y. Kosaka, 2020: Physical drivers of the summer 2019 North Pacific marine heatwave. *Nature Communications*, **11** (1), 1903. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15820-w>
146. Di Lorenzo, E. and N. Mantua, 2016: Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave. *Nature Climate Change*, **6**, 1042–1047. <https://doi.org/10.1038/nclimate3082>
147. Gentemann, C.L., M.R. Fewings, and M. García-Reyes, 2017: Satellite sea surface temperatures along the West Coast of the United States during the 2014–2016 northeast Pacific marine heat wave. *Geophysical Research Letters*, **44** (1), 312–319. <https://doi.org/10.1002/2016gl071039>
148. Markus, T., T. Neumann, A. Martino, W. Abdalati, K. Brunt, B. Csatho, S. Farrell, H. Fricker, A. Gardner, D. Harding, M. Jasinski, R. Kwok, L. Magruder, D. Lubin, S. Luthcke, J. Morison, R. Nelson, A. Neuenschwander, S. Palm, S. Popescu, C.K. Shum, B.E. Schutz, B. Smith, Y. Yang, and J. Zwally, 2017: The Ice, Cloud, and land Elevation Satellite-2 (ICESat-2): Science requirements, concept, and implementation. *Remote Sensing of Environment*, **190**, 260–273. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.12.029>

149. Fox-Kemper, B., H.T. Hewitt, C. Xiao, G. Aðalgeirsdóttir, S.S. Drijfhout, T.L. Edwards, N.R. Golledge, M. Hemer, R.E. Kopp, G. Krinner, A. Mix, D. Notz, S. Nowicki, I.S. Nurhati, L. Ruiz, J.-B. Sallée, A.B.A. Slangen, and Y. Yu, 2021: Ch. 9. Ocean, cryosphere and sea level change. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 1211–1362. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.011>
150. The Imbie Team, 2020: Mass balance of the Greenland ice sheet from 1992 to 2018. *Nature*, **579** (7798), 233–239. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1855-2>
151. DeConto, R.M. and D. Pollard, 2016: Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*, **531** (7596), 591–597. <https://doi.org/10.1038/nature17145>
152. DeConto, R.M., D. Pollard, R.B. Alley, I. Velicogna, E. Gasson, N. Gomez, S. Sadai, A. Condrón, D.M. Gilford, E.L. Ashe, R.E. Kopp, D. Li, and A. Dutton, 2021: The Paris Climate Agreement and future sea-level rise from Antarctica. *Nature*, **593** (7857), 83–89. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03427-0>
153. Hoffman, M.J., X. Asay-Davis, S.F. Price, J. Fyke, and M. Perego, 2019: Effect of subshelf melt variability on sea level rise contribution from Thwaites Glacier, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **124** (12), e2019JF005155. <https://doi.org/10.1029/2019jf005155>
154. Joughin, I., B.E. Smith, and B. Medley, 2014: Marine ice sheet collapse potentially under way for the Thwaites Glacier Basin, West Antarctica. *Science*, **344** (6185), 735–738. <https://doi.org/10.1126/science.1249055>
155. Morlighem, M., E. Rignot, T. Binder, D. Blankenship, R. Drews, G. Eagles, O. Eisen, F. Ferraccioli, R. Forsberg, P. Fretwell, V. Goel, J.S. Greenbaum, H. Gudmundsson, J. Guo, V. Helm, C. Hofstede, I. Howat, A. Humbert, W. Jokat, N.B. Karlsson, W.S. Lee, K. Matsuoka, R. Millan, J. Mouginot, J. Paden, F. Pattyn, J. Roberts, S. Rosier, A. Ruppel, H. Seroussi, E.C. Smith, D. Steinhage, B. Sun, M.R. van den Broeke, T.D. van Ommen, M. van Wessel, and D.A. Young, 2020: Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet. *Nature Geoscience*, **13** (2), 132–137. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0510-8>
156. Robel, A.A., H. Seroussi, and G.H. Roe, 2019: Marine ice sheet instability amplifies and skews uncertainty in projections of future sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **116** (30), 14887–14892. <https://doi.org/10.1073/pnas.1904822116>
157. Waibel, M.S., C.L. Hulbe, C.S. Jackson, and D.F. Martin, 2018: Rate of mass loss across the instability threshold for Thwaites Glacier determines rate of mass loss for entire basin. *Geophysical Research Letters*, **45** (2), 809–816. <https://doi.org/10.1002/2017gl076470>
158. Frederikse, T., F. Landerer, L. Caron, S. Adhikari, D. Parkes, V.W. Humphrey, S. Dangendorf, P. Hogarth, L. Zanna, L. Cheng, and Y.-H. Wu, 2020: The causes of sea-level rise since 1900. *Nature*, **584** (7821), 393–397. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2591-3>
159. Kemp, A.C., A.J. Wright, R.J. Edwards, R.L. Barnett, M.J. Brain, R.E. Kopp, N. Cahill, B.P. Horton, D.J. Charman, A.D. Hawkes, T.D. Hill, and O. van de Plassche, 2018: Relative sea-level change in Newfoundland, Canada during the past 13000 years. *Quaternary Science Reviews*, **201**, 89–110. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.10.012>
160. Walker, J.S., R.E. Kopp, T.A. Shaw, N. Cahill, N.S. Khan, D.C. Barber, E.L. Ashe, M.J. Brain, J.L. Clear, D.R. Corbett, and B.P. Horton, 2021: Common Era sea-level budgets along the U.S. Atlantic coast. *Nature Communications*, **12** (1), 1841. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-22079-2>
161. Dangendorf, S., C. Hay, F.M. Calafat, M. Marcos, C.G. Piecuch, K. Berk, and J. Jensen, 2019: Persistent acceleration in global sea-level rise since the 1960s. *Nature Climate Change*, **9** (9), 705–710. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0531-8>
162. Nerem, R.S., B.D. Beckley, J.T. Fasullo, B.D. Hamlington, D. Masters, and G.T. Mitchum, 2018: Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **115** (9), 2022–2025. <https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115>

163. Hamlington, B.D., A.S. Gardner, E. Ivins, J.T.M. Lenaerts, J.T. Reager, D.S. Trossman, E.D. Zaron, S. Adhikari, A. Arendt, A. Aschwanden, B.D. Beckley, D.P.S. Bekaert, G. Blewitt, L. Caron, D.P. Chambers, H.A. Chandanpurkar, K. Christianson, B. Csatho, R.I. Cullather, R.M. DeConto, J.T. Fasullo, T. Frederikse, J.T. Freymueller, D.M. Gilford, M. Giroto, W.C. Hammond, R. Hock, N. Holschuh, R.E. Kopp, F. Landerer, E. Larour, D. Menemenlis, M. Merrifield, J.X. Mitrovica, R.S. Nerem, I.J. Nias, V. Nieves, S. Nowicki, K. Pangaluru, C.G. Piecuch, R.D. Ray, D.R. Rounce, N.-J. Schlegel, H. Seroussi, M. Shirzaei, W.V. Sweet, I. Velicogna, N. Vinogradova, T. Wahl, D.N. Wiese, and M.J. Willis, 2020: Understanding of contemporary regional sea-level change and the implications for the future. *Reviews of Geophysics*, **58** (3), e2019RG000672. <https://doi.org/10.1029/2019rg000672>
164. Kopp, R.E., R.M. Horton, C.M. Little, J.X. Mitrovica, M. Oppenheimer, D.J. Rasmussen, B.H. Strauss, and C. Tebaldi, 2014: Probabilistic 21st and 22nd century sea-level projections at a global network of tide-gauge sites. *Earth's Future*, **2** (8), 383–406. <https://doi.org/10.1002/2014ef000239>
165. Sweet, W.V., R.E. Kopp, C.P. Weaver, J. Obeysekera, R.M. Horton, E.R. Thieler, and C. Zervas, 2017: Global and Regional Sea Level Rise Scenarios for the United States. NOAA Technical Report NOS CO-OPS 083. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, Silver Spring, MD, 75 pp. <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/18399>
166. Gregory, J.M., S.M. Griffies, C.W. Hughes, J.A. Lowe, J.A. Church, I. Fukimori, N. Gomez, R.E. Kopp, F. Landerer, G.L. Cozannet, R.M. Ponte, D. Stammer, M.E. Tamisiea, and R.S.W. van de Wal, 2019: Concepts and terminology for sea level: Mean, variability and change, both local and global. *Surveys in Geophysics*, **40** (6), 1251–1289. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09525-z>
167. Sweet, W.V., B.D. Hamlington, R.E. Kopp, C.P. Weaver, P.L. Barnard, D. Bekaert, W. Brooks, M. Craghan, G. Dusek, T. Frederikse, G. Garner, A.S. Genz, J.P. Krasting, E. Larour, D. Marcy, J.J. Marra, J. Obeysekera, M. Osler, M. Pendleton, D. Roman, L. Schmied, W. Veatch, K.D. White, and C. Zuzak, 2022: Global and Regional Sea Level Rise Scenarios for the United States: Updated Mean Projections and Extreme Water Level Probabilities Along U.S. Coastlines. NOAA Technical Report NOS 01. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, Silver Spring, MD, 111 pp. <https://oceanservice.noaa.gov/hazards/sealevelrise/sealevelrise-tech-report-sections.html>
168. Thompson, P.R., M.J. Widlansky, B.D. Hamlington, M.A. Merrifield, J.J. Marra, G.T. Mitchum, and W. Sweet, 2021: Rapid increases and extreme months in projections of United States high-tide flooding. *Nature Climate Change*, **11** (7), 584–590. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01077-8>
169. Yin, J., S.M. Griffies, M. Winton, M. Zhao, and L. Zanna, 2020: Response of storm-related extreme sea level along the U.S. Atlantic coast to combined weather and climate forcing. *Journal of Climate*, **33** (9), 3745–3769. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0551.1>
170. Bintanja, R., E.C. van der Linden, and W. Hazeleger, 2012: Boundary layer stability and Arctic climate change: A feedback study using EC-Earth. *Climate Dynamics*, **39** (11), 2659–2673. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1272-1>
171. Walton, D.B., A. Hall, N. Berg, M. Schwartz, and F. Sun, 2017: Incorporating snow albedo feedback into downscaled temperature and snow cover projections for California's Sierra Nevada. *Journal of Climate*, **30** (4), 1417–1438. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0168.1>
172. Sun, F., A. Hall, M. Schwartz, D.B. Walton, and N. Berg, 2016: Twenty-first-century snowfall and snowpack changes over the Southern California mountains. *Journal of Climate*, **29** (1), 91–110. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-15-0199.1>
173. Zhou, C., M.D. Zelinka, and S.A. Klein, 2016: Impact of decadal cloud variations on the Earth's energy budget. *Nature Geoscience*, **9** (12), 871–874. <https://doi.org/10.1038/ngeo2828>
174. Siler, N. and G. Roe, 2014: How will orographic precipitation respond to surface warming? An idealized thermodynamic perspective. *Geophysical Research Letters*, **41** (7), 2606–2613. <https://doi.org/10.1002/2013gl059095>
175. López-Moreno, J.I., S. Goyette, S.M. Vicente-Serrano, and M. Beniston, 2011: Effects of climate change on the intensity and frequency of heavy snowfall events in the Pyrenees. *Climatic Change*, **105** (3), 489–508. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-9889-3>
176. Ohba, M. and H. Kawase, 2020: Rain-on-snow events in Japan as projected by a large ensemble of regional climate simulations. *Climate Dynamics*, **55** (9), 2785–2800. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05419-8>
177. Huang, X., D.L. Swain, and A.D. Hall, 2020: Future precipitation increase from very high resolution ensemble downscaling of extreme atmospheric river storms in California. *Science Advances*, **6** (29), 1323. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba1323>

178. Gula, J. and W.R. Peltier, 2012: Dynamical downscaling over the Great Lakes Basin of North America using the WRF regional climate model: The impact of the Great Lakes system on regional greenhouse warming. *Journal of Climate*, **25** (21), 7723–7742. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-11-00388.1>
179. Liu, L., D. Shawki, A. Voulgarakis, M. Kasoar, B.H. Samset, G. Myhre, P.M. Forster, Ø. Hodnebrog, J. Sillmann, S.G. Aalbergsjø, O. Boucher, G. Faluvegi, T. Iversen, A. Kirkevåg, J.-F. Lamarque, D. Olivié, T. Richardson, D. Shindell, and T. Takemura, 2018: A PDRMIP multimodel study on the impacts of regional aerosol forcings on global and regional precipitation. *Journal of Climate*, **31** (11), 4429–4447. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0439.1>
180. Baldwin, J.W., J.B. Dessy, G.A. Vecchi, and M. Oppenheimer, 2019: Temporally compound heat wave events and global warming: An emerging hazard. *Earth's Future*, **7** (4), 411–427. <https://doi.org/10.1029/2018ef000989>
181. Sheridan, S.C. and C.C. Lee, 2018: Temporal trends in absolute and relative extreme temperature events across North America. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **123** (21), 11889–11898. <https://doi.org/10.1029/2018jd029150>
182. Cohen, J., L. Agel, M. Barlow, C.I. Garfinkel, and I. White, 2021: Linking Arctic variability and change with extreme winter weather in the United States. *Science*, **373** (6559), 1116–1121. <https://doi.org/10.1126/science.abi9167>
183. Barnes, E.A. and J.A. Screen, 2015: The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? Has it? Will it? *WIREs Climate Change*, **6** (3), 277–286. <https://doi.org/10.1002/wcc.337>
184. Blackport, R. and J.A. Screen, 2020: Insignificant effect of Arctic amplification on the amplitude of midlatitude atmospheric waves. *Science Advances*, **6** (8), 2880. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay2880>
185. Chamberlain, C.J., B.I. Cook, I. Morales-Castilla, and E.M. Wolkovich, 2021: Climate change reshapes the drivers of false spring risk across European trees. *New Phytologist*, **229** (1), 323–334. <https://doi.org/10.1111/nph.16851>
186. Richardson, A.D., K. Hufkens, T. Milliman, D.M. Aubrecht, M.E. Furze, B. Seyednasrollah, M.B. Krassovski, J.M. Latimer, W.R. Nettles, R.R. Heiderman, J.M. Warren, and P.J. Hanson, 2018: Ecosystem warming extends vegetation activity but heightens vulnerability to cold temperatures. *Nature*, **560** (7718), 368–371. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0399-1>
187. Kirchmeier-Young, M.C. and X. Zhang, 2020: Human influence has intensified extreme precipitation in North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **117** (24), 13308–13313. <https://doi.org/10.1073/pnas.1921628117>
188. Kluver, D. and D. Leathers, 2015: Regionalization of snowfall frequency and trends over the contiguous United States. *International Journal of Climatology*, **35** (14), 4348–4358. <https://doi.org/10.1002/joc.4292>
189. Zarzycki, C.M., 2018: Projecting changes in societally impactful northeastern U.S. snowstorms. *Geophysical Research Letters*, **45** (21), 12067–12075. <https://doi.org/10.1029/2018gl079820>
190. Payne, A.E., M.-E. Demory, L.R. Leung, A.M. Ramos, C.A. Shields, J.J. Rutz, N. Siler, G. Villarini, A. Hall, and F.M. Ralph, 2020: Responses and impacts of atmospheric rivers to climate change. *Nature Reviews Earth & Environment*, **1** (3), 143–157. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0030-5>
191. Guzman, O. and H. Jiang, 2021: Global increase in tropical cyclone rain rate. *Nature Communications*, **12** (1), 5344. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-25685-2>
192. Patricola, C.M. and M.F. Wehner, 2018: Anthropogenic influences on major tropical cyclone events. *Nature*, **563** (7731), 339–346. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0673-2>
193. Wilhite, D.A. and M.H. Glantz, 1985: Understanding: The drought phenomenon: The role of definitions. *Water International*, **10** (3), 111–120. <https://doi.org/10.1080/02508068508686328>
194. Cook, B.I., J.S. Mankin, and K.J. Anchukaitis, 2018: Climate change and drought: From past to future. *Current Climate Change Reports*, **4** (2), 164–179. <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0093-2>
195. Swann, A.L.S., 2018: Plants and drought in a changing climate. *Current Climate Change Reports*, **4** (2), 192–201. <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0097-y>
196. Wehner, M.F., J.R. Arnold, T. Knutson, K.E. Kunkel, and A.N. LeGrande, 2017: Ch. 8. Droughts, floods, and wildfires. In: *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment, Volume I*. Wuebbles, D.J., D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart, and T.K. Maycock, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, 231–256. <https://doi.org/10.7930/j0cj8bnn>

197. Fye, F.K., D.W. Stahle, and E.R. Cook, 2003: Paleoclimatic analogs to twentieth-century moisture regimes across the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **84** (7), 901–910. <https://doi.org/10.1175/bams-84-7-901>
198. Cook, B.I., E.R. Cook, J.E. Smerdon, R. Seager, A.P. Williams, S. Coats, D.W. Stahle, and J.V. Díaz, 2016: North American megadroughts in the Common Era: Reconstructions and simulations. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, **7** (3), 411–432. <https://doi.org/10.1002/wcc.394>
199. Williams, A.P., B.I. Cook, and J.E. Smerdon, 2022: Rapid intensification of the emerging southwestern North American megadrought in 2020–2021. *Nature Climate Change*, **12** (3), 232–234. <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01290-z>
200. Williams, A.P., E.R. Cook, J.E. Smerdon, B.I. Cook, J.T. Abatzoglou, K. Bolles, S.H. Baek, A.M. Badger, and B. Livneh, 2020: Large contribution from anthropogenic warming to an emerging North American megadrought. *Science*, **368** (6488), 314–318. <https://doi.org/10.1126/science.aaz9600>
201. Douville, H., K. Raghavan, J. Renwick, R.P. Allan, P.A. Arias, M. Barlow, R. Cerezo-Mota, A. Cherchi, T.Y. Gan, J. Gergis, D. Jiang, A. Khan, W. Pokam Mba, D. Rosenfeld, J. Tierney, and O. Zolina, 2021: Ch. 8. Water cycle changes. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 1055–1210. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.010>
202. Marvel, K., B.I. Cook, C. Bonfils, J.E. Smerdon, A.P. Williams, and H. Liu, 2021: Projected changes to hydroclimate seasonality in the continental United States. *Earth's Future*, **9** (9), e2021EF002019. <https://doi.org/10.1029/2021ef002019>
203. Stevenson, S., S. Coats, D. Touma, J. Cole, F. Lehner, J. Fasullo, and B. Otto-Bliesner, 2022: Twenty-first century hydroclimate: A continually changing baseline, with more frequent extremes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **119** (12), e2108124119. <https://doi.org/10.1073/pnas.2108124119>
204. Su, L., Q. Cao, M. Xiao, D.M. Mocko, M. Barlage, D. Li, C.D. Peters-Lidard, and D.P. Lettenmaier, 2021: Drought variability over the conterminous United States for the past century. *Journal of Hydrometeorology*, **22** (5), 1153–1168. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-20-0158.1>
205. Hoell, A., M. Hoerling, X.-W. Quan, and R. Robinson, 2023: Recent high Missouri River Basin runoff was unlikely due to climate change. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **62** (6), 657–675. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-22-0158.1>
206. Cook, B.I., T.R. Ault, and J.E. Smerdon, 2015: Unprecedented 21st century drought risk in the American Southwest and Central Plains. *Science Advances*, **1** (1), e1400082. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1400082>
207. Cook, B.I., J.S. Mankin, K. Marvel, A.P. Williams, J.E. Smerdon, and K.J. Anchukaitis, 2020: Twenty-first century drought projections in the CMIP6 forcing scenarios. *Earth's Future*, **8** (6), e2019EF001461. <https://doi.org/10.1029/2019ef001461>
208. Cook, B.I., J.S. Mankin, A.P. Williams, K.D. Marvel, J.E. Smerdon, and H. Liu, 2021: Uncertainties, limits, and benefits of climate change mitigation for soil moisture drought in southwestern North America. *Earth's Future*, **9** (9), e2021EF002014. <https://doi.org/10.1029/2021ef002014>
209. Berg, N. and A. Hall, 2017: Anthropogenic warming impacts on California snowpack during drought. *Geophysical Research Letters*, **44** (5), 2511–2518. <https://doi.org/10.1002/2016gl072104>
210. Griffin, D. and K.J. Anchukaitis, 2014: How unusual is the 2012–2014 California drought? *Geophysical Research Letters*, **41** (24), 9017–9023. <https://doi.org/10.1002/2014gl062433>
211. Williams, A.P., R. Seager, J.T. Abatzoglou, B.I. Cook, J.E. Smerdon, and E.R. Cook, 2015: Contribution of anthropogenic warming to California drought during 2012–2014. *Geophysical Research Letters*, **42** (16), 6819–6828. <https://doi.org/10.1002/2015gl064924>
212. Marlier, M.E., M. Xiao, R. Engel, B. Livneh, J.T. Abatzoglou, and D.P. Lettenmaier, 2017: The 2015 drought in Washington State: A harbinger of things to come? *Environmental Research Letters*, **12** (11), 114008. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa8fde>

213. Mote, P.W., D.E. Rupp, S. Li, D.J. Sharp, F. Otto, P.F. Uhe, M. Xiao, D.P. Lettenmaier, H. Cullen, and M.R. Allen, 2016: Perspectives on the causes of exceptionally low 2015 snowpack in the western United States. *Geophysical Research Letters*, **43**, 10980–10988. <https://doi.org/10.1002/2016gl069965>
214. Xiao, M., B. Udall, and D.P. Lettenmaier, 2018: On the causes of declining Colorado River streamflows. *Water Resources Research*, **54** (9), 6739–6756. <https://doi.org/10.1029/2018wr023153>
215. Mankin, J.S., R. Seager, J.E. Smerdon, B.I. Cook, and A.P. Williams, 2019: Mid-latitude freshwater availability reduced by projected vegetation responses to climate change. *Nature Geoscience*, **12** (12), 983–988. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0480-x>
216. Abatzoglou, J.T., C.S. Juang, A.P. Williams, C.A. Kolden, and A.L. Westerling, 2021: Increasing synchronous fire danger in forests of the western United States. *Geophysical Research Letters*, **48** (2), e2020GL091377. <https://doi.org/10.1029/2020gl091377>
217. Abatzoglou, J.T. and A.P. Williams, 2016: Impact of anthropogenic climate change on wildfire across western US forests. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **113** (42), 11770–11775. <https://doi.org/10.1073/pnas.1607171113>
218. Burke, M., A. Driscoll, S. Heft-Neal, J. Xue, J. Burney, and M. Wara, 2021: The changing risk and burden of wildfire in the United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **118** (2), e2011048118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2011048118>
219. Williams, A.P., J.T. Abatzoglou, A. Gershunov, J. Guzman-Morales, D.A. Bishop, J.K. Balch, and D.P. Lettenmaier, 2019: Observed impacts of anthropogenic climate change on wildfire in California. *Earth's Future*, **7** (8), 892–910. <https://doi.org/10.1029/2019ef001210>
220. Abatzoglou, J.T., D.S. Battisti, A.P. Williams, W.D. Hansen, B.J. Harvey, and C.A. Kolden, 2021: Projected increases in western US forest fire despite growing fuel constraints. *Communications Earth & Environment*, **2** (1), 227. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00299-0>
221. Seneviratne, S.I., X. Zhang, M. Adnan, W. Badi, C. Dereczynski, A.D. Luca, S. Ghosh, I. Iskandar, J. Kossin, S. Lewis, F. Otto, I. Pinto, M. Satoh, S.M. Vicente-Serrano, M. Wehner, and B. Zhou, 2021: Ch. 11. Weather and climate extreme events in a changing climate. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 1513–1766. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.013>
222. Zhang, W., M. Luo, S. Gao, W. Chen, V. Hari, and A. Khouakhi, 2021: Compound hydrometeorological extremes: Drivers, mechanisms and methods. *Frontiers in Earth Science*, **9**, 673495. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.673495>
223. Zscheischler, J., O. Martius, S. Westra, E. Bevacqua, C. Raymond, R.M. Horton, B. van den Hurk, A. AghaKouchak, A. Jézéquel, M.D. Mahecha, D. Maraun, A.M. Ramos, N.N. Ridder, W. Thiery, and E. Vignotto, 2020: A typology of compound weather and climate events. *Nature Reviews Earth & Environment*, **1** (7), 333–347. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0060-z>
224. Boers, N., B. Goswami, A. Rheinwalt, B. Bookhagen, B. Hoskins, and J. Kurths, 2019: Complex networks reveal global pattern of extreme-rainfall teleconnections. *Nature*, **566** (7744), 373–377. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0872-x>
225. Cooley, D., E. Thibaud, F. Castillo, and M.F. Wehner, 2019: A nonparametric method for producing isolines of bivariate exceedance probabilities. *Extremes*, **22** (3), 373–390. <https://doi.org/10.1007/s10687-019-00348-0>
226. Donges, J.F., C.F. Schluessner, J.F. Siegmund, and R.V. Donner, 2016: Event coincidence analysis for quantifying statistical interrelationships between event time series. *The European Physical Journal Special Topics*, **225** (3), 471–487. <https://doi.org/10.1140/epjst/e2015-50233-y>
227. Sadegh, M., E. Ragno, and A. AghaKouchak, 2017: Multivariate Copula Analysis Toolbox (MvCAT): Describing dependence and underlying uncertainty using a Bayesian framework. *Water Resources Research*, **53** (6), 5166–5183. <https://doi.org/10.1002/2016wr020242>

228. Bevacqua, E., C. De Michele, C. Manning, A. Couasnon, A.F.S. Ribeiro, A.M. Ramos, E. Vignotto, A. Bastos, S. Blesić, F. Durante, J. Hillier, S.C. Oliveira, J.G. Pinto, E. Ragno, P. Rivoire, K. Saunders, K. van der Wiel, W. Wu, T. Zhang, and J. Zscheischler, 2021: Guidelines for studying diverse types of compound weather and climate events. *Earth's Future*, **9** (11), e2021EF002340. <https://doi.org/10.1029/2021ef002340>
229. Raymond, C., R.M. Horton, J. Zscheischler, O. Martius, A. AghaKouchak, J. Balch, S.G. Bowen, S.J. Camargo, J. Hess, K. Kornhuber, M. Oppenheimer, A.C. Ruane, T. Wahl, and K. White, 2020: Understanding and managing connected extreme events. *Nature Climate Change*, **10** (7), 611–621. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0790-4>
230. AghaKouchak, A., F. Chiang, L.S. Huning, C.A. Love, I. Mallakpour, O. Mazdiyasn, H. Moftakhari, S.M. Papalexioiu, E. Ragno, and M. Sadegh, 2020: Climate extremes and compound hazards in a warming world. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **48** (1), 519–548. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071719-055228>
231. Arrhenius, S., 1896: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philosophical Magazine and Journal of Science*, **41**, 237–276. https://www.rsc.org/images/arrhenius1896_tcm18-173546.pdf
232. Foote, E., 1856: Circumstances affecting the heat of the sun's rays. *The American Journal of Science and Arts*, **22** (66), 383–384. <https://www.davidmorrow.net/eunice-foote>
233. Tyndall, J., 1861: The Bakerian Lecture: On the absorption and radiation of heat by gases and vapours, and on the physical connexion of radiation, absorption, and conduction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **151**, 1–36. <https://doi.org/10.1098/rstl.1861.0001>
234. Ramaswamy, V., W. Collins, J. Haywood, J. Lean, N. Mahowald, G. Myhre, V. Naik, K.P. Shine, B. Soden, G. Stenchikov, and T. Storelvmo, 2019: Radiative forcing of climate: The historical evolution of the radiative forcing concept, the forcing agents and their quantification, and applications. *Meteorological Monographs*, **59** (1). <https://doi.org/10.1175/amsmonographs-d-19-0001.1>
235. Eyring, V., N.P. Gillett, K.M.A. Rao, R. Barimalala, M.B. Parrillo, N. Bellouin, C. Cassou, P.J. Durack, Y. Kosaka, S. McGregor, S. Min, O. Morgenstern, and Y. Sun, 2021: Ch. 3. Human influence on the climate system. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 423–552. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.005>
236. Saunio, M., A.R. Stavert, B. Poulter, P. Bousquet, J.G. Canadell, R.B. Jackson, P.A. Raymond, E.J. Dlugokencky, S. Houweling, P.K. Patra, P. Ciais, V.K. Arora, D. Bastviken, P. Bergamaschi, D.R. Blake, G. Brailsford, L. Bruhwiler, K.M. Carlson, M. Carrol, S. Castaldi, N. Chandra, C. Crevoisier, P.M. Crill, K. Covey, C.L. Curry, G. Etiope, C. Frankenberg, N. Gedney, M.I. Hegglin, L. Höglund-Isaksson, G. Hugelius, M. Ishizawa, A. Ito, G. Janssens-Maenhout, K.M. Jensen, F. Joos, T. Kleinen, P.B. Krummel, R.L. Langenfelds, G.G. Laruelle, L. Liu, T. Machida, S. Maksyutov, K.C. McDonald, J. McNorton, P.A. Miller, J.R. Melton, I. Morino, J. Müller, F. Murguía-Flores, V. Naik, Y. Niwa, S. Noce, S. O'Doherty, R.J. Parker, C. Peng, S. Peng, G.P. Peters, C. Prigent, R. Prinn, M. Ramonet, P. Regnier, W.J. Riley, J.A. Rosentretter, A. Segers, I.J. Simpson, H. Shi, S.J. Smith, L.P. Steele, B.F. Thornton, H. Tian, Y. Tohjima, F.N. Tubiello, A. Tsuruta, N. Viovy, A. Voulgarakis, T.S. Weber, M. van Weele, G.R. van der Werf, R.F. Weiss, D. Worthy, D. Wunch, Y. Yin, Y. Yoshida, W. Zhang, Z. Zhang, Y. Zhao, B. Zheng, Q. Zhu, Q. Zhu, and Q. Zhuang, 2020: The global methane budget 2000–2017. *Earth System Science Data*, **12** (3), 1561–1623. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1561-2020>
237. Tans, P., 2009: An accounting of the observed increase in oceanic and atmospheric CO₂ and an outlook for the future. *Oceanography*, **22** (4), 26–35. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.94>
238. Basu, S., X. Lan, E. Dlugokencky, S. Michel, S. Schwietzke, J.B. Miller, L. Bruhwiler, Y. Oh, P.P. Tans, F. Apadula, L.V. Gatti, A. Jordan, J. Necki, M. Sasakawa, S. Morimoto, T. Di Iorio, H. Lee, J. Arduini, and G. Manca, 2022: Estimating emissions of methane consistent with atmospheric measurements of methane and $\delta^{13}\text{C}$ of methane. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **22** (23), 15351–15377. <https://doi.org/10.5194/acp-22-15351-2022>
239. Schwietzke, S., O.A. Sherwood, L.M.P. Bruhwiler, J.B. Miller, G. Etiope, E.J. Dlugokencky, S.E. Michel, V.A. Arling, B.H. Vaughn, J.W.C. White, and P.P. Tans, 2016: Upward revision of global fossil fuel methane emissions based on isotope database. *Nature*, **538** (7623), 88–91. <https://doi.org/10.1038/nature19797>
240. Ceppi, P. and P. Nowack, 2021: Observational evidence that cloud feedback amplifies global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **118** (30), e2026290118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2026290118>

241. Dessler, A.E., 2013: Observations of climate feedbacks over 2000–10 and comparisons to climate models. *Journal of Climate*, **26** (1), 333–342. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-11-00640.1>
242. Klein, S.A., A. Hall, J.R. Norris, and R. Pincus, 2017: Low-cloud feedbacks from cloud-controlling factors: A review. *Surveys in Geophysics*, **38** (6), 1307–1329. <https://doi.org/10.1007/s10712-017-9433-3>
243. McCoy, D.T., P. Field, A. Bodas-Salcedo, G.S. Elsaesser, and M.D. Zelinka, 2020: A regime-oriented approach to observationally constraining extratropical shortwave cloud feedbacks. *Journal of Climate*, **33** (23), 9967–9983. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0987.1>
244. Vaillant de Guélis, T., H. Chepfer, R. Guzman, M. Bonazzola, D.M. Winker, and V. Noel, 2018: Space lidar observations constrain longwave cloud feedback. *Scientific Reports*, **8** (1), 16570. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-34943-1>
245. Williams, I.N. and R.T. Pierrehumbert, 2017: Observational evidence against strongly stabilizing tropical cloud feedbacks. *Geophysical Research Letters*, **44** (3), 1503–1510. <https://doi.org/10.1002/2016gl072202>
246. Klein, S.A. and A. Hall, 2015: Emergent constraints for cloud feedbacks. *Current Climate Change Reports*, **1** (4), 276–287. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0027-1>
247. Thackeray, C.W., A. Hall, M.D. Zelinka, and C.G. Fletcher, 2021: Assessing prior emergent constraints on surface albedo feedback in CMIP6. *Journal of Climate*, **34** (10), 3889–3905. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0703.1>
248. Lenssen, N.J.L., G.A. Schmidt, J.E. Hansen, M.J. Menne, A. Persin, R. Ruedy, and D. Zyss, 2019: Improvements in the GISTEMP uncertainty model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **124** (12), 6307–6326. <https://doi.org/10.1029/2018jd029522>
249. Morice, C.P., J.J. Kennedy, N.A. Rayner, J.P. Winn, E. Hogan, R.E. Killick, R.J.H. Dunn, T.J. Osborn, P.D. Jones, and I.R. Simpson, 2021: An updated assessment of near-surface temperature change from 1850: The HadCRUT5 data set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **126** (3), e2019JD032361. <https://doi.org/10.1029/2019jd032361>
250. Andrews, T., J.M. Gregory, and M.J. Webb, 2015: The dependence of radiative forcing and feedback on evolving patterns of surface temperature change in climate models. *Journal of Climate*, **28** (4), 1630–1648. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-14-00545.1>
251. Kageyama, M., S. Albani, P. Braconnot, S.P. Harrison, P.O. Hopcroft, R.F. Ivanovic, F. Lambert, O. Marti, W.R. Peltier, J.Y. Peterschmitt, D.M. Roche, L. Tarasov, X. Zhang, E.C. Brady, A.M. Haywood, A.N. LeGrande, D.J. Lunt, N.M. Mahowald, U. Mikolajewicz, K.H. Nisancioglu, B.L. Otto-Bliesner, H. Renssen, R.A. Tomas, Q. Zhang, A. Abe-Ouchi, P.J. Bartlein, J. Cao, Q. Li, G. Lohmann, R. Ohgaito, X. Shi, E. Volodin, K. Yoshida, X. Zhang, and W. Zheng, 2017: The PMIP4 contribution to CMIP6—Part 4: Scientific objectives and experimental design of the PMIP4-CMIP6 Last Glacial Maximum experiments and PMIP4 sensitivity experiments. *Geoscientific Model Development*, **10** (11), 4035–4055. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4035-2017>
252. Haywood, A.M., H.J. Dowsett, and A.M. Dolan, 2016: Integrating geological archives and climate models for the mid-Pliocene warm period. *Nature Communications*, **7** (1), 10646. <https://doi.org/10.1038/ncomms10646>
253. Lunt, D.J., M. Huber, E. Anagnostou, M.L.J. Baatsen, R. Caballero, R. DeConto, H.A. Dijkstra, Y. Donnadieu, D. Evans, R. Feng, G.L. Foster, E. Gasson, A.S. von der Heydt, C.J. Hollis, G.N. Inglis, S.M. Jones, J. Kiehl, S. Kirtland Turner, R.L. Korty, R. Kozdon, S. Krishnan, J.B. Ladant, P. Langebroek, C.H. Lear, A.N. LeGrande, K. Littler, P. Markwick, B. Otto-Bliesner, P. Pearson, C.J. Poulsen, U. Salzmann, C. Shields, K. Snell, M. Stärz, J. Super, C. Tabor, J.E. Tierney, G.J.L. Tourte, A. Tripathi, G.R. Upchurch, B.S. Wade, S.L. Wing, A.M.E. Winguth, N.M. Wright, J.C. Zachos, and R.E. Zeebe, 2017: The DeepMIP contribution to PMIP4: Experimental design for model simulations of the EECO, PETM, and pre-PETM (version 1.0). *Geoscientific Model Development*, **10** (2), 889–901. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-889-2017>
254. Köhler, P., R. Bintanja, H. Fischer, F. Joos, R. Knutti, G. Lohmann, and V. Masson-Delmotte, 2010: What caused Earth's temperature variations during the last 800,000 years? Data-based evidence on radiative forcing and constraints on climate sensitivity. *Quaternary Science Reviews*, **29** (1), 129–145. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.026>
255. von der Heydt, A.S. and P. Ashwin, 2017: State dependence of climate sensitivity: Attractor constraints and palaeoclimate regimes. *Dynamics and Statistics of the Climate System*, **1** (1). <https://doi.org/10.1093/climsys/dzx001>
256. Sherwood, S.C., S. Bony, O. Boucher, C. Bretherton, P.M. Forster, J.M. Gregory, and B. Stevens, 2015: Adjustments in the forcing-feedback framework for understanding climate change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **96** (2), 217–228. <https://doi.org/10.1175/bams-d-13-00167.1>

257. Harris, D.C., 2010: Charles David Keeling and the story of atmospheric CO₂ measurements. *Analytical Chemistry*, **82** (19), 7865–7870. <https://doi.org/10.1021/ac1001492>
258. Kansakar, P. and F. Hossain, 2016: A review of applications of satellite earth observation data for global societal benefit and stewardship of planet earth. *Space Policy*, **36**, 46–54. <https://doi.org/10.1016/j.spacepol.2016.05.005>
259. Novick, K.A., J.A. Biederman, A.R. Desai, M.E. Litvak, D.J.P. Moore, R.L. Scott, and M.S. Torn, 2018: The AmeriFlux network: A coalition of the willing. *Agricultural and Forest Meteorology*, **249**, 444–456. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.10.009>
260. Chabbi, A. and H.W. Loescher, Eds., 2016: *Terrestrial Ecosystem Research Infrastructures: Challenges and Opportunities*. 1st ed., CRC Press, 558 pp. <https://doi.org/10.1201/9781315368252>
261. USGS, 2019: Surface Runoff and the Water Cycle. U.S. Geological Survey. <https://www.usgs.gov/special-topics/water-science-school/science/surface-runoff-and-water-cycle#overview>
262. Wild, M., 2017: Towards global estimates of the surface energy budget. *Current Climate Change Reports*, **3** (1), 87–97. <https://doi.org/10.1007/s40641-017-0058-x>
263. Montzka, S.A., 2022: NOAA's Annual Greenhouse Gas Index. National Oceanic and Atmospheric Administration, Global Monitoring Laboratory, accessed June 10, 2022. <https://gml.noaa.gov/aggi/>
264. Lumpkin, R., T. Özgökmen, and L. Centurioni, 2017: Advances in the application of surface drifters. *Annual Review of Marine Science*, **9** (1), 59–81. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010816-060641>
265. Williams, N.L., L.W. Juranek, R.A. Feely, K.S. Johnson, J.L. Sarmiento, L.D. Talley, A.G. Dickson, A.R. Gray, R. Wanninkhof, J.L. Russell, S.C. Riser, and Y. Takeshita, 2017: Calculating surface ocean pCO₂ from biogeochemical Argo floats equipped with pH: An uncertainty analysis. *Global Biogeochemical Cycles*, **31** (3), 591–604. <https://doi.org/10.1002/2016gb005541>
266. Loeb, N.G., G.C. Johnson, T.J. Thorsen, J.M. Lyman, F.G. Rose, and S. Kato, 2021: Satellite and ocean data reveal marked increase in Earth's heating rate. *Geophysical Research Letters*, **48** (13), e2021GL093047. <https://doi.org/10.1029/2021gl093047>
267. Susskind, J., G.A. Schmidt, J.N. Lee, and L. Iredell, 2019: Recent global warming as confirmed by AIRS. *Environmental Research Letters*, **14** (4), 044030. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aafd4e>
268. Li, Z., J. Guo, B. Ji, X. Wan, and S. Zhang, 2022: A review of marine gravity field recovery from satellite altimetry. *Remote Sensing*, **14** (19). <https://doi.org/10.3390/rs14194790>
269. Fisher, J.B., B. Lee, A.J. Purdy, G.H. Halverson, M.B. Dohlen, K. Cawse-Nicholson, A. Wang, R.G. Anderson, B. Aragon, M.A. Arain, D.D. Baldocchi, J.M. Baker, H. Barral, C.J. Bernacchi, C. Bernhofer, S.C. Biraud, G. Bohrer, N. Brunzell, B. Cappelaere, S. Castro-Contreras, J. Chun, B.J. Conrad, E. Cremonese, J. Demarty, A.R. Desai, A. De Ligne, L. Foltýnová, M.L. Goulden, T.J. Griffis, T. Grünwald, M.S. Johnson, M. Kang, D. Kelbe, N. Kowalska, J.-H. Lim, I. Mainassara, M.F. McCabe, J.E.C. Missik, B.P. Mohanty, C.E. Moore, L. Morillas, R. Morrison, J.W. Munger, G. Posse, A.D. Richardson, E.S. Russell, Y. Ryu, A. Sanchez-Azofeifa, M. Schmidt, E. Schwartz, I. Sharp, L. Šigut, Y. Tang, G. Hulley, M. Anderson, C. Hain, A. French, E. Wood, and S. Hook, 2020: ECOSTRESS: NASA's next generation mission to measure evapotranspiration from the International Space Station. *Water Resources Research*, **56** (4), e2019WR026058. <https://doi.org/10.1029/2019wr026058>
270. Dubayah, R., J.B. Blair, S. Goetz, L. Fatoyinbo, M. Hansen, S. Healey, M. Hofton, G. Hurtt, J. Kellner, S. Luthcke, J. Armston, H. Tang, L. Duncanson, S. Hancock, P. Jantz, S. Marselis, P.L. Patterson, W. Qi, and C. Silva, 2020: The Global Ecosystem Dynamics Investigation: High-resolution laser ranging of the Earth's forests and topography. *Science of Remote Sensing*, **1**, 100002. <https://doi.org/10.1016/j.srs.2020.100002>
271. Green, R.O., N. Mahowald, C. Ung, D.R. Thompson, L. Bator, M. Bennet, M. Bernas, N. Blackway, C. Bradley, J. Cha, P. Clark, R. Clark, D. Cloud, E. Diaz, E.B. Dor, R. Duren, M. Eastwood, B.L. Ehlmann, L. Fuentes, P. Ginoux, J. Gross, Y. He, O. Kalashnikova, W. Kert, D. Keymeulen, M. Klimesh, D. Ku, H. Kwong-Fu, E. Liggett, L. Li, S. Lundeen, M.D. Makowski, A. Mazer, R. Miller, P. Mouroulis, B. Oaida, G.S. Okin, A. Ortega, A. Oyake, H. Nguyen, T. Pace, T.H. Painter, J. Pompejian, C.P. Garcia-Pando, T. Pham, B. Phillips, R. Pollock, R. Purcell, V. Realmuto, J. Schoolcraft, A. Sen, S. Shin, L. Shaw, M. Soriano, G. Swayze, E. Thingvold, A. Vaid, and J. Zan, 2020: The Earth surface mineral dust source investigation: An earth science imaging spectroscopy mission. In: *2020 IEEE Aerospace Conference*. 7–14 March 2020, 1–15. <https://doi.org/10.1109/aero47225.2020.9172731>

272. Zavodsky, B., J. Dunion, W. Blackwell, S. Braun, C. Velden, M. Brennan, and R. Adler, 2017: First Time-Resolved Observations of Precipitation structure and storm Intensity with a Constellation of SmallSats (TROPICS) mission applications workshop summary report. 8–10 May 2017. National Aeronautics and Space Administration, Earth Science Division Applied Science Program. <https://ntrs.nasa.gov/api/citations/20170010652/downloads/20170010652.pdf>
273. Goldberg, M. and L. Zhou, 2017: The joint polar satellite system—Overview, instruments, proving ground and risk reduction activities. In: 2017 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). 23–28 July 2017, 2776–2778. <https://doi.org/10.1109/igarss.2017.8127573>
274. Morrow, R., L.-L. Fu, F. Ardhuin, M. Benkiran, B. Chapron, E. Cosme, F. d'Ovidio, J.T. Farrar, S.T. Gille, G. Lapeyre, P.-Y. Le Traon, A. Pascual, A. Ponte, B. Qiu, N. Rasche, C. Ubelmann, J. Wang, and E.D. Zaron, 2019: Global observations of fine-scale ocean surface topography with the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission. *Frontiers in Marine Science*, **6**, 232. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00232>
275. Painter, T.H., D.F. Berisford, J.W. Boardman, K.J. Bormann, J.S. Deems, F. Gehrke, A. Hedrick, M. Joyce, R. Laidlaw, D. Marks, C. Mattmann, B. McGurk, P. Ramirez, M. Richardson, S.M. Skiles, F.C. Seidel, and A. Winstral, 2016: The Airborne Snow Observatory: Fusion of scanning lidar, imaging spectrometer, and physically-based modeling for mapping snow water equivalent and snow albedo. *Remote Sensing of Environment*, **184**, 139–152. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.06.018>
276. Eberts, S.M., C.R. Wagner, and M.D. Woodside, 2019: Water priorities for the Nation—The U.S. Geological Survey Next Generation Water Observing System. USGS Fact Sheet 2019–3046. U.S. Geological Survey, 2 pp. <https://doi.org/10.3133/fs20193046>
277. Moss, R.H., J.A. Edmonds, K.A. Hibbard, M.R. Manning, S.K. Rose, D.P. van Vuuren, T.R. Carter, S. Emori, M. Kainuma, T. Kram, G.A. Meehl, J.F.B. Mitchell, N. Nakicenovic, K. Riahi, S.J. Smith, R.J. Stouffer, A.M. Thomson, J.P. Weyant, and T.J. Wilbanks, 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, **463**, 747–756. <https://doi.org/10.1038/nature08823>
278. IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 1535 pp. <https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>
279. Ebi, K.L., S. Hallegatte, T. Kram, N.W. Arnell, T.R. Carter, J. Edmonds, E. Kriegler, R. Mathur, B.C. O'Neill, K. Riahi, H. Winkler, D.P. Van Vuuren, and T. Zwickel, 2014: A new scenario framework for climate change research: Background, process, and future directions. *Climatic Change*, **122** (3), 363–372. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0912-3>
280. Tebaldi, C., K. Debeire, V. Eyring, E. Fischer, J. Fyfe, P. Friedlingstein, R. Knutti, J. Lowe, B. O'Neill, B. Sanderson, D. van Vuuren, K. Riahi, M. Meinshausen, Z. Nicholls, K.B. Tokarska, G. Hurtt, E. Kriegler, J.F. Lamarque, G. Meehl, R. Moss, S.E. Bauer, O. Boucher, V. Brovkin, Y.H. Byun, M. Dix, S. Gualdi, H. Guo, J.G. John, S. Kharin, Y. Kim, T. Koschiro, L. Ma, D. Olivié, S. Panickal, F. Qiao, X. Rong, N. Rosenbloom, M. Schupfner, R. Séférian, A. Sellar, T. Semmler, X. Shi, Z. Song, C. Steger, R. Stouffer, N. Swart, K. Tachiiri, Q. Tang, H. Tatebe, A. Voldoire, E. Volodin, K. Wyser, X. Xin, S. Yang, Y. Yu, and T. Ziehn, 2021: Climate model projections from the Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) of CMIP6. *Earth System Dynamics*, **12** (1), 253–293. <https://doi.org/10.5194/esd-12-253-2021>
281. Deser, C., R. Knutti, S. Solomon, and A.S. Phillips, 2012: Communication of the role of natural variability in future North American climate. *Nature Climate Change*, **2** (11), 775–779. <https://doi.org/10.1038/nclimate1562>
282. Deser, C., A. Phillips, V. Bourdette, and H. Teng, 2012: Uncertainty in climate change projections: The role of internal variability. *Climate Dynamics*, **38** (3–4), 527–546. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0977-x>
283. Rodgers, K.B., J. Lin, and T.L. Frölicher, 2015: Emergence of multiple ocean ecosystem drivers in a large ensemble suite with an Earth system model. *Biogeosciences*, **12** (11), 3301–3320. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3301-2015>
284. Maher, N., S. Milinski, L. Suarez-Gutierrez, M. Botzet, M. Dobrynin, L. Kornbluh, J. Kröger, Y. Takano, R. Ghosh, C. Hedemann, C. Li, H. Li, E. Manzini, D. Notz, D. Putrasahan, L. Boysen, M. Claussen, T. Ilyina, D. Olonscheck, T. Raddatz, B. Stevens, and J. Marotzke, 2019: The Max Planck Institute Grand ensemble: Enabling the exploration of climate system variability. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **11** (7), 2050–2069. <https://doi.org/10.1029/2019ms001639>

285. Pendergrass, A.G., D.B. Coleman, C. Deser, F. Lehner, N. Rosenbloom, and I.R. Simpson, 2019: Nonlinear response of extreme precipitation to warming in CESM1. *Geophysical Research Letters*, **46** (17-18), 10551–10560. <https://doi.org/10.1029/2019gl084826>
286. Cai, W., A. Santoso, M. Collins, B. Dewitte, C. Karamperidou, J.-S. Kug, M. Lengaigne, M.J. McPhaden, M.F. Stuecker, A.S. Taschetto, A. Timmermann, L. Wu, S.-W. Yeh, G. Wang, B. Ng, F. Jia, Y. Yang, J. Ying, X.-T. Zheng, T. Bayr, J.R. Brown, A. Capotondi, K.M. Cobb, B. Gan, T. Geng, Y.-G. Ham, F.-F. Jin, H.-S. Jo, X. Li, X. Lin, S. McGregor, J.-H. Park, K. Stein, K. Yang, L. Zhang, and W. Zhong, 2021: Changing El Niño–Southern Oscillation in a warming climate. *Nature Reviews Earth & Environment*, **2** (9), 628–644. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00199-z>
287. Haszpra, T., M. Herein, and T. Bódai, 2020: Investigating ENSO and its teleconnections under climate change in an ensemble view—A new perspective. *Earth System Dynamics*, **11** (1), 267–280. <https://doi.org/10.5194/esd-11-267-2020>
288. Maher, N., D. Matei, S. Milinski, and J. Marotzke, 2018: ENSO change in climate projections: Forced response or internal variability? *Geophysical Research Letters*, **45** (20), 11390–11398. <https://doi.org/10.1029/2018gl079764>
289. O'Brien, J.P. and C. Deser, 2022: Quantifying and understanding forced changes to unforced modes of atmospheric circulation variability over the North Pacific in a coupled model large ensemble. *Journal of Climate*, **36** (1), 19–37. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-22-0101.1>
290. Milinski, S., N. Maher, and D. Olonscheck, 2020: How large does a large ensemble need to be? *Earth System Dynamics*, **11** (4), 885–901. <https://doi.org/10.5194/esd-11-885-2020>
291. Mankin, J.S., F. Lehner, S. Coats, and K.A. McKinnon, 2020: The value of initial condition large ensembles to robust adaptation decision-making. *Earth's Future*, **8** (10), e2012EF001610. <https://doi.org/10.1029/2020ef001610>
292. McKinnon, K.A. and C. Deser, 2021: The inherent uncertainty of precipitation variability, trends, and extremes due to internal variability, with implications for western U.S. water resources. *Journal of Climate*, **34** (24), 9605–9622. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-21-0251.1>
293. Garcia-Menendez, F., E. Monier, and N.E. Selin, 2017: The role of natural variability in projections of climate change impacts on U.S. ozone pollution. *Geophysical Research Letters*, **44** (6), 2911–2921. <https://doi.org/10.1002/2016gl071565>
294. Saari, R.K., Y. Mei, E. Monier, and F. Garcia-Menendez, 2019: Effect of health-related uncertainty and natural variability on health impacts and cobenefits of climate policy. *Environmental Science & Technology*, **53** (3), 1098–1108. <https://doi.org/10.1021/acs.est.8b05094>
295. Frölicher, T.L., K.B. Rodgers, C.A. Stock, and W.W.L. Cheung, 2016: Sources of uncertainties in 21st century projections of potential ocean ecosystem stressors. *Global Biogeochemical Cycles*, **30** (8), 1224–1243. <https://doi.org/10.1002/2015gb005338>
296. Williamson, M.S., C.W. Thackeray, P.M. Cox, A. Hall, C. Huntingford, and F.J.M.M. Nijse, 2021: Emergent constraints on climate sensitivities. *Reviews of Modern Physics*, **93** (2), 025004. <https://doi.org/10.1103/revmodphys.93.025004>
297. Herring, S.C., N. Christidis, A. Hoell, M.P. Hoerling, and P.A. Stott, 2020: Explaining extreme events of 2018 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **101** (1), S1–S140. <https://doi.org/10.1175/bams-explainingextremeevents2018.1>
298. Herring, S.C., N. Christidis, A. Hoell, M.P. Hoerling, and P.A. Stott, 2021: Explaining extreme events of 2019 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **102** (1), S1–S115. <https://doi.org/10.1175/bams-explainingextremeevents2019.1>
299. Herring, S.C., A. Hoell, M.P. Hoerling, J.P. Kossin, C.J. Schreck III, and P.A. Stott, 2016: Explaining extreme events of 2015 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **97** (12), S1–S145. <https://doi.org/10.1175/bams-explainingextremeevents2015.1>
300. Herring, S.C., M.P. Hoerling, J.P. Kossin, T.C. Peterson, and P.A. Stott, 2015: Introduction to explaining extreme events of 2014 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **96** (12), S1–S4. <https://doi.org/10.1175/bams-d-15-00157.1>
301. Herring, S.C., M.P. Hoerling, T.C. Peterson, and P.A. Stott, 2014: Explaining extreme events of 2013 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95** (9), S1–S104. <https://doi.org/10.1175/1520-0477-95.9.s1.1>

302. Peterson, T.C., M.P. Hoerling, P.A. Stott, and S.C. Herring, 2013: Explaining extreme events of 2012 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **94** (9), S1–S74. <https://doi.org/10.1175/bams-d-13-00085.1>
303. Peterson, T.C., P.A. Stott, and S. Herring, 2012: Explaining extreme events of 2011 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93** (7), 1041–1067. <https://doi.org/10.1175/bams-d-12-00021.1>
304. Reed, K.A., M.F. Wehner, A.M. Stansfield, and C.M. Zarzycki, 2021: Anthropogenic influence on Hurricane Dorian's extreme rainfall. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **102** (1), S9–S15. <https://doi.org/10.1175/bams-d-20-0160.1>
305. Menne, M.J., I. Durre, R.S. Vose, B.E. Gleason, and T.G. Houston, 2012: An overview of the Global Historical Climatology Network-Daily database. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **29** (7), 897–910. <https://doi.org/10.1175/jtech-d-11-00103.1>
306. Pearl, J., 2009: Causal inference in statistics: An overview. *Statistics Surveys*, **3**, 96–146. <https://doi.org/10.1214/09-ss057>
307. Easterling, D.R., K.E. Kunkel, M.F. Wehner, and L. Sun, 2016: Detection and attribution of climate extremes in the observed record. *Weather and Climate Extremes*, **11**, 17–27. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2016.01.001>
308. Stott, P.A., N. Christidis, F.E.L. Otto, Y. Sun, J.-P. Vanderlinden, G.J. van Oldenborgh, R. Vautard, H. von Storch, P. Walton, P. Yiou, and F.W. Zwiers, 2016: Attribution of extreme weather and climate-related events. *WIREs Climate Change*, **7** (1), 23–41. <https://doi.org/10.1002/wcc.380>
309. Granger, C.W.J., 1969: Investigating causal relations by econometric models and cross-spectral methods. *Econometrica*, **37** (3), 424–438. <https://doi.org/10.2307/1912791>
310. Richey, A.S., B.F. Thomas, M.-H. Lo, J.T. Reager, J.S. Famiglietti, K. Voss, S. Swenson, and M. Rodell, 2015: Quantifying renewable groundwater stress with GRACE. *Water Resources Research*, **51** (7), 5217–5238. <https://doi.org/10.1002/2015wr017349>
311. Cheng, L., K.E. Trenberth, J. Fasullo, T. Boyer, J. Abraham, and J. Zhu, 2017: Improved estimates of ocean heat content from 1960 to 2015. *Science Advances*, **3** (3), e1601545. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1601545>
312. Guo, Y., E.K.M. Chang, and S.S. Leroy, 2009: How strong are the Southern Hemisphere storm tracks? *Geophysical Research Letters*, **36** (22). <https://doi.org/10.1029/2009gl040733>
313. Hock, R., G. Rasul, C. Adler, B. Cáceres, S. Gruber, Y. Hirabayashi, M. Jackson, A. Kääh, S. Kang, S. Kutuzov, A. Milner, U. Molau, S. Morin, B. Orlove, and H. Steltzer, 2019: Ch. 2. High mountain areas. In: *The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. Pörtner, H.O., D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, and N.M. Weyer, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 131–202. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.004>
314. Thornton, J.M., R. Therrien, G. Mariéthoz, N. Linde, and P. Brunner, 2022: Simulating fully-integrated hydrological dynamics in complex alpine headwaters: Potential and challenges. *Water Resources Research*, **58** (4), e2020WR029390. <https://doi.org/10.1029/2020wr029390>
315. Scaife, A.A. and D. Smith, 2018: A signal-to-noise paradox in climate science. *npj Climate and Atmospheric Science*, **1** (1), 28. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0038-4>
316. Hallam, S., G.D. McCarthy, X. Feng, S.A. Josey, E. Harris, A. Düsterhus, S. Ogungbenro, and J.J.M. Hirschi, 2023: The relationship between sea surface temperature anomalies, wind and translation speed and North Atlantic tropical cyclone rainfall over ocean and land. *Environmental Research Communications*, **5** (2), 025007. <https://doi.org/10.1088/2515-7620/acb31c>
317. Deser, C., 2020: Certain uncertainty: The role of internal climate variability in projections of regional climate change and risk management. *Earth's Future*, **8** (12), e2020EF001854. <https://doi.org/10.1029/2020ef001854>
318. Lee, J.-Y., J. Marotzke, G. Bala, L. Cao, S. Corti, J.P. Dunne, F. Engelbrecht, E. Fischer, J.C. Fyfe, C. Jones, A. Maycock, J. Mutemi, O. Ndiaye, S. Panickal, and T. Zhou, 2021: Ch. 4. Future global climate: Scenario-based projections and nearterm information. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 553–672. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.006>

319. Shaw, T.A. and A. Voigt, 2015: Tug of war on summertime circulation between radiative forcing and sea surface warming. *Nature Geoscience*, **8** (7), 560–566. <https://doi.org/10.1038/ngeo2449>
320. Chang, E.K.M., Y. Guo, and X. Xia, 2012: CMIP5 multimodel ensemble projection of storm track change under global warming. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117** (D23). <https://doi.org/10.1029/2012jd018578>
321. Colle, B.A., J.F. Booth, and E.K.M. Chang, 2015: A review of historical and future changes of extratropical cyclones and associated impacts along the US East Coast. *Current Climate Change Reports*, **1** (3), 125–143. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0013-7>
322. Li, W., L. Li, M. Ting, and Y. Liu, 2012: Intensification of Northern Hemisphere subtropical highs in a warming climate. *Nature Geoscience*, **5** (11), 830–834. <https://doi.org/10.1038/ngeo1590>
323. Knutson, T.R. and J. Ploshay, 2021: Sea level pressure trends: Model-based assessment of detection, attribution, and consistency with CMIP5 historical simulations. *Journal of Climate*, **34** (1), 327–346. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0997.1>
324. Allan, R.P., M. Barlow, M.P. Byrne, A. Cherchi, H. Douville, H.J. Fowler, T.Y. Gan, A.G. Pendergrass, D. Rosenfeld, A.L.S. Swann, L.J. Wilcox, and O. Zolina, 2020: Advances in understanding large-scale responses of the water cycle to climate change. *Annals of the New York Academy of Sciences*, **1472** (1), 49–75. <https://doi.org/10.1111/nyas.14337>
325. Romps, D.M., 2014: An analytical model for tropical relative humidity. *Journal of Climate*, **27** (19), 7432–7449. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-14-00255.1>
326. Byrne, M.P. and P.A. O’Gorman, 2015: The response of precipitation minus evapotranspiration to climate warming: Why the “wet-get-wetter, dry-get-drier” scaling does not hold over land. *Journal of Climate*, **28** (20), 8078–8092. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-15-0369.1>
327. Friedlingstein, P., M. O’Sullivan, M.W. Jones, R.M. Andrew, J. Hauck, A. Olsen, G.P. Peters, W. Peters, J. Pongratz, S. Sitch, C. Le Quéré, J.G. Canadell, P. Ciais, R.B. Jackson, S. Alin, L.E.O.C. Aragão, A. Arneeth, V. Arora, N.R. Bates, M. Becker, A. Benoit-Cattin, H.C. Bittig, L. Bopp, S. Bultan, N. Chandra, F. Chevallier, L.P. Chini, W. Evans, L. Florentie, P.M. Forster, T. Gasser, M. Gehlen, D. Gilfillan, T. Gkritzalis, L. Gregor, N. Gruber, I. Harris, K. Hartung, V. Haverd, R.A. Houghton, T. Ilyina, A.K. Jain, E. Joetzjer, K. Kadono, E. Kato, V. Kitidis, J.I. Korsbakken, P. Landschützer, N. Lefèvre, A. Lenton, S. Lienert, Z. Liu, D. Lombardozzi, G. Marland, N. Metzl, D.R. Munro, J.E.M.S. Nabel, S.I. Nakaoka, Y. Niwa, K. O’Brien, T. Ono, P.I. Palmer, D. Pierrot, B. Poulter, L. Resplandy, E. Robertson, C. Rödenbeck, J. Schwinger, R. Séférian, I. Skjelvan, A.J.P. Smith, A.J. Sutton, T. Tanhua, P.P. Tans, H. Tian, B. Tilbrook, G. van der Werf, N. Vuichard, A.P. Walker, R. Wanninkhof, A.J. Watson, D. Willis, A.J. Wiltshire, W. Yuan, X. Yue, and S. Zaehle, 2020: Global carbon budget 2020. *Earth System Science Data*, **12** (4), 3269–3340. <https://doi.org/10.5194/essd-12-3269-2020>
328. Rödenbeck, C., D.C.E. Bakker, N. Gruber, Y. Iida, A.R. Jacobson, S. Jones, P. Landschützer, N. Metzl, S. Nakaoka, A. Olsen, G.H. Park, P. Peylin, K.B. Rodgers, T.P. Sasse, U. Schuster, J.D. Shutler, V. Valsala, R. Wanninkhof, and J. Zeng, 2015: Data-based estimates of the ocean carbon sink variability—First results of the Surface Ocean pCO₂ Mapping intercomparison (SOCOM). *Biogeosciences*, **12** (23), 7251–7278. <https://doi.org/10.5194/bg-12-7251-2015>
329. Takahashi, T., S.C. Sutherland, R. Wanninkhof, C. Sweeney, R.A. Feely, D.W. Chipman, B. Hales, G. Friederich, F. Chavez, C. Sabine, A. Watson, D.C.E. Bakker, U. Schuster, N. Metzl, H. Yoshikawa-Inoue, M. Ishii, T. Midorikawa, Y. Nojiri, A. Körtzinger, T. Steinhoff, M. Hoppema, J. Olafsson, T.S. Arnarson, B. Tilbrook, T. Johannessen, A. Olsen, R. Bellerby, C.S. Wong, B. Delille, N.R. Bates, and H.J.W. de Baar, 2009: Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea–air CO₂ flux over the global oceans. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **56** (8), 554–577. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009>
330. Baldocchi, D.D., T.A. Black, P.S. Curtis, E. Falge, J.D. Fuentes, A. Granier, L. Gu, A. Knohl, K. Pilegaard, H.P. Schmid, R. Valentini, K. Wilson, S. Wofsy, L. Xu, and S. Yamamoto, 2005: Predicting the onset of net carbon uptake by deciduous forests with soil temperature and climate data: A synthesis of FLUXNET data. *International Journal of Biometeorology*, **49** (6), 377–387. <https://doi.org/10.1007/s00484-005-0256-4>
331. Wouters, B. and R.S.W. van de Wal, 2018: Global sea-level budget 1993–present. *Earth System Science Data*, **10** (3), 1551–1590. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1551-2018>
332. Frederikse, T., K. Simon, C.A. Katsman, and R. Riva, 2017: The sea-level budget along the Northwest Atlantic coast: GIA, mass changes, and large-scale ocean dynamics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **122** (7), 5486–5501. <https://doi.org/10.1002/2017jc012699>

333. Harvey, T.C., B.D. Hamlington, T. Frederikse, R.S. Nerem, C.G. Piecuch, W.C. Hammond, G. Blewitt, P.R. Thompson, D.P.S. Bekaert, F.W. Landerer, J.T. Reager, R.E. Kopp, H. Chandanpurkar, I. Fenty, D. Trossman, J.S. Walker, and C. Boening, 2021: Ocean mass, steric dynamic effects, and vertical land motion largely explain US coast relative sea level rise. *Communications Earth & Environment*, **2** (1), 233. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00300-w>
334. Rietbroek, R., S.-E. Brunnabend, J. Kusche, J. Schröter, and C. Dahle, 2016: Revisiting the contemporary sea-level budget on global and regional scales. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **113** (6), 1504–1509. <https://doi.org/10.1073/pnas.1519132113>
335. IPCC, 1990: *Climate Change: The IPCC 1990 and 1992 Assessment*. Houghton, J.T., G.J. Jenkins, and J.J. Ephraums, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 178 pp. <https://www.ipcc.ch/report/climate-change-the-ipcc-1990-and-1992-assessments/>
336. National Research Council, 1979: *Carbon Dioxide and Climate: A Scientific Assessment*. The National Academies Press, Washington, DC, 34 pp. <https://doi.org/10.17226/12181>
337. Cohen, J., X. Zhang, J. Francis, T. Jung, R. Kwok, J. Overland, T.J. Ballinger, U.S. Bhatt, H.W. Chen, D. Coumou, S. Feldstein, H. Gu, D. Handorf, G. Henderson, M. Ionita, M. Kretschmer, F. Laliberte, S. Lee, H.W. Linderholm, W. Maslowski, Y. Peings, K. Pfeiffer, I. Rigor, T. Semmler, J. Stroeve, P.C. Taylor, S. Vavrus, T. Vihma, S. Wang, M. Wendisch, Y. Wu, and J. Yoon, 2020: Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nature Climate Change*, **10** (1), 20–29. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0662-y>
338. Doblus-Reyes, F.J., A.A. Sörensson, M. Almazroui, A. Dosio, W.J. Gutowski, R. Haarsma, R. Hamdi, B. Hewitson, W.-T. Kwon, B.L. Lamptey, D. Maraun, T.S. Stephenson, I. Takayabu, L. Terray, A. Turner, and Z. Zuo, 2021: Ch. 10. Linking global to regional climate change. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 1363–1512. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.012>
339. Neelin, J.D., C. Martinez-Villalobos, S.N. Stechmann, F. Ahmed, G. Chen, J.M. Norris, Y.-H. Kuo, and G. Lenderink, 2022: Precipitation extremes and water vapor. *Current Climate Change Reports*, **8** (1), 17–33. <https://doi.org/10.1007/s40641-021-00177-z>
340. Swann, A.L.S., F.M. Hoffman, C.D. Koven, and J.T. Randerson, 2016: Plant responses to increasing CO₂ reduce estimates of climate impacts on drought severity. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **113** (36), 10019–10024. <https://doi.org/10.1073/pnas.1604581113>
341. Ukkola, A.M., I.C. Prentice, T.F. Keenan, A.I.J.M. van Dijk, N.R. Viney, Ranga B. Myneni, and J. Bi, 2016: Reduced streamflow in water-stressed climates consistent with CO₂ effects on vegetation. *Nature Climate Change*, **6** (1), 75–78. <https://doi.org/10.1038/nclimate2831>
342. Wang, R., L. Li, P. Gentine, Y. Zhang, J. Chen, X. Chen, L. Chen, L. Ning, L. Yuan, and G. Lü, 2022: Recent increase in the observation-derived land evapotranspiration due to global warming. *Environmental Research Letters*, **17** (2), 024020. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac4291>
343. Mankin, J.S., J.E. Smerdon, B.I. Cook, A.P. Williams, and R. Seager, 2017: The curious case of projected twenty-first-century drying but Greening in the American West. *Journal of Climate*, **30** (21), 8689–8710. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0213.1>
344. Jung, M., C. Schwalm, M. Migliavacca, S. Walther, G. Camps-Valls, S. Koirala, P. Anthoni, S. Besnard, P. Bodesheim, N. Carvalhais, F. Chevallier, F. Gans, D.S. Goll, V. Haverd, P. Köhler, K. Ichii, A.K. Jain, J. Liu, D. Lombardozzi, J.E.M.S. Nabel, J.A. Nelson, M. O'Sullivan, M. Pallandt, D. Papale, W. Peters, J. Pongratz, C. Rödenbeck, S. Sitch, G. Tramontana, A. Walker, U. Weber, and M. Reichstein, 2020: Scaling carbon fluxes from eddy covariance sites to globe: Synthesis and evaluation of the FLUXCOM approach. *Biogeosciences*, **17** (5), 1343–1365. <https://doi.org/10.5194/bg-17-1343-2020>
345. Natali, S.M., J.P. Holdren, B.M. Rogers, R. Treharne, P.B. Duffy, R. Pomerance, and E. MacDonald, 2021: Permafrost carbon feedbacks threaten global climate goals. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **118** (21), e2100163118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2100163118>
346. Shirzaei, M., J. Freymueller, T.E. Törnqvist, D.L. Galloway, T. Dura, and P.S.J. Minderhoud, 2021: Measuring, modelling and projecting coastal land subsidence. *Nature Reviews Earth & Environment*, **2** (1), 40–58. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-00115-x>

347. Seneviratne, S.I., T. Corti, E.L. Davin, M. Hirschi, E.B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, and A.J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture—Climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, **99** (3–4), 125–161. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>
348. Miralles, D.G., P. Gentile, S.I. Seneviratne, and A.J. Teuling, 2019: Land–atmospheric feedbacks during droughts and heatwaves: State of the science and current challenges. *Annals of the New York Academy of Sciences*, **1436** (1), 19–35. <https://doi.org/10.1111/nyas.13912>
349. Zhou, D., J. Xiao, S. Frohking, L. Zhang, and G. Zhou, 2022: Urbanization contributes little to global warming but substantially intensifies local and regional land surface warming. *Earth's Future*, **10** (5), e2021EF002401. <https://doi.org/10.1029/2021ef002401>
350. Merz, B., G. Blöschl, S. Vorogushyn, F. Dottori, J.C.J.H. Aerts, P. Bates, M. Bertola, M. Kemter, H. Kreibich, U. Lall, and E. Macdonald, 2021: Causes, impacts and patterns of disastrous river floods. *Nature Reviews Earth & Environment*, **2** (9), 592–609. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00195-3>
351. Schröter, K., M. Kunz, F. Elmer, B. Mühr, and B. Merz, 2015: What made the June 2013 flood in Germany an exceptional event? A hydro-meteorological evaluation. *Hydrology and Earth System Sciences*, **19** (1), 309–327. <https://doi.org/10.5194/hess-19-309-2015>
352. Fisher, R.A. and C.D. Koven, 2020: Perspectives on the future of land surface models and the challenges of representing complex terrestrial systems. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **12** (4), e2018MS001453. <https://doi.org/10.1029/2018ms001453>
353. Coumou, D., G. Di Capua, S. Vavrus, L. Wang, and S. Wang, 2018: The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nature Communications*, **9** (1), 2959. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05256-8>
354. Osman, M.B., S. Coats, S.B. Das, J.R. McConnell, and N. Chellman, 2021: North Atlantic jet stream projections in the context of the past 1,250 years. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **118** (38), e2104105118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2104105118>
355. Overland, J.E., 2021: Causes of the record-breaking Pacific Northwest heatwave, late June 2021. *Atmosphere*, **12** (11), 1434. <https://doi.org/10.3390/atmos12111434>
356. Perkins-Kirkpatrick, S.E. and S.C. Lewis, 2020: Increasing trends in regional heatwaves. *Nature Communications*, **11** (1), 3357. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16970-7>
357. Kunkel, K.E., T.R. Karl, H. Brooks, J. Kossin, J. Lawrimore, D. Arndt, L. Bosart, D. Changnon, S.L. Cutter, N. Doesken, K. Emanuel, P.Y. Groisman, R.W. Katz, T. Knutson, J. O'Brien, C.J. Paciorek, T.C. Peterson, K. Redmond, D. Robinson, J. Trapp, R. Vose, S. Weaver, M. Wehner, K. Wolter, and D. Wuebbles, 2013: Monitoring and understanding trends in extreme storms: State of knowledge. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **94** (4), 499–514. <https://doi.org/10.1175/bams-d-11-00262.1>
358. Vousdoukas, M.I., L. Mentaschi, E. Voukouvalas, M. Verlaan, S. Jevrejeva, L.P. Jackson, and L. Feyen, 2018: Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. *Nature Communications*, **9** (1), 2360. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04692-w>
359. Gudmundsson, L. and S. Seneviratne, 2016: Anthropogenic climate change affects meteorological drought risk in Europe. *Environmental Research Letters*, **11**, 044005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/4/044005>
360. Kelley, C.P., S. Mohtadi, M.A. Cane, R. Seager, and Y. Kushnir, 2015: Climate change in the Fertile Crescent and implications of the recent Syrian drought. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **112** (11), 3241–3246. <https://doi.org/10.1073/pnas.1421533112>
361. Otto, F., P. Wolski, F. Lehner, C. Tebaldi, G.J. Van Oldenborgh, S. Hogesteeger, R. Singh, P. Holden, N. Fuckar, R. Odoulami, and M. New, 2018: Anthropogenic influence on the drivers of the Western Cape drought 2015–2017. *Environmental Research Letters*, **13**, 124010. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aae9f9>
362. Seager, R., T.J. Osborn, Y. Kushnir, I.R. Simpson, J. Nakamura, and H. Liu, 2019: Climate variability and change of Mediterranean-type climates. *Journal of Climate*, **32** (10), 2887–2915. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0472.1>
363. Abram, N.J., B.J. Henley, A. Sen Gupta, T.J.R. Lippmann, H. Clarke, A.J. Dowdy, J.J. Sharples, R.H. Nolan, T. Zhang, M.J. Wooster, J.B. Wurtzel, K.J. Meissner, A.J. Pitman, A.M. Ukkola, B.P. Murphy, N.J. Tapper, and M.M. Boer, 2021: Connections of climate change and variability to large and extreme forest fires in southeast Australia. *Communications Earth & Environment*, **2** (1), 8. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00065-8>

364. Andela, N., D.C. Morton, L. Giglio, Y. Chen, G.R. van der Werf, P.S. Kasibhatla, R.S. DeFries, G.J. Collatz, S. Hantson, S. Kloster, D. Bachelet, M. Forrest, G. Lasslop, F. Li, S. Mangeon, J.R. Melton, C. Yue, and J.T. Randerson, 2017: A human-driven decline in global burned area. *Science*, **356** (6345), 1356–1362. <https://doi.org/10.1126/science.aal4108>