

La Tierra más allá de seis de los nueve límites planetarios

Katherine Richardson, Will Steffen, Johan Rockström, et al

Síntesis

La actualización del marco de los límites planetarios revela que se han transgredido seis de los nueve límites, lo que sugiere que la Tierra se encuentra ahora fuera del espacio operativo seguro para la humanidad. La acidificación de los océanos está a punto de traspasarse, mientras que la carga de aerosoles supera regionalmente el límite. Los niveles de ozono estratosférico se han recuperado ligeramente. El nivel de transgresión ha aumentado para todos los límites anteriormente identificados como sobrepasados. Dado que la producción primaria impulsa las funciones de la biosfera del sistema Tierra, se propone la apropiación humana de la producción primaria neta como variable de control de la integridad funcional de la biosfera. Este límite también se ha transgredido. La modelización del sistema Tierra de diferentes niveles de transgresión de los límites del cambio climático y del sistema Tierra ilustra que estos impactos antropogénicos sobre el sistema Tierra tienen que considerarse en un contexto sistémico.



Photo by [Eléonore Bommart](#) on [Unsplash](#)

Introducción

El marco de los límites planetarios (1, 2) se basa en la ciencia del sistema Tierra (3). Identifica nueve procesos críticos para mantener la estabilidad y resistencia del sistema Tierra en su conjunto. En la actualidad, todos ellos se ven

gravemente perturbados por las actividades humanas. El marco pretende delinear y cuantificar los niveles de perturbación antropogénica que, de respetarse, permitirían a la Tierra permanecer en un estado interglaciar «similar al Holoceno». En ese estado, las funciones medioambientales globales y los sistemas que sustentan la vida permanecen similares a los experimentados en los últimos ~10.000 años, en lugar de cambiar a un estado sin análogos en la historia de la humanidad. Este periodo del Holoceno, que comenzó con el final de la última glaciación y durante el cual evolucionaron la agricultura y las civilizaciones modernas, se caracterizó por unas condiciones planetarias relativamente estables y cálidas. Las actividades humanas han sacado ahora a la Tierra de la ventana de variabilidad ambiental del Holoceno, dando lugar a la época propuesta del Antropoceno (4, 5).

El ser humano sigue forzando el medio ambiente a escala planetaria y los distintos componentes del sistema terrestre se encuentran, cada vez en mayor medida, en desequilibrio en relación con las condiciones cambiantes. En consecuencia, la Tierra post-Holoceno sigue evolucionando y las condiciones ambientales globales definitivas siguen siendo inciertas. La investigación paleoclimática, sin embargo, documenta que la Tierra ha experimentado anteriormente condiciones en gran medida libres de hielo durante periodos cálidos (6, 7) con estados correspondientemente diferentes de la biosfera. Evidentemente, a la humanidad le interesa evitar perturbar el sistema terrestre hasta el punto de correr el riesgo de cambiar las condiciones medioambientales globales de forma tan acusada. La capa de hielo es sólo un indicador de cambios sustanciales en otras muchas dimensiones del sistema terrestre. El marco de los límites planetarios delimita los sistemas y procesos biofísicos y bioquímicos que regulan el estado del planeta dentro de los rangos históricamente conocidos y científicamente probables para mantener la estabilidad del sistema terrestre y los sistemas de soporte de la vida conducentes al bienestar humano y al desarrollo de la sociedad experimentados durante el Holoceno.

En la actualidad, las perturbaciones antropogénicas del medio ambiente mundial se abordan principalmente como si fueran cuestiones independientes, por ejemplo, el cambio climático, la pérdida de biodiversidad o la contaminación. Sin embargo, este enfoque ignora las interacciones no lineales de estas perturbaciones y los efectos agregados resultantes sobre el estado general del sistema terrestre. Los límites planetarios introducen la comprensión científica de los impactos medioambientales globales antropogénicos en un marco que exige considerar el estado del sistema Tierra como un todo.

Durante más de 3 millones de años, las interacciones entre la geosfera (flujo de energía y materiales no vivos en la Tierra y la atmósfera) y la biosfera (todos los organismos vivos/ecosistemas) han controlado las condiciones ambientales globales. El estado del sistema terrestre ha cambiado en respuesta a forzamientos generados por perturbaciones externas (por ejemplo, la entrada de energía solar y los impactos de bólidos) o procesos internos de la geosfera (por ejemplo, la tectónica de placas y el vulcanismo) o la biosfera (por ejemplo, la evolución de la fotosíntesis y el surgimiento de las plantas vasculares). Estos forzamientos se procesaron a través de interacciones y retroalimentaciones entre procesos y sistemas dentro del sistema Tierra, configurando su respuesta global, a menudo compleja. En la actualidad, las actividades humanas con efectos a escala planetaria actúan como forzamientos adicionales sobre el sistema terrestre. Así, la antropósfera se ha convertido en un componente funcional adicional del sistema terrestre (3, 8), capaz de alterar su estado. El marco de los límites planetarios formula límites al impacto de la antropósfera en el sistema terrestre identificando un espacio operativo seguro para la humanidad con base científica que puede salvaguardar tanto el estado interglaciar de la Tierra como su resiliencia.

El estado Holoceno de la Tierra es el parámetro de referencia en este contexto, ya que muchos de los componentes que conforman el marco del límite planetario fueron bastante estables durante este periodo. También es el único estado del Sistema Tierra que las civilizaciones han conocido históricamente. El clima es una manifestación del forzamiento

externo, por ejemplo, la actividad solar, los ciclos orbitales y las interacciones entre los componentes del sistema Tierra, y la temperatura media global de la superficie sólo varió $\pm 0,5$ °C (9) desde el Neolítico [~9000 antes del presente (a.C.)] hasta la Revolución Industrial. Los biomas de la Tierra también se han mantenido estables en gran medida durante los últimos 10.000 años, y la producción primaria neta (PPN) terrestre mundial preindustrial no ha variado en $>55,9 \pm 1,1$ mil millones de toneladas (Gt) de C año⁻¹ (2σ) (véanse los Materiales complementarios). Los datos corregidos de sesgo (10) confirman que los niveles de precipitaciones globales preindustriales también fueron estables, sobre todo a partir de mediados del Holoceno. Estos datos apoyan firmemente el uso del Holoceno (véanse los Materiales complementarios) como estado de referencia de los límites planetarios para un planeta estable y resiliente.

Por tanto, todos los límites individuales del marco adoptan las condiciones del Holoceno preindustrial como referencia para evaluar la magnitud de las desviaciones antropogénicas. Los datos disponibles y el estado de los conocimientos derivados del análisis y la modelización de los componentes del marco dictan los métodos de derivación y cuantificación de los límites individuales y sus barreras de precaución. A pesar de las limitaciones de los datos, se han hecho esfuerzos por identificar variables de control adecuadas para todos los límites, junto con pruebas de hasta qué punto la perturbación conduce a la generación de impactos o a la alteración de interacciones/retroalimentaciones que potencialmente pueden causar cambios irreversibles en los sistemas que sustentan la vida en la Tierra. La atención se centra siempre en el sistema Tierra y no en la escala regional, incluso cuando las pruebas utilizadas para establecer los límites proceden de estudios regionales. En estos casos, las pruebas regionales se combinan para evaluar los impactos en el sistema Tierra de las transgresiones acumulativas en múltiples sistemas regionales.

El marco de los límites planetarios ha atraído una considerable atención científica y social, inspirando estrategias y políticas de gobernanza a todos los niveles. El marco evoluciona mediante actualizaciones realizadas a la luz de los últimos conocimientos científicos. Aquí reunimos los avances de distintos campos de la ciencia para actualizar el marco y el estado de sus límites. Por primera vez, se proponen límites para todos los componentes individuales del marco. Las actualizaciones de los límites de la integridad funcional de la biosfera y de la carga de aerosoles se basan en los análisis presentados aquí. Los análisis recientes constituyen la base de las actualizaciones de los límites del cambio del agua dulce y de las nuevas entidades. Por último, se ilustra la importancia de considerar los impactos humanos sobre los componentes del medio ambiente global en un contexto sistémico mediante un ejercicio de modelización que explora cómo varios escenarios de transgresión de los límites del sistema terrestre (que representa la biosfera) y del cambio climático se combinan para afectar a las características del sistema Tierra.

Componentes del marco

Comprender cómo interactúan entre sí los procesos de la biosfera, la antroposfera y la geosfera es un requisito previo para elaborar proyecciones fiables de las posibles trayectorias futuras del sistema Tierra. Sin embargo, sólo se dispone parcialmente de una comprensión de las interacciones entre estos ámbitos basada en procesos. El marco de los límites planetarios exige una modelización del sistema Tierra más profundamente integrada, reuniendo las pruebas actualmente disponibles sobre los procesos pertinentes y sus interacciones procedentes de distintas disciplinas y fuentes.

Los nueve límites representan componentes del Sistema Tierra afectados de forma crítica por actividades antropogénicas y relevantes para el estado general de la Tierra. Para cada uno de los límites, se eligen variables de control que capten la influencia antropogénica más importante a nivel planetario del límite en cuestión. Por ejemplo, el cambio del sistema terrestre es el resultado de múltiples actividades humanas que, en última instancia, se traducen en una alteración de los biomas. Sin embargo, desde una perspectiva planetaria, durante el Holoceno los bosques fueron el bioma terrestre con el mayor acoplamiento funcional al sistema climático (11, 12). Por lo tanto, se adopta la reducción global de la

superficie forestal como variable de control que representa todos los cambios del sistema terrestre. Del mismo modo, la variable de control introducida aquí para el componente funcional del límite de integridad de la biosfera, la apropiación humana de la NPP (HANPP), se centra en la capacidad de la biosfera en su conjunto para proporcionar retroalimentaciones funcionales en el sistema Tierra. Idealmente, las variables de control deberían prestarse a una determinación empírica y ser computables para su uso en proyecciones del sistema Tierra (por ejemplo, simulación basada en procesos de cambios futuros en la cubierta forestal) siempre que sea posible.

Las posiciones límite no delimitan ni predicen cambios de umbral singulares en el estado del Sistema Tierra. Se sitúan en un nivel en el que las pruebas disponibles sugieren que una mayor perturbación del proceso individual podría conducir potencialmente a un cambio planetario sistémico al alterar y remodelar fundamentalmente la dinámica y los patrones espaciotemporales de las interacciones geosfera-biosfera y sus retroalimentaciones (13, 14).

Zona de riesgo creciente (de que el sistema Tierra pierda las características del Holoceno) se utiliza ahora para evaluar el estado de los límites transgredidos en lugar de «zona de incertidumbre» (2), ya que la demarcación de esta zona se basa en algo más que lo que suele denominarse incertidumbre científica. Un gran número de investigaciones recientes [por ejemplo, (15-17)] aportan pruebas sólidas que respaldan la conclusión (2) de que los límites del cambio climático y la integridad de la biosfera se encuentran en una zona de riesgos sistémicamente vinculados y en rápido aumento. Esto refuerza la justificación de utilizar el principio de precaución para fijar los límites planetarios en el extremo inferior de la zona de riesgo creciente. Por ejemplo, para el límite planetario del cambio climático, mantenemos el límite de 350 partes por millón (ppm) de CO₂, con la zona de riesgo creciente entre 350 y 450 ppm antes de alcanzar el riesgo alto. Esto corresponde aproximadamente a un rango de aumento de la temperatura media global en superficie de 1° a 2°C (asumiendo escenarios dominantes sobre el forzamiento no-CO₂). La precaución sitúa el límite planetario en el inicio del riesgo creciente (350 ppm ≈ 1°C), es decir, ligeramente por debajo del objetivo de 1,5°C fijado en el Acuerdo de París. El objetivo de 1,5 °C es uno de los que la ciencia demuestra cada vez más que está asociado a un riesgo sustancial de desencadenar un gran cambio irreversible y que no puede excluirse el cruce de puntos de inflexión incluso con aumentos de temperatura más bajos (18). No obstante, en reconocimiento de la resiliencia amortiguadora del sistema Tierra, la mayoría de los límites se fijan en valores superiores a su rango observado durante el Holoceno hasta la Revolución Industrial (para CO₂ ≈ 280 ppm) (véanse los Materiales complementarios). La estabilidad y el rango característico de variabilidad de los estados interglaciales del sistema Tierra en el paleoclima del Pleistoceno (19) y en la modelización del sistema Tierra (20) sugieren que el sistema Tierra probablemente permanecería en un estado estable, similar al del Holoceno, si se respetaran todos los límites a pesar de que éstos se encontraran, al menos temporalmente, fuera de los márgenes de variabilidad del Holoceno.

La distinción entre zonas de riesgo «creciente» y «elevado» no puede definirse con nitidez. Cada vez hay más pruebas de que el nivel actual de transgresión de los límites ya ha llevado al Sistema Tierra más allá de una zona «segura». Sin embargo, aún carecemos de una teoría global e integrada, respaldada por observaciones y estudios de modelización, que pueda identificar cuándo puede producirse una transición de un nivel de riesgo creciente a otro con riesgos muy altos y peligrosos de perder un estado del sistema Tierra similar al del Holoceno. Por lo tanto, aquí se adopta el enfoque de las «brasas ardientes» introducido por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) para representar las transiciones graduales de riesgos moderados (amarillo) a altos (rojo) y muy altos (morado).

A lo largo de la historia de la Tierra, las interacciones geosfera-biosfera fueron un conductor interno del estado del Sistema Tierra. El límite planetario del cambio climático se utiliza aquí como sustituto de la geosfera. Por lo tanto, el

cambio climático y la integridad de la biosfera se identifican como «límites centrales» (2) en el marco. La introducción de nuevas entidades es un nuevo conductor antropogénico del cambio del Sistema Tierra que, si se transgrede lo suficiente, podría, por sí solo, alterar el estado del Sistema Tierra. Sin embargo, este límite planetario actúa en gran medida a través de la perturbación de los límites centrales, especialmente la integridad de la biosfera. A diferencia de la definición aplicada anteriormente (2), en la que se incluían los «elementos naturales movilizados por actividades antropogénicas», la definición de entidades novedosas se restringe ahora para incluir únicamente entidades que, en ausencia de la antropósfera, no están presentes en el sistema Tierra.

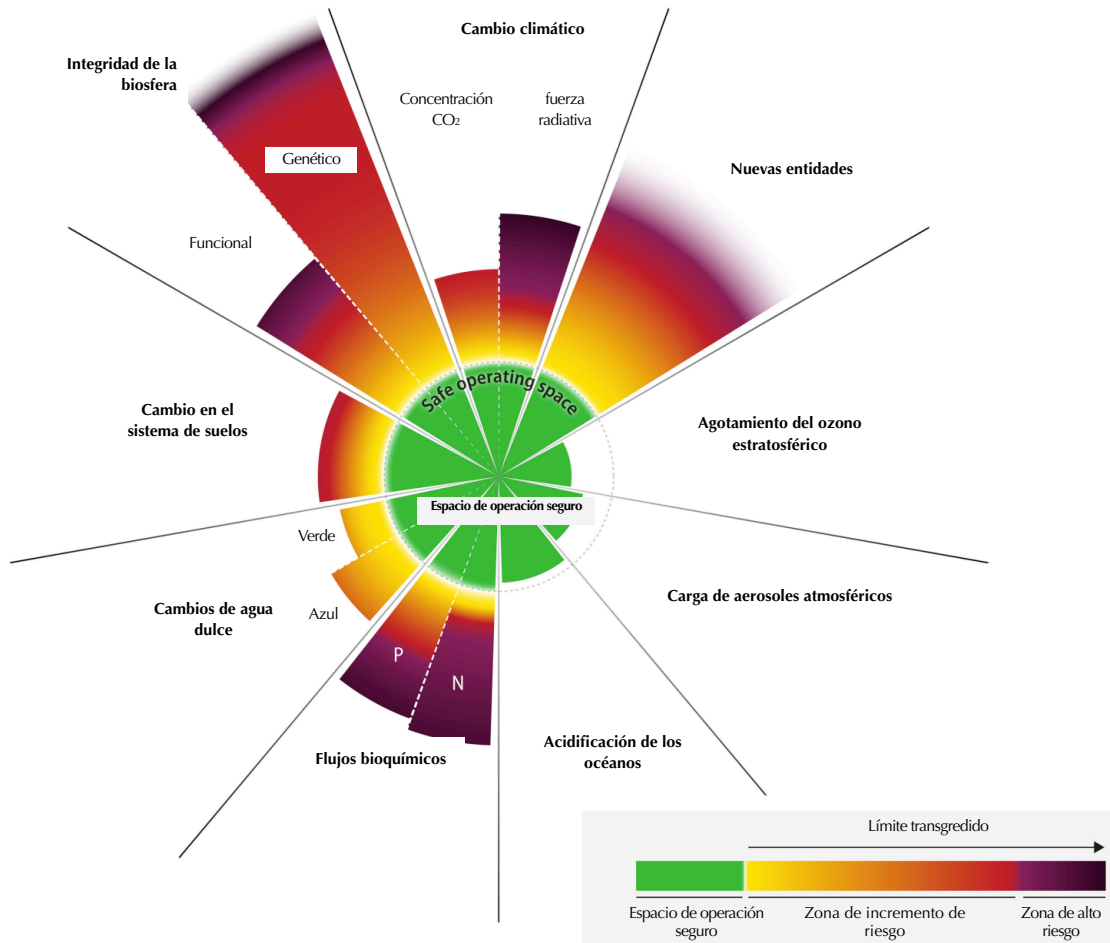


Fig. 1. Estado actual de las variables de control de los nueve límites planetarios. Se han transgredido seis de los nueve límites. Además, la acidificación de los océanos se acerca a su límite planetario. La zona verde es el espacio operativo seguro (por debajo del límite). De amarillo a rojo representa la zona de riesgo creciente. El púrpura indica la zona de alto riesgo en la que se transgreden las condiciones interglaciales del Sistema Tierra con una confianza alta. Los valores de las variables de control se normalizan de modo que el origen represente las condiciones medias del Holoceno y el límite planetario (extremo inferior de la zona de riesgo creciente, círculo punteado) se sitúe en el mismo radio para todos los límites (excepto para las cuñas que representan el agua verde y azul, véase el texto principal). Las longitudes de las cuñas están escaladas logarítmicamente. Los bordes superiores de las cuñas para las entidades nuevas y el componente de diversidad genética de los límites de integridad de la biosfera son difusos, bien porque el extremo superior de la zona de riesgo creciente aún no se ha definido cuantitativamente (entidades nuevas), bien porque el valor actual sólo se conoce con gran incertidumbre (pérdida de diversidad genética). Sin embargo, ambos se encuentran muy fuera del espacio operativo seguro. La transgresión de estos límites refleja una perturbación humana sin precedentes del sistema Tierra, pero está asociada a grandes incertidumbres científicas.

Cuantificar las interacciones entre fronteras sigue siendo un reto importante. Sin embargo, se han realizado algunos progresos desde la última actualización del marco (2). Estudios recientes (13, 14, 21, 22) han demostrado que la transgresión adicional o más extensa de un límite planetario puede cambiar los gradientes de riesgo de otros límites. Por ejemplo, cada vez hay más pruebas que sugieren que transgredir el límite planetario del cambio climático o el de la integridad de la biosfera puede conducir potencialmente a un aumento más pronunciado del riesgo en el otro (21). A falta de un modelo global del sistema Tierra que capte plenamente las interacciones entre todas las esferas que lo componen, a continuación se analiza cómo se combinan varios escenarios de transgresión de los límites del sistema terrestre (que representa la biosfera) y del cambio climático para controlar el almacenamiento de carbono mediado biológicamente a nivel planetario.

Resultados

Integridad de la biosfera

Las innumerables interacciones con la geosfera hacen de la biosfera un componente constitucional del Sistema Tierra y un factor fundamental en la regulación de su estado. El funcionamiento planetario de la biosfera se basa en última instancia en su diversidad genética, heredada de la selección natural no sólo durante su dinámica historia de coevolución con la geosfera, sino también en su papel funcional en la regulación del estado del sistema Tierra. La diversidad genética y la función planetaria, medidas cada una de ellas a través de indicadores adecuados, son por tanto las dos dimensiones que constituyen la base de un límite planetario para la integridad de la biosfera. Tal y como se aplica aquí, «integridad» no implica ausencia de cambios en la biosfera, sino más bien cambios que preserven el carácter dinámico y adaptativo general de la biosfera.

Rockström et al. (1) definieron el límite planetario para el cambio en la diversidad genética como la máxima tasa de extinción compatible con la preservación de la base genética de la complejidad ecológica de la biosfera. Mantenemos el nivel límite de <10 E/MSY (extinciones por millón de especies-año). La variable de control de la tasa de extinción es difícil de aplicar en contextos operativos, pero están apareciendo datos y métodos para evaluar directamente el componente de diversidad genética de la integridad de la biosfera [(23) y los Materiales complementarios]. Aunque la tasa de referencia de las extinciones (y de la evolución de nuevas especies) es muy variable y difícil de cuantificar con fiabilidad a lo largo del tiempo geológico, se estima que la tasa actual de extinción de especies es al menos entre decenas y cientos de veces superior a la tasa media de los últimos 10 millones de años y que se está acelerando (24). De forma conservadora, fijamos el valor actual de la tasa de extinción en >100 E/MSY (24-26). De los 8 millones de especies vegetales y animales que se calcula que existen, alrededor de 1 millón están amenazadas de extinción (16), y más del 10% de la diversidad genética de plantas y animales puede haberse perdido en los últimos 150 años (23). Así pues, el componente genético del límite de integridad de la biosfera está notablemente rebasado (Fig. 1 y Tabla 1).

Anteriormente, Steffen et al. (2) propusieron utilizar el Índice de Intactidad de la Biodiversidad (IIB) (27), una medida empírica del impacto humano sobre la abundancia de población, como indicador provisional de la integridad funcional de la biosfera. Sin embargo, se observó que el vínculo del IIB con las funciones del sistema Tierra sigue siendo poco conocido y que el IIB no puede vincularse directamente a los flujos biogeoquímicos y energéticos planetarios relevantes para establecer el estado del sistema Tierra. Además, el IIB depende de la opinión de expertos para estimar los cambios temporales en la abundancia y distribución de las especies, y este conocimiento no está disponible para muchas regiones, incluidos los océanos. Martin et al. (28) también han sugerido recientemente que el IIB sólo refleja parcialmente el impacto humano en el sistema Tierra.

Por lo tanto, ahora sustituimos esta métrica por un sustituto computable del estado de flujo de energía fotosintética y materiales hacia la biosfera (29), es decir, la producción primaria neta (PPN), y definimos el componente funcional del límite de integridad de la biosfera como un límite a la apropiación humana de la PPN de la biosfera (AHPPN) como una fracción de su PPN del Holoceno. La PPN es fundamental tanto para los ecosistemas como para las sociedades humanas, ya que favorece su mantenimiento, reproducción, diferenciación, interconexión y crecimiento. Los biomas dependen del estado de flujo de energía asociado a la PPN para mantener sus funciones ecológicas planetarias como partes integrantes del sistema Tierra. Por tanto, los flujos de energía basados en la PPN hacia las sociedades humanas no deberían comprometer sustancialmente el estado de flujo de energía hacia la biosfera (30). La variable sustitutiva complementa las dimensiones de la integridad de la biosfera basadas en la diversidad, cubiertas por el componente genético, que capta la importancia de la variabilidad de los organismos vivos para el funcionamiento de los ecosistemas. La adecuación de la PPN y la AHPPN para definir un límite planetario ha sido discutida previamente por Running (31) y Haberl et al. (32).

Determinamos que la PPN de la biosfera terrestre en el Holoceno fue de 55,9 Gt de C año⁻¹ (2σ) y extremadamente estable, con una variación no superior a $\pm 1,1$ Gt de C año⁻¹ a pesar de las variaciones regionales en el tiempo (véanse los Materiales suplementarios). Los análisis de nuestros modelos sugieren que la PPN todavía tenía un nivel similar al del Holoceno en 1700 (56,2 Gt de C año⁻¹ para la vegetación natural potencial y 54,7 Gt de C año⁻¹ si se tiene en cuenta el uso del suelo). En 2020, la PPN natural potencial habría aumentado hasta 71,4 Gt de C año⁻¹ debido a la fertilización carbónica, una respuesta de desequilibrio de la fisiología de las plantas terrestres al aumento antropogénico de la concentración de CO₂ en la atmósfera, mientras que la PPN real era de 65,8 Gt de C año⁻¹ debido a los efectos reductores de la PPN del uso global de la tierra (véase el Material suplementario).

La AHPPN designa tanto la cosecha como la eliminación o alteración (principalmente reducción) de la PPN natural potencial (32), principalmente a través de la agricultura, la silvicultura y el pastoreo. La AHPPN terrestre puede estimarse tanto como una fracción de la PPN natural potencial [15,7% en 1950 y 23,5% en 2020; inferido de (33) y los Materiales Suplementarios] como de la PPN media del Holoceno (30% o 16,8 Gt de C año⁻¹ en 2020; véanse los Materiales Suplementarios). Sostenemos que un límite planetario basado en la PPN que limite la AHPPN debería establecerse en relación con la PPN media del Holoceno preindustrial y no con la PPN natural potencial actual. Esto se debe a que el aumento global de la PPN debido a la fertilización antropogénica por carbono constituye una respuesta resiliente del sistema Tierra que amortigua la magnitud del calentamiento antropogénico. De aquí que la contribución de la PPN a un sumidero de carbono asociada a la fertilización con CO₂ deba protegerse y mantenerse en lugar de considerarse disponible para su recolección. Ya se están observando ejemplos de grandes extensiones de tierra bajo uso humano con sumideros de carbono en declive, algunos incluso convirtiéndose en fuentes de carbono, es decir, debido a la sobreexplotación humana de la biomasa, por ejemplo, en algunas regiones amazónicas (34) y en los bosques del norte de Europa.

Dado que la PPN es la base del flujo de energía y materiales que sustenta el funcionamiento de la biosfera (30), sostenemos que el impacto actual de la AHPPN a escala planetaria se refleja en la observación de que los principales indicadores del estado de la biosfera muestran descensos importantes y preocupantes en las últimas décadas (16). Esto sugiere que la AHPPN actual está mucho más allá de un límite planetario de precaución destinado a salvaguardar la integridad funcional de la biosfera y probablemente ya se encuentra en la zona de alto riesgo. Por tanto, fijamos provisionalmente el componente funcional del límite planetario de la integridad de la biosfera en la apropiación humana del 10% de la PPN media del Holoceno preindustrial, pasando a la zona de alto riesgo en el 20%. El límite así definido fue transgredido a finales del siglo XIX, una época de considerable aceleración en el uso de la tierra a escala

mundial (35) con fuertes impactos sobre las especies (27), lo que ya dio lugar a las primeras preocupaciones sobre los efectos de esta transformación de la tierra a gran escala.

Así, mientras que el problema del calentamiento climático se hizo evidente en la década de 1980, los problemas surgidos en la integridad funcional de la biosfera debido al uso humano de la tierra comenzaron un siglo antes. Desde la década de 1960, el crecimiento de la población mundial y el consumo aceleraron aún más el uso de la tierra, llevando al sistema aún más a la zona de riesgo creciente. La AHPPN siempre ha sustentado la necesidad de alimentos, fibras y forraje de la humanidad, y así seguirá siendo en el futuro, así como para las sociedades sostenibles. Sin embargo, la PPN necesaria para sostener las sociedades futuras tiene que generarse cada vez más mediante una producción adicional de PPN por encima de la línea de base del Holoceno, sin incluir la PPN generada para los sumideros de carbono basados en la biología. Alimentar a 10.000 millones de personas, por ejemplo, es teóricamente posible dentro de los límites planetarios, pero requiere una serie de transformaciones de gran alcance para mejorar los impactos de la producción y regular la demanda (36).

Para desarrollar una base más profunda para el límite planetario basado en la AHPPN para la integridad funcional de la biosfera, necesitamos una mejor comprensión de cómo la dinámica ecológica genera las funciones de la biosfera en el sistema Tierra. El análisis de la PPN debería ser explícito desde el punto de vista espacial y complementarse con parámetros computables de desestabilización ecológica debida a presiones climáticas y de uso del suelo, por ejemplo, un parámetro de perturbación biogeoquímica (37).

La AHPPN también puede cuantificarse para los sistemas marinos. Alrededor de dos tercios de la superficie oceánica en la que la AHPPN es $>10\%$ se encuentra por encima de las zonas poco profundas de la plataforma (38), donde los ecosistemas están más intensamente explotados. A escala regional, las capturas de peces superan los umbrales de explotación sostenible (39). Sin embargo, a diferencia de la tierra, donde la mayor parte de la AHPPN se produce en forma de material vegetal, es decir, en el nivel trófico más bajo, la AHPPN en el océano tiende a tener lugar en los niveles tróficos más altos. Esto significa que, aunque la AHPPN reduce la cantidad absoluta de energía disponible para los niveles tróficos superiores en tierra firme, gran parte de la energía fijada a través de la PPN se utiliza en los ecosistemas marinos antes de que se produzca la AHPPN. Cuando se reduce la abundancia de organismos en los niveles tróficos más altos, los cambios en la estructura de los ecosistemas marinos pueden modificar el estado de flujo de energía en estos ecosistemas (40). Así, en el ámbito marino, la AHPPN probablemente cambia los estados de flujo más que la cantidad de energía disponible. Se necesita más información sobre los impactos de la AHPPN en el reino marino para integrar la consideración de los sistemas marinos en el límite planetario de integridad funcional de la biosfera.

Cambio climático

Se mantienen las variables de control del cambio climático y los niveles límite (1, 2). Los conductores más importantes de los impactos antropogénicos en el balance energético de la Tierra son la emisión de gases de efecto invernadero y aerosoles, y los cambios en el albedo de la superficie (17). Las variables de control en este marco son las medias anuales de la concentración atmosférica de CO_2 y el cambio en el forzamiento radiativo. El límite planetario para la concentración atmosférica de CO_2 se fija en 350 ppm y para el forzamiento radiativo en 1 W m^{-2} . Actualmente, el forzamiento radiativo antropogénico efectivo total estimado es de $2,91 \text{ W m}^{-2}$ [estimación para 2022, en relación con 1750 (17)], y la concentración atmosférica de CO_2 es de 417 ppm [valor medio anual de la superficie marina para 2022 (41)], es decir, más fuera del espacio operativo seguro en ambas medidas que en la última actualización (2). El límite de 350 ppm conduciría a un nivel de calentamiento global antropogénico inferior al objetivo de $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ acordado

internacionalmente en el Acuerdo de París sobre el Clima de las Naciones Unidas, pero es coherente con estudios recientes (17, 18, 42) que sugieren la posibilidad de impactos extremos en el sistema Tierra incluso con un calentamiento de 1,5 °C, con riesgos que aumentan ya notablemente por encima de un calentamiento de 1 °C.

Entidades nuevas

La definición de este límite se restringe ahora a las introducciones antropogénicas verdaderamente nuevas en el Sistema Tierra. Entre ellas se incluyen sustancias y productos químicos sintéticos (por ejemplo, microplásticos, disruptores endocrinos y contaminantes orgánicos); materiales radiactivos movilizados antropogénicamente, incluidos los residuos nucleares y las armas nucleares; y la modificación humana de la evolución, los organismos modificados genéticamente y otras intervenciones humanas directas en los procesos evolutivos. Las nuevas entidades sirven como marcadores geológicos del Antropoceno (5). Sin embargo, sus impactos sobre el Sistema Tierra en su conjunto siguen en gran medida sin estudiarse. El marco de los límites planetarios sólo se preocupa por la estabilidad y resiliencia del sistema Tierra, es decir, no por la salud humana o de los ecosistemas. Por lo tanto, sigue siendo un reto científico evaluar cuánta carga de nuevas entidades tolera el sistema Tierra antes de cambiar irreversiblemente a un estado potencialmente menos habitable.

En la actualidad se producen y liberan al medio ambiente cientos de miles de sustancias químicas sintéticas. En el caso de muchas sustancias, no se conocen bien los efectos potencialmente importantes y persistentes de su introducción en los procesos del sistema Tierra, sobre todo en la integridad funcional de la biosfera, y su uso no está bien regulado. La humanidad se ha visto sorprendida en repetidas ocasiones por las consecuencias imprevistas de esta liberación, por ejemplo, con respecto a la liberación de insecticidas como el DDT y el efecto de los clorofluorocarbonos (CFC) en la capa de ozono. Para esta clase de entidades nuevas, por tanto, el único espacio operativo verdaderamente seguro que puede garantizar el mantenimiento de condiciones similares a las del Holoceno es aquel en el que estas entidades están ausentes, a menos que se hayan evaluado a fondo sus impactos potenciales con respecto al sistema Tierra. Esto implicaría que el límite planetario cuantificado debería fijarse en la liberación cero de compuestos químicos sintéticos al medio ambiente abierto, a menos que se haya certificado su inocuidad y se controlen. Ese es el objetivo fijado por el Protocolo de Montreal con respecto a las sustancias que se ha demostrado que son nocivas por contribuir al agotamiento de la capa de ozono.

En su análisis de varias estrategias para establecer un límite planetario para entidades nuevas, Persson et al. (43) identificaron la proporción de sustancias químicas liberadas con una evaluación de seguridad y un seguimiento adecuados como una variable de control candidata. Aquí adoptamos esta métrica. El límite planetario se fija entonces en la liberación al Sistema Tierra de un 0% de sustancias sintéticas no probadas. Cuando los productos sintéticos liberados al medio ambiente se someten a pruebas exhaustivas, se reduce el riesgo de efectos nocivos. Hay que reconocer que este enfoque tiene sus puntos débiles: La disponibilidad de datos es incompleta; los estudios de seguridad suelen centrarse en una toxicidad definida de forma estrecha y no captan los «efectos cóctel» de las mezclas químicas en el medio ambiente ni sus efectos en condiciones específicas. Se desconoce el porcentaje de sustancias sintéticas no probadas que se liberan en todo el mundo. Empero, Persson et al. (43) informan de que, en el caso de las sustancias químicas registradas actualmente con arreglo al Reglamento REACH (Registro, Evaluación, Autorización y Restricción de Sustancias y Preparados Químicos) de la UE (un pequeño subconjunto del universo químico), ~80% de estas sustancias llevaban en uso al menos 10 años sin haber sido sometidas aún a una evaluación de seguridad. Asimismo, pocos estudios de seguridad tienen en cuenta los posibles efectos sobre el sistema Tierra. Con un porcentaje tan enorme de sustancias químicas no probadas que se liberan al medio ambiente, se infringe claramente el límite de entidades nuevas definido de este modo. Persson et al. (43) no identificaron ni cuantificaron un límite planetario singular

para las entidades nuevas, pero, no obstante, también concluyeron que actualmente se ha sobrepasado el espacio operativo seguro.

Agotamiento del ozono estratosférico

El agotamiento del ozono estratosférico es un caso especial relacionado con la liberación antropogénica de entidades nuevas en el que los compuestos halocarbonados gaseosos procedentes de la industria y otras actividades humanas liberados a la atmósfera provocan un agotamiento duradero de la capa de ozono de la Tierra. El límite del espacio operativo seguro se ha fijado en 276 unidades Dobson (DU), es decir, que permite una reducción <5% respecto al nivel preindustrial de 290 DU, evaluado por latitud (1). Tras la ratificación del Protocolo de Montreal en 1987, la tendencia y la extensión global del agotamiento del ozono se han recuperado ligeramente (44, 45). La estimación global actual (2020) es de 284 DU (véase el Material suplementario). Así pues, la perturbación humana del agotamiento del ozono estratosférico ha disminuido y se encuentra ahora dentro del espacio operativo seguro. En la actualidad, el límite de agotamiento del ozono sólo se transgrede sobre la Antártida y las latitudes altas del sur y únicamente en la primavera austral de 3 meses (45).

Cambios en el agua dulce

Para reflejar de forma exhaustiva las modificaciones antropogénicas de las funciones del sistema Tierra del agua dulce, se revisa este límite para considerar los cambios en todo el ciclo del agua sobre la tierra (46-48). En este caso, utilizamos el caudal de los arroyos para representar el agua azul (superficial y subterránea) y la humedad del suelo en la zona radicular para representar el agua verde (agua disponible para las plantas) (46-48). Las variables de control se definen como el porcentaje de la superficie terrestre mundial anual libre de hielo con desviaciones del caudal y la humedad del suelo de la zona radicular respecto a la variabilidad preindustrial (46, 48). El nuevo componente de agua verde tiene en cuenta directamente la regulación hidrológica de los ecosistemas terrestres, el clima y los procesos biogeoquímicos (48), mientras que el componente de agua azul tiene en cuenta la regulación fluvial y la integridad de los ecosistemas acuáticos (46). Además, este límite capta ahora los impactos en el sistema Tierra tanto de los aumentos como de las disminuciones de agua a escala mensual e incluye sus patrones espaciales (véanse los Materiales complementarios).

Las variables de control describen las desviaciones respecto al estado preindustrial (aquí, 1661-1860), determinadas en primer lugar a escala de celda cuadrículada de 30 arc-min y agregadas posteriormente a un valor global anual. Tanto para las variables de control del agua azul como para las del agua verde, los límites se fijan en el percentil 95 de la variabilidad preindustrial, es decir, la variabilidad del porcentaje de superficie terrestre global con desviaciones [~10% para el agua azul y ~11% para el agua verde; (46) y los Materiales complementarios]. Asumimos que las condiciones preindustriales son representativas de las condiciones del Holoceno a más largo plazo y que una desviación notable de este estado pone en riesgo las funciones del sistema Tierra del agua dulce. A la espera de una evaluación exhaustiva de los impactos de los diferentes niveles de transgresión de los límites de las aguas azules y verdes (por ejemplo, reducción de la capacidad de secuestro de carbono, regulación del clima y pérdida de biodiversidad; véanse los Materiales complementarios), los ajustes de los límites son preliminares y altamente preventivos. Actualmente, el ~18% (agua azul) y el ~16% (agua verde) de la superficie terrestre mundial experimenta desviaciones de agua dulce húmeda o seca (46). Así pues, a diferencia de las anteriores evaluaciones de los límites planetarios (1, 2), en las que sólo se tuvo en cuenta la eliminación del agua azul, este nuevo enfoque indica una transgresión sustancial del límite de cambio del agua dulce. Las transgresiones de los límites del agua azul y verde se produjeron hace un siglo, en 1905 y 1929, respectivamente (46). Así pues, con la definición revisada de las variables de control, el agua dulce ya se habría considerado transgredida en el momento de las anteriores evaluaciones de los límites planetarios. La anterior variable de control a escala global

seguiría indicando que el uso de agua dulce permanece en la zona segura, incluso con fuentes de datos más recientes que las utilizadas en (1, 2). Estimaciones recientes del consumo mundial de agua azul ascienden a un total de ~1700 km³ año⁻¹ (49), es decir, muy por debajo del límite anterior fijado en 4000 km³ año⁻¹.

Carga de aerosoles atmosféricos

Los aerosoles tienen múltiples efectos físicos, biogeoquímicos y biológicos en el sistema Tierra, lo que motiva su inclusión como límite planetario (véanse los Materiales complementarios). La carga antropogénica de aerosoles ha aumentado (50). Los cambios desde la era preindustrial en los aerosoles naturales (p. ej., polvo del desierto, hollín de los incendios forestales) son difíciles de evaluar debido a las diferencias de los modelos en el signo de las tendencias (51), pero las pruebas de la observación sugieren una duplicación global de la deposición de polvo desde 1750 (52). En la actualidad, el Sáhara es la mayor fuente de polvo del mundo [p. ej., (53)], pero anteriormente, en el Holoceno, era un paisaje cubierto de vegetación con muchos lagos y humedales (14.500 a 5000 a.C.). Se cree que los cambios en las precipitaciones monzónicas, que implican retroalimentaciones vegetación-polvo-clima, han acabado con el «Sáhara verde», provocando importantes desplazamientos de asentamientos humanos en partes de África y Asia (54).

La cuantificación de la carga de aerosoles en el límite planetario se ve dificultada por sus múltiples fuentes naturales y antropogénicas, las diferencias en su composición química, estacionalidad y vida atmosférica, y la consiguiente gran heterogeneidad espacial y temporal en la distribución y los impactos climáticos y ecológicos de los aerosoles. No obstante, la profundidad óptica de los aerosoles (POA) constituye una variable de control genérica de la carga de aerosoles. La POA es una medida integrada de la reducción global de la luz solar que llega a la superficie terrestre causada por toda la absorción y dispersión en la columna vertical de aire. Basándose en la evidencia de los impactos de una gran POA en la precipitación regional sobre el sur de Asia, Steffen et al. (2) establecieron un límite planetario regional provisional de POA = 0,25 (0,25 a 0,5) sobre la base de que los valores más altos de POA en las regiones monzónicas probablemente conducen a una precipitación significativamente menor, afectando en última instancia a la integridad de la biosfera. La media anual de POA en el sur de Asia se sitúa actualmente entre 0,3 y 0,35 (55, 56). El valor actual para la región de China oriental es de 0,4 (55). Así pues, es probable que la carga de aerosoles en estas regiones haya superado el límite definido regionalmente, pero con una elevada incertidumbre. Faltan datos y evaluaciones de los impactos de los aerosoles sobre el clima y los ecosistemas para determinar si este límite definido regionalmente es aplicable en otros lugares. La media mundial de POA en la actualidad es de 0,14 (57), con niveles mucho más altos en algunas regiones y con gradientes muy fuertes desde tierra hasta mar abierto (56).

Además de los efectos directos de la POA sobre el clima y las precipitaciones regionales, las asimetrías en la POA entre los hemisferios norte y sur pueden afectar a múltiples sistemas monzónicos, como se ha visto en el caso del monzón de África Occidental (58) y el monzón de la India (59, 60). La diferencia interhemisférica en la POA afecta a las precipitaciones monzónicas regionales al desplazar la ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical (61). Las grandes asimetrías en la temperatura de los hemisferios norte y sur surgen de las diferencias en las emisiones naturales y antropogénicas de aerosoles, la cubierta terrestre y otros forzantes climáticos (58, 59, 62, 63). El forzamiento radiativo asimétrico resultante de los efectos de los aerosoles provoca un enfriamiento relativo del hemisferio norte y un desplazamiento hacia el sur de las precipitaciones tropicales (64). La diferencia interhemisférica de POA y su impacto sobre las precipitaciones tropicales y la disponibilidad de agua son sensibles al tamaño de las partículas y a la distribución latitudinal y altitudinal de los aerosoles (65). Los estudios de las interacciones aerosol-clima tras erupciones volcánicas (66) indican que la precipitación monzónica en el hemisferio norte se debilita cuando la POA del hemisferio norte es más alta y la diferencia de POA interhemisférica es mayor, y se potencia cuando se emiten más aerosoles en el hemisferio sur (menor diferencia de POA interhemisférica). Esta interpretación es ampliamente coherente con la

disminución de la precipitación media tropical después de grandes erupciones volcánicas en observaciones y modelos climáticos globales (67). El AR6 del IPCC ha evaluado que las disminuciones observadas en las precipitaciones mundiales de los monzones terrestres entre los años 1950 y 1980 se atribuyen en parte a las emisiones de aerosoles del hemisferio norte causadas por el hombre, por lo que la diferencia interhemisférica es relativamente mayor (17). Además de los aerosoles volcánicos, la dinámica de los monzones y las precipitaciones regionales asociadas también responden a los cambios en los aerosoles antropogénicos (véanse los Materiales Suplementarios).

Por lo tanto, proponemos la diferencia interhemisférica media anual en la POA como una variable de control definida globalmente para la carga de aerosoles. La diferencia interhemisférica actual es de $\sim 0,076 \pm 0,006$ (media \pm DE), basada en 12 estimaciones observacionales, alcanzando $\sim 0,1$ en la primavera y los veranos boreales, debido al aumento estacional de las tormentas de polvo que dominan en el hemisferio norte (55). El valor medio anual preindustrial se estima en $\sim 0,03$, según análisis multimodelo (68), lo que indica un aumento de la diferencia interhemisférica de POA de $\sim 0,04$ en la era industrial. La diferencia interhemisférica actual de POA es coherente con los inventarios de emisiones del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados 6 (CMIP6), que muestran más aerosoles antropogénicos en el hemisferio norte, y las proyecciones futuras sugieren una disminución de la asimetría (69).

Asignamos un valor límite planetario de 0,1 para la diferencia media anual interhemisférica de POA, con una elevada incertidumbre sobre la zona de riesgos crecientes, de 0,1 a 0,25. Al establecer este límite, observamos que los impactos de la carga de aerosoles sobre los sistemas monzónicos tropicales ya se observan hoy en día, y que el impacto no se limita únicamente a las precipitaciones, sino que también afecta al clima regional de forma más amplia. La interacción aerosol-nube podría exacerbar los efectos de la asimetría de la POA. La contribución de las interacciones aerosol-nube a la asimetría hemisférica de la radiación de onda corta reflejada no está clara. Tomemos por ejemplo el rango actual del forzamiento radiativo efectivo de los aerosoles antropogénicos para el día de hoy, que se ha reportado como $-1,6$ a $-0,6$ W m⁻² en la media global para el intervalo de confianza de 16 a 84%, con las interacciones aerosol-nube como una fuente importante de incertidumbre (51). Otros efectos a gran escala de los aerosoles, como las repercusiones en la calidad del aire de los ecosistemas terrestres y marinos, son ya evidentes (17, 70). Los aerosoles biogénicos no se han tenido en cuenta, a pesar de su papel en las retroalimentaciones del sistema Tierra. Se necesita una comprensión sistémica y cuantitativa mucho mejor de los efectos hidroclimáticos, ecológicos y biogeoquímicos del forzamiento asimétrico por aerosoles para afinar el límite de carga de aerosoles.

Acidificación oceánica

La variable de control utilizada es la concentración de iones carbonato en el agua de mar superficial (en concreto, Ω_{arag} , el estado de saturación global medio de la superficie del océano con respecto al aragonito). Se mantiene la cuantificación límite original $\geq 80\%$ del Ω_{arag} global medio preindustrial de 3,44 (1)]. Una estimación reciente fija el Ω_{arag} actual en $\sim 2,8$ (71) (véanse los Materiales complementarios), aproximadamente el 81% del valor preindustrial. Así pues, la acidificación antropogénica de los océanos se sitúa actualmente en el margen del espacio operativo seguro, y la tendencia empeora a medida que la emisión antropogénica de CO₂ sigue aumentando.

Cambio del sistema de suelos

Este límite se centra en los tres principales biomas forestales que desempeñan a escala mundial el papel más importante en el impulso de los procesos biogeofísicos (2), es decir, el tropical, el templado y el boreal. La variable de control sigue siendo la misma: la cubierta forestal restante comparada con la superficie potencial de bosque en el Holoceno (2). Las posiciones de los límites se mantienen en 85%/50%/85% para los bosques boreales/templados/tropicales (cf. Tabla 1 y

Materiales Complementarios). Sobre la base de los mapas de clasificación de la cubierta terrestre de 2019 derivados de observaciones por satélite (72), el estado actual de los biomas regionales es similar al de 2015 aunque, para la mayoría de las regiones, la cantidad de deforestación ha aumentado desde 2015 (véanse los Materiales complementarios). La conversión del uso de la tierra y los incendios están provocando rápidos cambios en la superficie forestal (73, 74), y la deforestación de la selva tropical amazónica ha aumentado hasta tal punto que ya ha traspasado el límite planetario (Tabla 1). Los cambios en la metodología y la tecnología utilizadas para estimar la cubierta forestal desde 2015 pueden estar influyendo en las diferencias a nivel de bioma que se reportan aquí en comparación con la última actualización (2). No obstante, no cabe duda de que la superficie forestal mundial sigue disminuyendo (74).

Flujos biogeoquímicos

Los estados de flujo biogeoquímicos reflejan la perturbación antropogénica de los ciclos globales de los elementos. En la actualidad, el marco tiene en cuenta el nitrógeno (N) y el fósforo (P), ya que estos dos elementos constituyen componentes fundamentales de la vida y sus ciclos globales se han visto notablemente alterados por la agricultura y la industria. Las repercusiones antropogénicas en el ciclo global del carbono son igualmente fundamentales, pero se abordan en los límites de integridad del clima y la biosfera. Otros elementos podrían entrar en este límite a medida que avance la comprensión de la perturbación humana de los ciclos de los elementos. Tanto para el N como para el P, la liberación antropogénica de formas reactivas a la tierra y a los océanos es de interés, ya que la alteración de los flujos de nutrientes y de las proporciones de los elementos tiene profundos efectos en la composición de los ecosistemas y en los efectos a largo plazo del sistema Tierra. Algunos de los cambios actuales sólo se verán en escalas de tiempo evolutivas, mientras que otros ya están afectando al clima y a la integridad de la biosfera.

Para el P, mantenemos los límites a nivel regional y global propuestos por Steffen et al. (2). El límite global para el P es un estado de flujo sostenido de 11 Tg de P año⁻¹ desde el agua dulce hacia el océano, para evitar la anoxia a gran escala. No hemos encontrado estudios más recientes que cuantifiquen los estados de flujo de P del agua dulce al mar desde el utilizado para la actualización del marco de 2015, es decir, una estimación de 22 Tg de P año⁻¹ (75). El límite a nivel regional se establece en un estado de flujo de 6,2 Tg de P año⁻¹ procedente de fertilizantes a suelos erosionables, para evitar la eutrofización generalizada de los ecosistemas de agua dulce. La tasa actual de aplicación de P en fertilizantes a las tierras de cultivo es de 17,5 Tg de P año⁻¹ (76), aunque el uso de P está aumentando y en otros estudios se han reportado estimaciones mucho más altas, de hasta 32,5 Tg de P año⁻¹ (77-79). Así pues, se superan tanto los límites planetarios como los regionales para el P. El límite planetario para el N es la tasa de aplicación de N fijado intencionadamente al sistema agrícola de 62 Tg de N año⁻¹ [sin cambios desde (2)]. Actualmente, la aplicación de fertilizantes de N fijado industrialmente es de 112 Tg de N año⁻¹ (80). La cuantificación de la fijación biológica antropogénica de N en relación con la agricultura es muy incierta, pero las estimaciones más recientes se sitúan entre ~30 y 70 Tg de N año⁻¹ (81-83). Según la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (84), la introducción total de N fijado antropogénicamente aplicado al sistema agrícola es de ~190 Tg año⁻¹, por lo que este límite también se transgrede globalmente.

Tabla 1. Situación actual de los límites planetarios.

| Proceso del Sistema Tierra | Variable(es) de control | Límite planetario | Valor base del Holoceno preindustrial | Extremo superior de la zona de riesgo creciente | Valor actual de la variable de control |
|---|---|--|--|---|---|
| Cambio climático | Concentración atmosférica de CO2 (ppm CO2) | 350 ppm CO2 | 280 ppm CO2 | 450 ppm CO2 | 417 ppm CO2 (41) |
| | Forzamiento radiativo antropogénico total en la capa superior de la atmósfera (W m-2) | +1.0 W m-2 | 0 W m-2 | +1.5 W m-2 | +2.91 W m-2 (41) |
| Cambio en la integridad de la biosfera | Diversidad genética: E/MSY | <10 E/MSY pero con una aspiración de aproximadamente 1 E/MSY (tasa de extinción de fondo supuesta) | 1 E/MSY | 100 E/MSY | >100 E/MSY (24-26) |
| | Integridad funcional: medida como energía disponible para los ecosistemas (PPN) (% PPN) | PPN (en millones de toneladas de C año-1) <10% de la PPN del Holoceno preindustrial, es decir, >90% restante para apoyar la función de la biosfera. | 1,9% (variabilidad de 2σ de la PPN media del siglo del Holoceno preindustrial) | 20% AHPPN | 30% AHPPN (véase el material complementario) |
| Agotamiento del ozono estratosférico | Concentración estratosférica de O3, (media mundial) (DU) | <5% de reducción con respecto al nivel preindustrial evaluado por latitud (~276 DU) | 290 DU | 261 DU | 284.6 DU (96) |
| Acidificación de los océanos | Concentración de iones carbonato, estado de saturación media global del océano superficial con respecto al aragonito (Ωarag). | ≥80% Ωarag del estado medio de saturación de aragonito preindustrial del océano superficial, incluida la variabilidad natural diaria y estacional. | 3.44 Ωarag | 2.75 Ωarag | 2.8 Ωarag (Z1) |
| Estados de flujo biogeoquímicos: Ciclos del P y del N | Fosfato global: estado de flujo de P desde los sistemas de agua dulce hacia el océano; regional: Estado de flujo de P de los fertilizantes a los suelos erosionables (Tg de P año-1) | Fosfato mundial: 11 Tg de P año-1; regional: 6,2 Tg de P año-1 extraído y aplicado a suelos erosionables (agrícolas). El límite es una media mundial, pero la distribución regional es crítica para los impactos. | 0 Tg de P año-1 | Global: 100 Tg de P año-1; regional: 11,2 Tg de P año-1 | Global: 22,6 Tg de P año-1 (75); regional: 17,5 Tg de P año-1 (76) |
| | Nitrógeno global: fijación industrial e intencional de N (Tg de N año-1) | Nitrógeno global: 62 Tg de N año-1. El límite es una media mundial. La fijación biológica antropogénica de N en zonas agrícolas es muy incierta, pero se estima en un rango de ~30 a 70 Tg de N año-1. El límite actúa como una «válvula» global que limita la introducción de nuevo N reactivo en el sistema Tierra, pero la distribución regional del N fertilizante es crítica para los impactos. | 0 Tg de N año-1 | 82 Tg de N año-1 | 190 Tg de N año-1 (84) |
| Cambio del sistema de tierras | Global: superficie de tierras forestales como porcentaje de la cubierta forestal original; bioma: superficie de tierras forestales como porcentaje de bosque potencial (% de superficie restante) | Global: los valores del 75% son una media ponderada de los tres límites individuales de los biomas; biomas: tropical, 85%; templado, 50%; boreal: 85%. | 100 % | Global: 54%; biomas: tropical, 60%; templado, 30%; boreal: 60%. | Global: 60% [(72, 97) y véase el Material suplementario]; tropical: América, 83,9%; África, 54,3%; Asia, 37,5%; templado: América, 51,2%; Europa, 34,2%; Asia, 37,9%; boreal: América, 56,6%; Eurasia: 70,3%. |
| Cambio en el agua dulce | Agua azul: perturbación antrópica del estado de flujo del agua azul | Límite superior (percentil 95) de la superficie terrestre mundial con desviaciones mayores que durante la época preindustrial, Agua azul: 10,2%. | 9,4% (mediana de las condiciones preindustriales) | 50% (provisional) | 18.2% (46) |
| | Agua verde: alteración inducida por el hombre del agua disponible para las plantas (% de superficie terrestre con desviaciones respecto a la variabilidad preindustrial) | Agua verde: 11,1%. | 9,8% (mediana de las condiciones preindustriales) | 50% (provisional) | 15.8% (46) |
| Carga de aerosoles atmosféricos | Diferencia interhemisférica en POA | 0,1 (diferencia interhemisférica media anual) | 0.03 | 0.25 | 0.076 (55, 57, 68) |
| Entidades nuevas | Porcentaje de sustancias químicas sintéticas liberadas al medio ambiente sin las pruebas de seguridad adecuadas | 0 | 0 | NA | Transgredido |

Discusión

Seis límites planetarios se encuentran actualmente transgredidos (Fig. 1 y Tabla 1). Para todos los límites previamente identificados como transgredidos [cambio climático, integridad de la biosfera (diversidad genética), cambio del sistema de tierras y flujos biogeoquímicos (N y P)], el grado de transgresión ha aumentado desde 2015. Hemos introducido el AHPPN como variable de control para el componente funcional de la integridad de la biosfera y argumentamos que este límite también se ha transgredido. Aprovechando los considerables avances científicos recientes en el perfeccionamiento del espacio operativo seguro para el agua, las variables de control para los componentes del agua verde y azul se incluyen ahora en el límite planetario del cambio del agua dulce. El límite se transgrede para ambos

componentes. Se proponen límites globales para la carga de aerosoles y entidades nuevas. Se traspasa el límite de las entidades nuevas. El límite global de la carga de aerosoles no se transgrede, aunque se observan transgresiones regionales.

Efectos en el sistema Tierra de distintos escenarios de transgresión de los límites del cambio del sistema terrestre y del clima

Para ilustrar la importancia de considerar los múltiples impactos antropogénicos sobre el medio ambiente mundial en un contexto sistémico y no individualmente, examinamos cómo los distintos grados de transgresión de los límites del cambio climático y del sistema Tierra se combinan para influir en dos codeterminantes del estado del sistema Tierra: la temperatura y el almacenamiento de carbono terrestre.

Para el cambio climático, el Modelo de la Tierra de Potsdam (MTPO) [(85) y los Materiales Suplementarios] se ve forzado por el aumento de los niveles atmosféricos de dióxido de carbono (350, 450 y 550 ppm), y el cambio del sistema de suelos se fuerza con patrones de uso de suelos que representan diferentes extensiones de cobertura forestal tropical, templada y boreal (véanse los Materiales Suplementarios). Como algunos procesos biológicos tardan siglos en alcanzar un estado estacionario, investigamos los cambios tanto a corto (1988-2100) como a largo plazo (2100-2770). Esto también nos permite examinar la veracidad de la ubicación de estos límites planetarios y sus zonas de riesgo creciente en términos de respuestas críticas del sistema Tierra.

Según estas simulaciones, las actividades antropogénicas llevaron tanto el cambio climático como el del sistema terrestre fuera de su espacio operativo seguro en torno a 1988. Si el sistema Tierra hubiera permanecido forzado por las condiciones de 1988 (350 ppm y 85%/50%/85% de cubierta forestal tropical/templada/boreal restante), las simulaciones muestran que la temperatura sobre la superficie terrestre global no habría aumentado más de 0,6°C adicionales en los 800 años siguientes (y no >1,3°C en comparación con el periodo preindustrial). Sólo se habría desarrollado una pequeña fuente de carbono terrestre (25 Gt de C acumuladas) en 2100 y una fuente acumulada de no >68 Gt de C al cabo de 800 años. Así pues, el ejercicio sugiere que se habrían mantenido unas condiciones planetarias esencialmente estables si los impactos humanos en estos dos límites se hubieran mantenido en sus niveles de 1988, es decir, marginalmente dentro del espacio operativo seguro.

Empero, ambos límites planetarios se han traspasado desde entonces a una zona de riesgo creciente de alteración sistémica. Si el cambio climático y de suelos puede detenerse en 450 ppm y la cubierta forestal se mantiene en el 60%/30%/60% de la cubierta natural boreal/templada/tropical, la simulación indica un aumento medio de la temperatura terrestre de 1,4 °C de aquí a 2100 (además de 0,7 °C entre la época preindustrial y 1988) y de 1,9 °C al cabo de 800 años, conforme la vegetación evoluciona a un clima más cálido y la fertilización carbónica asociada (Fig. 2).

La fertilización con carbono del crecimiento de la vegetación contrarresta los efectos negativos del calentamiento climático sobre los sumideros de carbono medios mundiales, lo que sólo conduce a una pérdida acumulativa moderada de carbono terrestre debida a la deforestación adicional. Sin embargo, si la deforestación se hubiera mantenido en el nivel del límite planetario en lugar de haberse dejado aumentar en la zona de riesgo creciente, entonces la biosfera terrestre habría desarrollado un sumidero acumulativo de carbono en lugar de una fuente, contribuyendo a estabilizar las condiciones de la Tierra. Por el contrario, si se permite que la deforestación penetre en la zona de alto riesgo, las simulaciones muestran una importante fuga adicional de carbono a la atmósfera tanto a corto como a largo plazo (132 y 211 Pg de C), a pesar de la fuerte fertilización por CO₂ del crecimiento de la vegetación en el modelo (Fig. 2).

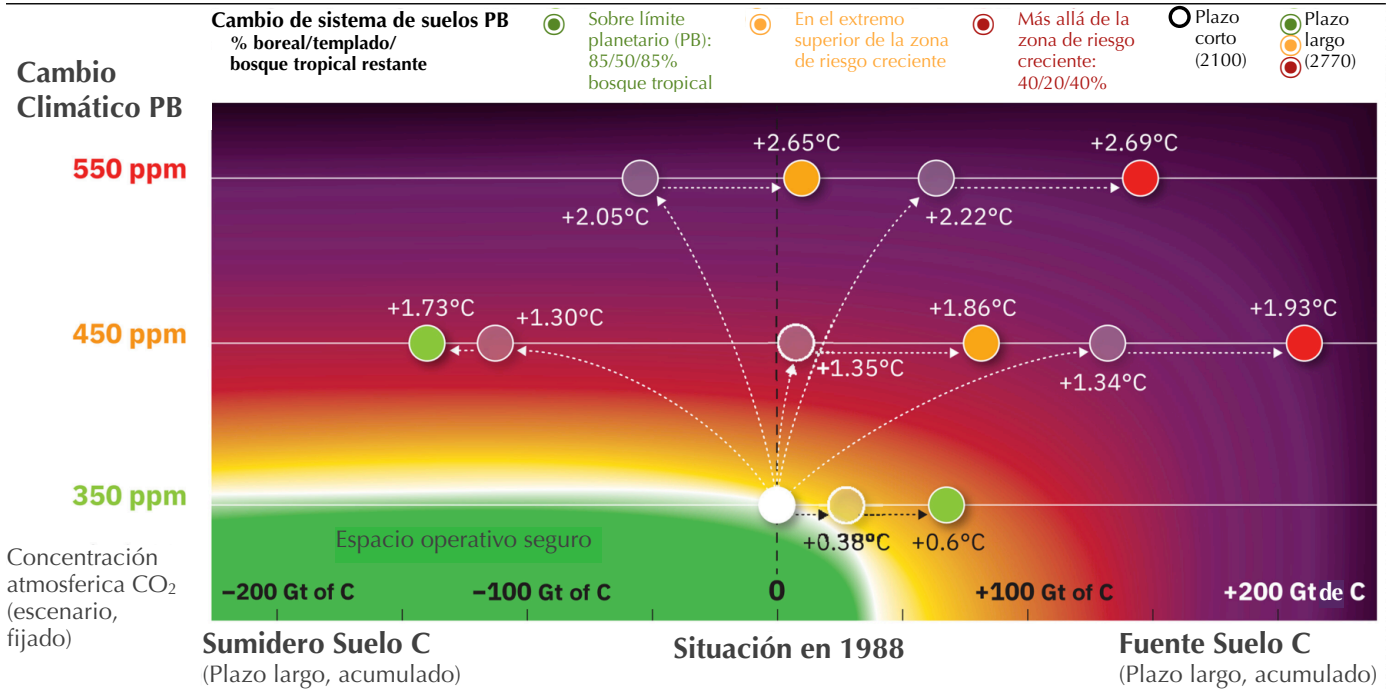


Fig. 2. Impacto del efecto combinado del cambio del sistema terrestre y los estados límite del cambio climático en las trayectorias de las reservas de carbono terrestre y la temperatura global de la tierra.

Los resultados se basan en experimentos de modelos idealizados del sistema Tierra con distintos estados del límite planetario, que van desde el mantenimiento del límite planetario (85%/50%/85% de bosque boreal/templado/tropical remanente, 350 ppm de CO₂ atmosférico, verde), el extremo superior de la zona de riesgo creciente (60%/30%/60%, 450 ppm, naranja), y más allá de la zona de riesgo creciente (40%/20%/40%, 550 ppm, rojo). Los círculos abiertos representan los cambios a corto plazo (1988-2100) del sistema, mientras que los círculos coloreados los cambios a largo plazo (2100-2770). Sus colores denotan el estado del límite de cambio del sistema terrestre, mientras que el límite de cambio climático se muestra en el eje y. Las posiciones de los círculos en el eje x representan los cambios en las reservas de carbono terrestre, y los cambios de temperatura terrestre asociados se indican junto a cada círculo, ambos comparados con el año 1988. La transgresión del límite del cambio climático (eje y) está relacionada sobre todo con un aumento de la temperatura, mientras que la transgresión del cambio del sistema terrestre provoca una pérdida de reservas de carbono terrestre (fuente) de 100 a 200 Gt de C.

La situación es aún más extrema si la concentración atmosférica de CO₂ supera la zona de riesgo (550 ppm; Fig. 2) y continúa la deforestación. No sólo la temperatura terrestre sería unos 2,7 °C más cálida que en 1988 (3,4 °C más cálida que en la época preindustrial), sino que además se perderían a largo plazo unos 145 Gt de C de la vegetación terrestre y los suelos. Obsérvese que estos resultados reflejan hipótesis de modelización optimistas sobre la fertilización carbónica. Muchos de los factores ecológicos que no están suficientemente representados en los modelos biogeoquímicos actuales podrían tener consecuencias aún menos deseables si se abandonara el espacio operativo de seguridad. Estas simulaciones ilustran claramente que los impactos humanos sobre el clima y la cubierta forestal deben considerarse en un contexto sistémico. Además, apoyan la ubicación de los límites planetarios del cambio climático y del sistema terrestre en el extremo inferior de la zona de riesgo creciente.

Influencia del cambio climático en los sumideros de C biológicamente mediados en el océano

Aproximadamente 450 Gt de C están ligadas a la biota terrestre, principalmente a las plantas (86), mientras que sólo ~6 Gt de C se encuentran en la biota oceánica (87). Los sumideros de carbono marinos mediados biológicamente se componen de carbono orgánico particulado (COP) que puede hundirse potencialmente por debajo de la termoclina permanente (bomba biológica) y C orgánico disuelto. A través de la descomposición microbiana del COP y del C orgánico disuelto, se libera CO₂. Cuando esta liberación influye en la presión parcial de CO₂ en las aguas superficiales, tiende a reducir la captación oceánica de carbono de la atmósfera. La respiración microbiana es muy sensible a la

temperatura y, en un océano más cálido, se prevé un aumento de la liberación de CO₂ en las aguas superficiales (88). El sumidero de carbono biológicamente mediado en el océano más expuesto al cambio climático es la cantidad de carbono fijado por fotosíntesis (PPN), es decir, COP, en el océano superficial que finalmente se transporta al interior del océano a través de la bomba biológica. Cuando esto ocurre, la disminución de carbono resultante reduce la presión parcial de CO₂ en la capa superficial y tiende a aumentar el flujo de CO₂ de la atmósfera al océano.

Estos procesos biológicos están implícita y, en algunos casos, explícitamente incluidos en los modelos CMIP6 que informan al IPCC. Sin embargo, como estos modelos configuran de forma diferente los estados de flujo de carbono mediados biológicamente, existe una considerable variabilidad en sus resultados. Los modelos utilizados por el IPCC ni siquiera coinciden en la dirección del cambio de la PPN en respuesta al cambio climático (89). Las ejecuciones de nuestro modelo (véase el Material suplementario) no sugieren ningún cambio significativo en la PPN oceánica media global bajo las diferentes condiciones de forzamiento climático y sólo una modesta disminución del material exportado fuera de la capa superficial [nueva producción (ΔNP); Tabla 2]. El uso de relaciones empíricas (90, 91) que describen la transferencia de carbono al interior del océano y derivadas del océano contemporáneo para estimar la sensibilidad de la bomba biológica a futuros aumentos de temperatura indica un debilitamiento similar de la bomba en el océano superior (Tabla 2 y Materiales Suplementarios). El hecho de que estos dos métodos independientes indiquen disminuciones similares en la exportación de POC desde la capa superficial da confianza tanto en la dirección como en la magnitud de los impactos climáticos en este sumidero global de carbono mediado biológicamente.

Tabla 2. Cambio promediado global en tres escenarios a partir del estado inicial (1988-2018): cambio en la temperatura de la superficie del mar (ΔSST), nueva producción (ΔNP) y flujo de partículas biogénicas por debajo de 500 m de profundidad (ΔF_{500m}), incluidos los valores derivados del modelo y empíricos, estado de saturación superficial del aragonito ($\Delta \Omega$) y el inventario de CID entre la superficie y 1000 m de profundidad ($\Delta DIC_{0-1000m}$).

| | Escenario | ΔSST | ΔNP | | ΔF_{500m} | | $\Delta \Omega$ | $\Delta DIC_{0-1000m}$ |
|--|-----------|--------------|-------------|-------------|-------------------|-------------|-----------------|------------------------|
| | | | Modelo (%) | Empírico(%) | Modelo (%) | Empírico(%) | | |
| | (ppm) | (°C) | | | | | (-) | (Gt of C) |
| | 350 | 0.3 | 2.0 | 2.5 | 1.9 | 1.8 | 0.0 | 38 |
| | 450 | 1.0 | 0.0 | 1.4 | 0.0 | -3.5 | -0.4 | 172 |
| | 550 | 1.7 | -2.5 | -1.0 | -3.1 | -9.4 | -0.7 | 273 |

El análisis muestra que el CID (carbono inorgánico disuelto; incluido el CO₂) se acumula a lo largo del tiempo en el océano en su conjunto, en particular en el océano superior (<1000 m; Tabla 2). Los cambios en las tasas de acumulación impulsados biológicamente son relativamente pequeños en comparación con el cambio en el inventario total de CID que está impulsado principalmente por la bomba de solubilidad, es decir, la tendencia de aumento de la absorción oceánica cuando aumenta la presión parcial atmosférica de CO₂. El flujo de materia orgánica por debajo del horizonte de 500 m de profundidad (ΔF_{500m}) varía entre el 3 y el 9% entre el modelo y los flujos derivados empíricamente en el escenario de 550 ppm, siendo la sensibilidad derivada del modelo la más baja. Esto ilustra la incertidumbre actual a la hora de cuantificar las retroalimentaciones provocadas por el clima en la bomba biológica. La acumulación implícita de CID en el océano superficial tenderá a disminuir la absorción de CO₂ atmosférico, contrarrestando así las acciones globales para estabilizar o incluso reducir las concentraciones atmosféricas de CO₂. La respuesta oceánica a la reducción de los gases de efecto invernadero será compleja y se producirá en diferentes escalas

temporales, por ejemplo, el tiempo de respuesta característico simulado para la reserva total de carbono en los 1000 m superiores es de ~150 años (550 ppm; véanse los Materiales complementarios). Sin embargo, el sumidero natural de carbono oceánico disminuirá gradualmente en escalas de tiempo milenarias.

La reducción de la materia orgánica que se hunde afectará al ecosistema mesopelágico (es decir, el ecosistema subsuperficial entre 200 y 1000 m de profundidad, uno de los mayores biomas de la Tierra y que alberga numerosos herbívoros transitorios, incluidas algunas ballenas). El flujo de materia orgánica por hundimiento representa la fuente de energía para los organismos de este bioma. Una reducción de hasta ~10% del flujo de energía podría tener enormes consecuencias para este bioma y, por tanto, para la integridad de su biosfera. Reconstrucciones paleontológicas recientes (92) aportan pruebas de que estas disminuciones del flujo de carbono hacia el mesopelágico pueden haberse producido en relación con cambios climáticos pasados.

La acidificación debida al aumento del CO₂ reduce el estado de saturación del aragonito (Ω). Tiende a dificultar la formación biológica de carbonato cálcico, un componente esencial para los organismos formadores de conchas y arrecifes. El tiempo relativamente corto de equilibrio del océano superficial con el CO₂ atmosférico implica un tiempo de respuesta de Ω al aumento de CO₂ de sólo unas décadas, comparable a la tasa de acidificación actual (véase el Material suplementario). La tasa actual es probablemente cien veces más rápida que en cualquier otro momento de los últimos cientos de milenios (93), lo que confirma las relaciones ligadas a la transgresión del límite del cambio climático, que conducen al riesgo creciente de debilitamiento de la integridad de la biosfera oceánica y al empeoramiento del estado de saturación de aragonito del límite de acidificación oceánica.

Un marco sistémico para abordar los impactos antropogénicos globales sobre el sistema Tierra

Las actualizaciones y análisis científicos aquí presentados confirman que la humanidad está ejerciendo hoy una presión sin precedentes sobre el sistema Tierra. Tal vez lo más preocupante para el mantenimiento del sistema Tierra en un estado interglacial similar al Holoceno sea que todos los procesos límite planetarios relacionados con la biosfera que proporcionan la resiliencia (capacidad de amortiguar las perturbaciones) del sistema Tierra se encuentran en un nivel de alto riesgo de transgresión o cerca de él. En un estudio reciente (18), se demostró que varios puntos de inflexión climáticos regionales, relevantes para estabilizar el sistema global, ya han sido transgredidos o están cerca de serlo, debilitando así la capacidad de resiliencia global. Esto implica una resiliencia baja/en declive precisamente cuando la resiliencia planetaria es más necesaria que nunca para hacer frente a las crecientes perturbaciones antropogénicas. Se necesitan urgentemente herramientas científicas y políticas más potentes para analizar el conjunto del sistema Tierra integrado con fiabilidad y regularidad y orientar los procesos políticos para evitar que se altere el estado del sistema Tierra más allá de los niveles tolerables para las sociedades actuales. Además de una recopilación y cotejo más coherentes de los datos medioambientales globales pertinentes, esto requerirá el desarrollo de modelos del sistema Tierra que reflejen las interacciones geosfera-biosfera-antropósfera de forma más completa que en la actualidad. La conocida interdependencia de los límites planetarios se ve confirmada por la comprensión de la ciencia del Sistema Tierra (14, 22) del planeta como un sistema integrado y parcialmente autorregulado. Para comprender mejor el riesgo que corre este sistema y los límites críticos que la humanidad debe tener en cuenta en sus actividades económicas y sociales, el análisis del Sistema Tierra tiene ahora que seguir avanzando en un marco de límites planetarios. Además, tiene que aumentar sustancialmente el realismo ecológico de la simulación y los análisis de la biosfera como entidad central adaptativa del sistema Tierra. Estas iniciativas ya están en marcha, pero deben seguir desarrollándose en un proceso coherente de análisis integrado del Sistema Tierra en los ámbitos físico, químico y biológico que no se centre únicamente en el clima.

Para abordar con éxito el cambio climático antropogénico será necesario tener en cuenta las interacciones internas biosfera-geosfera dentro del sistema Tierra. Los resultados de nuestro modelo demuestran que uno de los medios más poderosos de que dispone la humanidad para combatir el cambio climático es respetar el límite de cambio del sistema terrestre. Devolver la cubierta forestal mundial total a los niveles de finales del siglo XX proporcionaría un sumidero acumulativo sustancial para el CO₂ atmosférico en 2100. Sin embargo, esta reforestación parece poco probable, dada la atención que se presta actualmente a la biomasa como sustituto de los combustibles fósiles y a la creación de emisiones negativas de CO₂ a través de la bioenergía con captura y almacenamiento de carbono. Ambas actividades ya están sirviendo para aumentar la presión sobre la superficie forestal que queda en la Tierra. No obstante, nuestro estudio indica que no respetar el límite planetario del cambio del sistema terrestre puede poner en peligro los esfuerzos por alcanzar los objetivos climáticos mundiales adoptados en el Acuerdo de París.

Mientras tanto, esta actualización del marco de los límites planetarios puede servir como una nueva llamada de atención a la humanidad de que la Tierra está en peligro de abandonar su estado similar al Holoceno. También puede contribuir a orientar las importantes oportunidades humanas de desarrollo sostenible en nuestro planeta. La comprensión científica de los límites planetarios no limita, sino que estimula, a la humanidad a innovar hacia un futuro en el que la estabilidad del sistema Tierra esté fundamentalmente preservada y salvaguardada.

Materiales y Métodos

Para cuantificar el límite del aerosol, consideramos los casos en los que un pulso natural de emisiones de aerosol de sulfato procedentes de erupciones volcánicas en el hemisferio norte provocó el subsiguiente déficit de precipitaciones en el Sahel. La erupción de El Chichón condujo a una diferencia de POA interhemisférica máxima de 0,07 y la de Katmai a una diferencia de POA de 0,08 (55). También consideramos un estudio modelo de inyecciones intencionales de sulfato en la estratosfera. Este estudio se basa en aerosoles estratosféricos, que no tienen una interacción directa con las nubes y la vegetación. Sin embargo, indica que una diferencia interhemisférica de POA de sulfato de ~0,2 disminuiría las precipitaciones tropicales monzónicas en el hemisferio norte en ~10% y las precipitaciones medias de la India en >20% (59). En conjunto, estos estudios sugieren que una mayor diferencia interhemisférica de POA causada por emisiones de aerosoles persistentes y ampliamente distribuidas podría provocar importantes reducciones de las precipitaciones en los trópicos.

Para examinar distintos escenarios de transgresión de los límites del sistema terrestre y del cambio climático, utilizamos el MTPO [(85) y los Materiales Suplementarios], que vincula modelos de circulación atmosférica y oceánica con modelos de la biosfera marina (BLING) (94) y terrestre (LPJmL5) [(95) y los Materiales Suplementarios]. Estudiamos escenarios en los que cada una de estas dos dimensiones del límite planetario se fija en el valor del límite, un valor en la zona de riesgo creciente o un valor en la zona de alto riesgo. Una vez alcanzada la condición del escenario respectivo, el nivel asociado de forzamiento del escenario permanece constante, mientras que las implicaciones a largo plazo bajo estas condiciones fijas evolucionan. En consecuencia, la dinámica de la vegetación (por ejemplo, la distribución de las biomas) y las reservas y flujos de carbono asociados evolucionan en función de las interacciones biofísicas del clima en las condiciones de forzamiento dadas, mientras que las retroalimentaciones biogeoquímicas sobre la atmósfera no se tienen en cuenta porque el forzamiento límite o de transgresión respectivo permanece fijo.

Referencias:

1. J. Rockström, W. Steffen, K. Noone, Å. Persson, S. Chapin, E. F. Lambin, T. M. Lenton, M. Scheffer, C. Folke, J. Schellnhuber, B. Nykvist, C. A. DeWit, T. Hughes, S. van der Leeuw, H. Rodhe, S. Sörlin, P. K. Snyder, R. Costanza, U. Svedin, M. Falkenmark, L. Karlberg, R. W. Corell, V. J. Fabry, J. Hansen, D. Liverman, K. Richardson, P. Crutzen, J. Foley, A safe operating space for humanity. *Nature* 461, 472–475 (2009).
2. W. Steffen, K. Richardson, J. Rockström, S. E. Cornell, I. Fetzer, E. M. Bennett, R. Biggs, S. R. Carpenter, W. de Vries, C. A. de Wit, C. Folke, D. Gerten, J. Heinke, G. M. Mace, L. M. Persson, V. Ramanathan, B. Reyers, S. Sörlin, Planetary boundaries: Guiding human development on a changing planet. *Science* 347, 1259855 (2015).
3. W. Steffen, K. Richardson, J. Rockström, H. Schellnhuber, O. P. Dube, S. Dutreil, T. M. Lenton, J. Lubchenco, The emergence and evolution of Earth system science. *Nat. Rev. Earth Environ.* 1, 54–63 (2020).
4. J. Zalasiewicz, C. N. Waters, C. Summerhayes, A. P. Wolfe, A. D. Barnosky, A. Cearreta, P. Crutzen, E. C. Ellis, J. J. Fairchild, A. Galuszka, P. Haff, I. Hajdas, M. J. Head, J. A. I. do Sul, C. Jeandel, R. Leinfelder, J. R. McNeill, C. Neal, E. Odada, N. Oreskes, W. Steffen, J. P. M. Syvitski, M. Wagreich, M. Williams, The working group on the ‘Anthropocene’: Summary of evidence and recommendations. *Anthropocene* 19, 55–60 (2017).
5. C. N. Waters, J. Zalasiewicz, C. Summerhayes, A. D. Barnosky, C. Poirier, A. Galuszka, A. Cearreta, M. Edgeworth, E. C. Ellis, M. Ellis, C. Jeandel, R. Leinfelder, J. R. McNeill, D. D. Richter, W. Steffen, J. Syvitski, D. Vidas, M. Wagreich, M. Williams, A. Zhisheng, J. Grinevald, E. Odada, N. Oreskes, A. P. Wolfe, The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. *Science* 351, eaad2622 (2016).
6. W. F. Ruddiman, *Earth’s Climate: Past and Future* (Third edition, W.H. Freeman and Co., 2014).
7. C. P. Summerhayes, *Paleoclimatology: From Snowball Earth to the Anthropocene* (Wiley-Blackwell, 2020).
8. H.-J. Schellnhuber, Discourse: Earth system analysis—The scope of the challenge, in *Earth System Analysis: Integrating Science for Sustainability*. H.-J. Schellnhuber, V. Wenzel, Eds. (Springer, Heidelberg, 1998), pp. 3–195.
9. M. B. Osman, J. E. Tierney, J. Zhu, R. Tardif, G. J. Hakim, J. King, C. J. Poulsen, Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum. *Nature* 599, 239–244 (2021).
10. R. M. Beyer, M. Krapp, A. Manica, High-resolution terrestrial climate, bioclimate and vegetation for the last 120,000 years. *Sci. Data.* 7, 236 (2020).
11. P. K. Snyder, C. Delire, J. A. Foley, Evaluating the influence of different vegetation biomes on the global climate. *Clim. Dyn.* 23, 279–302 (2004).
12. P. C. West, G. T. Narisma, C. C. Barford, C. J. Kucharik, J. A. Foley, An alternative approach for quantifying climate regulation by ecosystems. *Front. Ecol. Environ.* 9, 126–133 (2010).
13. S. J. Lade, W. Steffen, W. de Vries, S. R. Carpenter, J. F. Donges, D. Gerten, H. Hoff, T. Newbold, K. Richardson, J. Rockström, Human impacts on planetary boundaries amplified by Earth system interactions. *Nat. Sustain.* 3, 119–128 (2020).
14. A. Chrysaifi, V. Virkki, M. Jalava, V. Sandström, J. Piipponen, M. Porkka, S. Lade, K. La Mere, L. Wang-Erlandsson, L. Scherer, L. Andersen, E. Bennett, K. Brauman, G. Cooper, A. De Palma, P. Döll, A. Downing, T. DuBois, I. Fetzer, E. Fulton, D. Gerten, H. Jaafar, J. Jaegermeyr, F. Jaramillo, M. Jung, H. Kahiluoto, A. Mackay, L. Lassaletta, D. Mason-D’Croz, M. Mekonnen, K. Nash, A. Pastor, N. Ramankutty, B. Ridoutt, S. Siebert, B. Simmons, A. Staal, Z. Sun, A. Tobian, A. Usubiaga-Liaño, R. van der Ent, A. van Soesbergen, P. Verburg, Y. Wada, S. Zipper, M. Kumm, Quantifying Earth system interactions for sustainable food production: An expert elicitation. *Nat. Sustain.* 5, 830–842 (2022).
15. Intergovernmental Panel on Climate Change, *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*, H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, M. Tignor, E. S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama, Eds. (Cambridge Univ. Press, 2022).
16. E. S. Brondizio, J. Settele, S. Díaz, H. T. Ngo, *Global Assessment Report on Biodiversity and Ecosystem Services of the Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services (IPBES, 2019)*.
17. Intergovernmental Panel on Climate Change, *Climate Change 2021: The Physical Science Basis* (Cambridge University Press, 2021).
18. D. A. McKay, A. Staal, J. Abrams, R. Winkelmann, B. Sakschewski, S. Loriani, I. Fetzer, S. E. Cornell, J. Rockström, T. M. Lenton, Exceeding 1.5°C global warming could trigger multiple climate tipping points. *Science* 377, eabn7950 (2022).
19. Past Interglacials Working Group of PAGES, Interglacials of the last 800,000 years. *Rev. Geophys.* 54, 162–219 (2016).
20. C. Ragon, V. Lembo, V. Lucarini, C. Vèrdar, J. Kasparian, M. Brunetti, Robustness of competing climatic states. *J. Clim.* 35, 2769–2784 (2022).
21. J. M. Anderies, S. R. Carpenter, W. Steffen, J. Rockström, The topology of non-linear global carbon dynamics: From tipping points to planetary boundaries. *Environ. Res. Lett.* 8, 044048 (2013).
22. S. J. Lade, J. Norberg, J. Anderies, C. Beer, S. Cornell, J. Donges, I. Fetzer, T. Gasser, K. Richardson, J. Rockström, W. Steffen, Potential feedbacks between loss of biosphere integrity and climate change. *Glob. Syst.* 2, 1–15 (2019).
23. M. Exposito-Alonso, T. R. Booker, L. Czech, T. Fukami, L. Gillespie, S. Hateley, C. C. Kyriazis, P. L. M. Lang, L. Leventhal, D. Nogues-Bravo, V. Pagowski, M. Ruffley, J. P. Spence, S. E. Toro Arana, C. L. Weiß, E. Zess, Genetic diversity loss in the Anthropocene. *Science* 377, 1431–1435 (2022).
24. H. Ceballos, P. R. Ehrlich, A. D. Barnosky, A. García, R. M. Pringle, T. M. Palmer, Accelerated modern human-induced species losses: Entering the sixth mass extinction. *Sci. Adv.* 1, e1400253 (2015).
25. M. D. A. Rounsevell, M. Harfoot, P. A. Harrison, T. Newbold, R. D. Gregory, G. M. Mace, A biodiversity target based on species extinctions. *Science* 368, 1193–1195 (2020).
26. R. H. Cowie, P. Bouchet, B. Fontaine, The sixth mass extinction: Fact, fiction or speculation? *Biol. Rev.* 97, 640–663 (2022).
27. R. J. Scholes, R. Biggs, A Biodiversity Intactness Index. *Nature* 434, 45–49 (2005).
28. P. A. Martin, R. E. Green, A. Balmford, The Biodiversity Intactness Index may underestimate losses. *Nat. Evol.* 3, 862–863 (2019).
29. S. E. Jorgensen, Y. M. Svirezhev, *Towards a Thermodynamic Theory for Ecological Systems* (Elsevier, 2004).
30. A. Kleidon, Sustaining the terrestrial biosphere in the anthropocene: A thermodynamic Earth system perspective. *Ecol. Economy Soc. INSEE J.* 6, 53–80 (2023).
31. S. W. Running, A measurable planetary boundary for the biosphere. *Science* 337, 1458–1459 (2012).
32. H. Haberl, K. H. Erb, F. Krausmann, Human appropriation of net primary production: Patterns, trends, and planetary boundaries. *Annu. Rev. Environ. Res.* 39, 363–391 (2014).
33. F. Krausmann, K. H. Erb, S. Gingrich, H. Haberl, A. Bondeau, V. Gaube, C. Lauka, C. Plutzer, T. D. Searchinger, Global human appropriation of net primary production doubled in the 20th century. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 110, 10324–10329 (2013).
34. L. V. Gatti, L. S. Basso, J. B. Miller, M. Gloor, L. G. Domingues, H. L. G. Cassol, G. Tejada, L. E. O. C. Aragao, C. Nobre, W. Peters, L. Marani, E. Arai, A. H. Sanches, S. M. Correa, L. Anderson, C. Von Randow, C. S. C. Correia, S. P. Crispim, R. A. L. Neves, Amazonia as a carbon source linked to deforestation and climate change. *Nature* 595, 388–393 (2021).

35. K. Goldewijk, A. Beusen, J. Doelman, E. Stehfest, Anthropogenic land use estimates for the Holocene – HYDE 3.2. *Earth Syst. Sci. Data* 9, 927–953 (2017).
36. D. Gerten, V. Heck, J. Jägermeyr, B. L. Bodirsky, I. Fetzer, M. Jalava, M. Kummu, W. Lucht, J. Rockström, S. Schaphoff, H. J. Schellnhuber, Feeding ten billion people is possible within four terrestrial planetary boundaries. *Nat. Sust.* 3, 200–208 (2020).
37. S. Ostberg, W. Lucht, S. Schaphoff, D. Gerten, Critical impacts of global warming on land ecosystems. *Earth Syst. Dyn.* 4, 347–357 (2013).
38. W. Schwartz, E. Sala, S. Tracey, R. Watson, D. Pauly, The spatial expansion and ecological footprint of fisheries (1950 to present). *PLOS ONE* 5, e15143 (2010).
39. J. S. Link, R. A. Watson, Global ecosystem overfishing: Clear delineation within real limits to production. *Sci. Adv.* 5, eaav047 (2019).
40. B. Planque, J.-M. Fromentin, P. Cury, K. F. Drinkwater, S. Jennings, R. I. Perry, S. Kifani, How does fishing alter marine populations and ecosystems sensitivity to climate? *J. Mar. Sys.* 79, 403–417 (2010).
41. P. M. Forster, C. J. Smith, T. Walsh, W. F. Lamb, M. D. Palmer, K. von Schuckmann, B. Trewin, M. Allen, R. Andrew, A. Birt, A. Borger, T. Boyer, J. A. Broersma, L. Cheng, F. Dentener, P. Friedlingstein, N. Gillett, J. M. Gutiérrez, J. Gütschow, M. Hauser, B. Hall, M. Ishii, S. Jenkins, R. Lamboll, X. Lan, J.-Y. Lee, C. Morice, C. Kadow, J. Kennedy, R. Killick, J. Minx, V. Naik, G. Peters, A. Pirani, J. Pongratz, A. Ribes, J. Rogelj, D. Rosen, C.-F. Schleussner, S. Seneviratne, S. Szopa, P. Thorne, R. Rohde, M. Rojas Corradi, D. Schumacher, R. Vose, K. Zickfeld, X. Zhang, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, Indicators of Global Climate Change 2022: Annual update of large-scale indicators of the state of the climate system and the human influence. *Earth Syst. Sci. Data* 15, 2295–2327 (2023).
42. H. Schellnhuber, S. Rahmstorf, R. Winkelmann, Why the right climate target was agreed in Paris. *Nat. Clim. Change* 6, 649–653 (2016).
43. L. Persson, B. Alroth, C. Collins, C. de Wit, M. Diamond, P. Fantke, M. Hassellöv, M. MacLeod, M. Ryberg, P. Jørgensen, P. Villarrubia-Gómez, Z. Wang, M. Zwicky Hauschild, Outside the safe operating space of the planetary boundary for novel entities. *Environ. Sci. Tech.* 56, 1510–1521 (2022).
44. P. J. Nair, L. Froidevaux, J. Kuttippurath, J. M. Zawodny, J. M. Russell III, W. Steinbrecht, H. Claude, T. Leblanc, J. A. E. van Gijssel, B. Johnson, D. P. J. Swart, A. Thomas, R. Querel, R. Wang, J. Anderson, Subtropical and midlatitude ozone trends in the stratosphere: Implications for recovery. *J. Geophys. Res. Atmos.* 120, 7247–7257 (2015).
45. A. Pazmiño, S. Godin-Beekmann, A. Hauchecorne, C. Claud, S. Khaykin, F. Goutail, E. Wolfram, J. Salvador, E. Quel, Multiple symptoms of total ozone recovery inside the Antarctic vortex during austral spring. *Atmospheric Chem. Phys.* 18, 7557–7572 (2018).
46. M. Porkka, V. Virkki, L. Wang-Erlandsson, D. Gerten, T. Gleeson, C. Mohan, I. Fetzer, F. Jaramillo, A. Staal, S. te Wierik, A. Tobian, R. van der Ent, P. Döll, M. Flörke, S. N. Gosling, N. Hanasaki, Y. Satoh, H. M. Schmied, N. Wanders, J. Rockström, M. Kummu, Global water cycle shifts far beyond pre-industrial conditions – Planetary boundary for freshwater change transgressed (2023); <https://eartharxiv.org/repository/view/3438/>.
47. T. Gleeson, L. Wang-Erlandsson, S. C. Zipper, M. Porkka, F. Jaramillo, D. Gerten, I. Fetzer, S. E. Cornell, L. Piemontese, L. J. Gordon, J. Rockström, T. Oki, M. Sivapalan, Y. Wada, K. A. Brauman, M. Flörke, M. F. P. Bierkens, B. Lehner, P. Keys, M. Kummu, T. Wagener, S. Dadson, T. J. Troy, W. Steffen, M. Falkenmark, J. S. Famiglietti, The water planetary boundary: Interrogation and revision. *One Earth.* 2, 223–234 (2020).
48. L. Wang-Erlandsson, A. Tobian, R. J. van der Ent, I. Fetzer, S. te Wierik, M. Porkka, A. Staal, F. Jaramillo, H. Dahlmann, C. Singh, P. Greve, D. Gerten, P. W. Keys, T. Gleeson, S. E. Cornell, W. Steffen, X. Bai, J. Rockström, A planetary boundary for green water. *Nat. Rev. Earth Environ.* 3, 380–392 (2022).
49. Y. Qin, N. D. Mueller, S. Siebert, R. B. Jackson, A. A. Kouchak, J. B. Zimmerman, D. Tong, C. Hong, S. J. Davis, Flexibility and intensity of global water use. *Nat. Sustain.* 2, 515–523 (2019).
50. K. S. Carslaw, H. Gordon, D. S. Hamilton, J. S. Johnson, L. A. Regayre, M. Yoshioka, K. J. Pringle, Aerosols in the pre-industrial atmosphere. *Curr. Clim. Chang. Rep.* 3, 1–15 (2017).
51. N. Bellouin, J. Quaas, E. Gryspeerdt, S. Kinne, P. Stier, D. Watson-Parris, O. Boucher, K. S. Carslaw, M. Christensen, A.-L. Daniau, J.-L. Dufresne, G. Feingold, S. Fiedler, P. Forster, A. Gettelman, J. M. Haywood, U. Lohmann, F. Malavelle, T. Mauritsen, D. T. McCoy, G. Myhre, J. Mühlenthal, D. Neubauer, A. Possner, M. Rugenstein, Y. Sato, M. Schulz, S. E. Schwartz, O. Sourdeval, T. Storelvmo, V. Toll, D. Winker, B. Stevens, Bounding global aerosol radiative forcing of climate change. *Rev. Geophys.* 58, e2019RG000660 (2020).
52. J. Hooper, S. K. Marx, A global doubling of dust emissions during the Anthropocene? *Glob. Planet. Change* 169, 70–91 (2018).
53. P. Kinnpertz, M. C. Todd, Mineral dust aerosols over the Sahara: Meteorological controls on emission and transport and implications for modeling. *Rev. Geophys.* 50, RG1007 (2012).
54. M. L. Griffiths, K. R. Johnson, F. S. R. Pausata, J. C. White, G. M. Henderson, C. T. Wood, H. Yang, V. Ersek, C. Conrad, N. Sekhon, End of Green Sahara amplified mid- to late Holocene megadroughts in mainland Southeast Asia. *Nat. Commun.* 11, 4204 (2020).
55. M. Chin, T. Diehl, Q. Tan, J. M. Prospero, R. A. Kahn, L. A. Remer, H. Yu, A. M. Sayer, H. Bian, I. V. Geogdzhayev, B. N. Holben, S. G. Howell, B. J. Huebert, N. C. Hsu, D. Kim, T. L. Kucsera, R. C. Levy, M. I. Mishchenko, X. Pan, P. K. Quinn, G. L. Schuster, D. G. Streets, S. A. Strode, O. Torres, X.-P. Zhao, Multi-decadal aerosol variations from 1980 to 2009: A perspective from observations and a global model. *Atmos. Chem. Phys.* 14, 3657–3690 (2014).
56. L. Sogacheva, T. Popp, A. M. Sayer, O. Dubovik, M. J. Garay, A. Heckel, N. C. Hsu, H. Jethva, R. A. Kahn, P. Kolmonen, M. Kosmale, G. de Leeuw, R. C. Levy, P. Litvinov, A. Lyapustin, P. North, O. Torres, Merging regional and global AOD records from 15 available satellite products. *Atmos. Chem. Phys.* 20, 2031–2056 (2019).
57. A. Vogel, G. Alessa, R. Scheele, L. Weber, O. Dubovik, P. North, S. Fiedler, Uncertainty in aerosol optical depth from modern aerosol-climate models, reanalyses, and satellite products. *J. Geophys. Res. Atmos.* 127, e2021JD035483 (2022).
58. J. Haywood, A. Jones, N. Bellouin, D. Stephenson, Asymmetric forcing from stratospheric aerosols impacts Sahelian rainfall. *Nat. Clim. Change.* 3, 660–665 (2013).
59. K. S. Krishnamohan, G. Bala, Sensitivity of tropical monsoon precipitation to the latitude of stratospheric aerosol injections. *Clim. Dyn.* 59, 151–168 (2022).
60. S. Roose, G. Bala, K. S. Krishnamohan, L. Cao, K. Caldeira, Quantification of tropical monsoon precipitation changes in terms of interhemispheric differences in stratospheric sulfate aerosol optical depth. *Clim. Dyn.* 2023, 1–16 (2023).
61. A. Donohoe, J. Marshall, D. Ferreira, D. Mcgee, The relationship between ITCZ location and cross-equatorial atmospheric heat transport: From the seasonal cycle to the last glacial maximum. *J. Clim.* 26, 3597–3618 (2013).
62. M. C. MacCracken, H.-J. Shin, K. Caldeira, G. A. Ban-Weiss, Climate response to imposed solar radiation reductions in high latitudes. *Earth Syst. Dyn.* 4, 301–315 (2013).
63. N. Devaraju, G. Bala, A. Modak, Effects of large-scale deforestation on precipitation in the monsoon regions: Remote versus local effects. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 112, 3257–3262 (2015).
64. I. B. Ocko, V. Ramaswamy, Y. Ming, Contrasting climate responses to the scattering and absorbing features of anthropogenic aerosol forcings. *J. Clim.* 27, 5329–5345 (2014).

65. M. Zhao, L. Cao, G. Bala, L. Duan, Climate response to latitudinal and altitudinal distribution of stratospheric sulfate aerosols. *J. Geophys. Res. Atmos.* 126, e2021JD035379 (2021).
66. J. T. Fasullo, B. L. Otto-Bliesner, S. Stevenson, The influence of volcanic aerosol meridional structure on monsoon responses over the last millennium. *Geophys. Res. Lett.* 46, 12350–12359 (2019).
67. S. Fiedler, T. Crueger, R. D'Agostino, K. Peters, T. Becker, D. Leutwyler, L. Paccini, J. Burdanowitz, S. Buehler, A. Uribe, T. Dauhut, D. Dommenges, K. Fraedrich, L. Jungandreas, N. Maher, A. Naumann, M. Rugenstein, M. Sakradzija, H. Schmidt, F. Sielmann, C. Stephan, C. Timmreck, X. Zhu, B. Stevens, Simulated tropical precipitation assessed across three major phases of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). *Mon. Weather Rev.* 148, 3653–3680 (2020).
68. P. Zanis, D. Akritidis, A. K. Georgoulas, R. J. Allen, S. E. Bauer, O. Boucher, J. Cole, B. Johnson, M. Deushi, M. Michou, J. Mulcahy, P. Nabat, D. Olivie, N. Oshima, A. Sima, M. Schulz, T. Takemura, K. Tsigaridis, Fast responses on pre-industrial climate from present-day aerosols in a CMIP6 multi-model study. *Atmos. Chem. Phys.* 20, 8381–8404 (2020).
69. S. Fiedler, B. Stevens, M. Gidden, S. J. Smith, K. Riahi, D. van Vuuren, First forcing estimates from the future CMIP6 scenarios of anthropogenic aerosol optical properties and an associated Twomey effect. *Geosci. Model Dev.* 12, 989–1007 (2019).
70. N. M. Mahowald, R. Scanza, J. Brahney, C. L. Goodale, P. G. Hess, J. K. Moore, J. Neff, Aerosol deposition impacts on land and ocean carbon cycles. *Curr. Clim. Change Rep.* 3, 16–31 (2017).
71. L. Jiang, R. A. Feely, B. R. Carter, D. J. Greeley, D. K. Gledhill, K. M. Arzayus, Climatological distribution of aragonite saturation state in the global oceans. *Glob. Biogeochem. Cycles.* 29, 1656–1673 (2015).
72. EU Copernicus Climate Change Service, “Land cover classification gridded maps from 1992 to present derived from satellite observations”, ICDR Land Cover 2016–2020.
73. Food and Agricultural Organization of the United Nations, (FAO), United Nations' Environmental Program, (UNEP), “The State of the World's Forests 2020. Forests, biodiversity and people” (Publication 978-92-5-132419-6, 2020);.
74. Food and Agricultural Organization of the United Nations, (FAO), “Global Forest Resources Assessment 2020: Main report” (Publication 978-92-5-132974-0, 2020);.
75. S. R. Carpenter, E. M. Bennett, Reconsideration of the planetary boundary for phosphorus. *Environ. Res. Lett.* 6, 014009 (2011).
76. C. Liu, H. Tian, Global nitrogen and phosphorus fertilizer use for agriculture production in the past half century: Shifted hot spots and nutrient imbalance. *Earth Syst. Sci. Data* 9, 181–192 (2017).
77. W. J. Brownlie, M. A. Sutton, K. V. Heal, D. S. Reay, B. M. Spears (eds.), *Our Phosphorus Future* (U.K. Centre for Ecology & Hydrology, 2022).
78. T. Zou, X. Zhang, E. Davidson, Improving phosphorus use efficiency in cropland to address phosphorus challenges by 2050. *Earth Space Sci. Open Archive*, (2020).
79. D. Cordell, S. White, Life's bottleneck: Sustaining the World's phosphorus for a food secure future. *Annu. Rev. Environ. Res.* 39, 161–188 (2014).
80. Food and Agriculture Organisation of the United Nations (FAO), “World fertilizer trends and outlook to 2022 – Summary Report, Rome” (2019); www.fao.org/3/ca6746en/ca6746en.pdf
81. M. A. Adams, N. Buchmann, J. Sprent, T. N. Buckley, T. L. Turnbull, Crops, nitrogen, water: Are legumes friend, foe, or misunderstood ally? *Trends Plant. Sci.* 23, 539–550 (2018).
82. P. M. Vitousek, D. N. L. Menge, S. C. Reed, C. C. Cleveland, Biological nitrogen fixation: Rates, patterns and ecological controls in terrestrial ecosystems. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B. Biol. Sci.* 368, 1621 (2013).
83. M. V. B. Figueiredo, A. E. S. Mergulhão, J. K. Sobral, M. A. L. Junio, A. S. F. Araújo, Biological nitrogen fixation: Importance, associated diversity, and estimates, in *Plant Microbe Symbiosis: Fundamentals and Advances* (Springer, 2013), pp. 267–289.
84. FAO, “FAOSTAT—FAO database for food and agriculture” (2022); www.fao.org/faostat/ (accessed 4.19.22)
85. M. Druke, W. von Bloh, S. Petri, B. Sakschewski, S. Schaphoff, M. Forkel, W. Huiskamp, G. Feulner, K. Thonicke, CM2Mc-LPJmL v1.0: Biophysical coupling of a process-based dynamic vegetation model with managed land to a general circulation model. *Geosci. Model. Dev.* 14, 4117–4141 (2021).
86. K.-H. Erb, T. Kastner, C. Plutzer, A. L. S. Bais, N. Carvalhais, T. Fetzl, S. Gingrich, H. Haberl, C. Lauk, M. Niedertscheider, J. Pongratz, M. Thurner, S. Luyssaert, Unexpectedly large impact of forest management and grazing on global vegetation biomass. *Nature* 553, 73–76 (2017).
87. Y. M. Bar-On, R. Phillips, R. Milo, The biomass distribution on Earth. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 115, 6506–6511 (2018).
88. K. Matsumoto, T. Hashioka, Y. Yamanaka, Effect of temperature-dependent organic carbon decay on atmospheric pCO₂. *J. Geophys. Res.* 112, G02007 (2007).
89. L. Kwiatkowski, O. Torres, L. Bopp, O. Aumont, M. Chamberlain, J. R. Christian, J. P. Dunne, M. Gehlen, T. Ilyina, J. G. John, A. Lenton, H. Li, N. S. Lovenduski, J. C. Orr, J. Palmieri, Y. Santana-Falcón, J. Schwinger, R. Séférian, C. A. Stock, A. Tagliabue, Y. Takano, J. Tjiputra, K. Toyama, H. Tsujino, M. Watanabe, A. Yamamoto, A. Yool, T. Ziehn, Twenty-first century ocean warming, acidification, deoxygenation, and upper-ocean nutrient and primary production decline from CMIP6 model projections. *Biogeosci.* 17, 3439–3470 (2020).
90. E. A. Laws, E. D'Sa, P. Naik, Simple equations to estimate ratios of new or export production to total production from satellite-derived estimates of sea surface temperature and primary production. *Limnol. Oceanogr. Meth.* 9, 593–601 (2011).
91. C. M. Marsay, R. J. Sanders, S. A. Henson, K. Pabortsava, E. P. Achterberg, R. S. Lampitt, Attenuation of sinking POC flux in the mesopelagic. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 112, 1089–1094 (2015).
92. K. A. Chrichton, J. D. Wilson, A. Ridgwell, F. Boscob-Galazzo, E. H. John, B. S. Wade, P. N. Pearson, What the geological past can tell us about the future of the ocean's twilight zone. *Nat. Commun.* 14, 2376 (2023).
93. The Royal Society, “Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide” (Publication 0 85403 617 2, Policy Doc. 12/05, R. Soc., 2005).
94. E. D. Galbraith, J. P. Dunne, A. Gnanadesikan, R. D. Slater, J. L. Sarmiento, C. O. Dufour, G. F. de Souza, D. Bianchi, M. Claret, K. B. Rodgers, S. S. Marvasti, Complex functionality with minimal computation: Promise and pitfalls of reduced-tracer ocean biogeochemistry models. *J. Adv. Model Earth Syst.* 7, 2012–2028 (2015).
95. S. Schaphoff, M. Forkel, C. Müller, J. Knauer, W. von Bloh, D. Gerten, J. Jägermeyr, W. Lucht, A. Rammig, K. Thonicke, K. Waha, LPJmL4 – A dynamic global vegetation model with managed land – Part 2: Model evaluation. *Geosci. Model Dev.* 11, 1377–1403 (2018b).
96. NASA Earth Observation, “AURA Ozone data”; https://neo.gsfc.nasa.gov/archive/geotiff/float/AURA_OZONE_M/.
97. N. Ramankutty, J. A. Foley, Characterizing patterns of global land use: An analysis of global croplands data. *Glob. Biogeochem. Cycles.* 12, 667–685 (1998).
98. C. W. Snyder, M. D. Mastrandrea, S. H. Schneider, The complex dynamics of the climate system: Constraints on our knowledge, policy implications and the necessity of systems thinking. *Philos. Complex Syst.* 10, 467–505 (2011).

99. M. Willeit, A. Ganopolski, R. Calov, V. Brovkin, Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal. *Sci. Adv.* 5, eaav7337 (2019).
100. J. Zheng, J. L. Payne, A. Wagner, Cryptic genetic variation accelerates evolution by opening access to diverse adaptive peaks. *Science* 365, 347–353 (2019).
101. M. C. Bitter, L. Kapsenberg, J.-P. Gattuso, C. A. Pfister, Standing genetic variation fuels rapid adaptation to ocean acidification. *Nat. Commun.* 10, 5821 (2019).
102. T. H. Oliver, M. S. Heard, N. J. Isaac, D. B. Roy, D. Procter, F. Eigenbrod, R. Freckleton, A. Hector, C. D. L. Orme, O. L. Petchey, V. Proença, Biodiversity and resilience of ecosystem functions. *Trends Ecol. Evol.* 30, 673–684 (2015).
103. A. A. Hoffmann, C. M. Sgrò, T. N. Kristensen, Revisiting adaptive potential, population size, and conservation. *Trends Ecol. Evol.* 32, 506–517 (2017).
104. A. Miraldo, S. Li, M. K. Borregaard, A. Flórez-Rodríguez, S. Gopalakrishnan, M. Rizvanovic, Z. Wang, C. Rahbek, K. A. Marske, D. Nogués-Bravo, An anthropocene map of genetic diversity. *Science* 353, 1532–1535 (2016).
105. S. Blanchet, J. G. Prunier, H. De Kort, Time to go bigger: Emerging patterns in macrogenetics. *Trends Genet.* 33, 579–580 (2017).
106. S. Theodoridis, D. A. Fordham, S. C. Brown, S. Li, C. Rahbek, D. Nogués-Bravo, Evolutionary history and past climate change shape the distribution of genetic diversity in terrestrial mammals. *Nat. Commun.* 11, 2557 (2020).
107. D. M. Leigh, C. B. van Rees, K. L. Millette, M. F. Breed, C. Schmidt, L. D. Bertola, B. K. Hand, M. E. Hunter, E. L. Jensen, F. Kershaw, L. Liggins, G. Luikart, S. Manel, J. Mergeay, J. M. Miller, G. Segelbacher, S. Hoban, I. Paz-Vinas, Opportunities and challenges of macrogenetic studies. *Nat. Rev. Genet.* 22, 791–807 (2021).
108. S. Theodoridis, C. Rahbek, D. Nogués-Bravo, Exposure of mammal genetic diversity to mid-21st century global change. *Ecography* 44, 817–831 (2021).
109. S. Hoban, M. Bruford, J. D'Urban Jackson, M. Lopes-Fernandes, M. Heuertz, P. A. Hohenlohe, I. Paz-Vinas, P. Sjögren-Gulve, G. Segelbacher, C. Verneis, S. Aitken, L. D. Bertola, P. Bloomer, M. Breed, H. Rodríguez-Correa, W. C. Funk, C. E. Grueber, M. E. Hunter, L. Laikre, Genetic diversity targets and indicators in the CBD post-2020 global biodiversity framework must be improved. *Biol. Conserv.* 248, 108654 (2020).
110. A. Ganopolski, V. Brovkin, Simulation of climate, ice sheets and CO₂ evolution during the last four glacial cycles with an Earth system model of intermediate complexity. *Clim.* 13, 1695–1716 (2017).
111. S. Schaphoff, W. Bloh, A. Rammig, K. Thonicke, H. Biemans, M. Forkel, D. Gerten, J. Heinke, J. Jägermeyr, J. Knauer, F. Langerwisch, W. Lucht, C. Müller, S. Rolinski, K. Waha, LPJmL4—a dynamic global vegetation model with managed land – Part 1: Model description. *Geosci. Model Dev.* 11, 1343–1375 (2018).
112. I. C. Harris, P. D. Jones, “CRU TS3.23: Climatic Research Unit (CRU) Time-Series (TS) Version 3.23 of High Resolution Gridded Data of Month-by-month Variation in Climate (Jan. 1901- Dec. 2014)” (CEDA Archive, 2015); <https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/5dca9487dc614711a3a933e44a933ad3>
113. I. Harris, P. Jones, T. Osborn, D. Lister, Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – The CRU TS3.10 dataset. *Int. J. Climatol.* 34, 623–642 (2014).
114. D. Kaufman, N. McKay, C. Routson, M. Erb, C. Dätwyler, P. S. Sommer, O. Heiri, B. Davis, Holocene global mean surface temperature, a multi-method reconstruction approach. *Sci. Data* 7, 201 (2020).
115. H. Haberl, K. H. Erb, F. Krausmann, V. Gaube, A. Bondeau, C. Plutzer, S. Gingrich, W. Lucht, M. Fischer-Kowalski, Quantifying and mapping the human appropriation of net primary production in Earth's terrestrial ecosystems. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 104, 12942–12947 (2007).
116. D. Lawrence, S. VandeCar, Effects of tropical deforestation on climate and agriculture. *Nat. Clim. Change* 5, 27–36 (2015).
117. P. W. Keys, L. Wang-Erlandsson, L. J. Gordon, Revealing invisible water: Moisture recycling as an ecosystem service. *PLOS ONE* 11, e0151993 (2016).
118. L. Wang-Erlandsson, I. Fetzer, P. W. Keys, R. J. van der Ent, H. H. G. Savenije, L. J. Gordon, Remote land use impacts on river flows through atmospheric teleconnections. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 4311–4328 (2018).
119. D. Gerten, H. Hoff, J. Rockström, J. Jägermeyr, M. Kummu, A. V. Pastor, Towards a revised planetary boundary for consumptive freshwater use: Role of environmental flow requirements. *Curr. Opin. Environ. Sustain.* 5, 551–558 (2013).
120. J. Liu, C. Zang, S. Tian, J. Liu, H. Yang, S. Jia, L. You, B. Liu, M. Zhang, Water conservancy projects in China: Achievements, challenges and way forward. *Glob. Environ. Change* 23, 633–643 (2013).
121. J. Sillmann, C. W. Stjern, G. Myhre, B. H. Samset, Ø. Hodnebrog, T. Andrews, O. Boucher, G. Faluvegi, P. Forster, M. R. Kasoar, V. V. Kharin, A. Kirkevåg, J.-F. Lamarque, D. J. L. Olivié, T. B. Richardson, D. Shindell, T. Takemura, A. Voulgarakis, F. W. Zwiers, Extreme wet and dry conditions affected differently by greenhouse gases and aerosols. *Nat. Clim. Atmospheric Sci.* 2, 1–7 (2019).
122. N. L. Poff, J. D. Olden, D. M. Merritt, D. M. Pepin, Homogenization of regional river dynamics by dams and global biodiversity implications. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 104, 5732–5737 (2007).
123. A. Staal, O. A. Tuinenburg, J. H. C. Bosmans, M. Holmgren, E. H. van Nes, M. Scheffer, D. C. Zemp, S. C. Dekker, Forest-rainfall cascades buffer against drought across the Amazon. *Nat. Clim. Change* 8, 539–543 (2018).
124. A. Günther, A. Barthelme, V. Huth, H. Joosten, G. Jurasinski, F. Koebisch, J. Couwenberg, Prompt rewetting of drained peatlands reduces climate warming despite methane emissions. *Nat. Commun.* 11, 1644 (2020).
125. T. Maavara, Q. Chen, K. Van Meter, L. E. Brown, J. Zhang, J. Ni, C. Zarfl, River dam impacts on biogeochemical cycling. *Nat. Rev. Earth Environ.* 1, 103–116 (2020).
126. N. Boers, N. Marwan, H. M. J. Barbosa, J. Kurths, A deforestation-induced tipping point for the south American monsoon system. *Sci. Rep.* 7, 41489 (2017).
127. K. Frieler, S. Lange, F. Piontek, C. P. O. Reyer, J. Schewe, L. Warszawski, F. Zhao, L. Chini, S. Denvil, K. Emanuel, T. Geiger, K. Halladay, G. Hurtt, M. Mengel, D. Murakami, S. Ostberg, A. Popp, R. Riva, M. Stevanovic, T. Suzuki, J. Volkholz, E. Burke, P. Ciais, K. Ebi, T. D. Eddy, J. Elliott, E. Galbraith, S. N. Gosling, F. Hattermann, T. Hickler, J. Hinkel, C. Hof, V. Huber, J. Jägermeyr, V. Krysanova, R. Marcé, H. Müller Schmied, I. Mouratiadou, D. Pierson, D. P. Tittensor, R. Vautard, M. van Vliet, M. F. Biber, R. A. Betts, B. L. Bodirsky, D. Deryng, S. Frolking, C. D. Jones, H. K. Lotze, H. Lotze-Campen, R. Sahajpal, K. Thonicke, H. Tian, Y. Yamagata, Assessing the impacts of 1.5 °C global warming – Simulation protocol of the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (ISIMIP2b). *Geosci. Model Dev.* 10, 4321–4345 (2017).
128. S. Siebert, M. Kummu, M. Porkka, P. Döll, N. Ramankutty, B. R. Scanlon, A global data set of the extent of irrigated land from 1900 to 2005. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 1521–1545 (2015).
129. Y. Wada, M. F. P. Bierkens, Sustainability of global water use: Past reconstruction and future projections. *Environ. Res. Lett.* 9, 104003 (2014).
130. C. Zarfl, A. E. Lumsdon, J. Berlekamp, L. Tydecks, K. Tockner, A global boom in hydropower dam construction. *Aquat. Sci.* 77, 161–170 (2015).

131. R. J. Keenan, G. A. Reams, F. Achard, J. V. de Freitas, A. Grainger, E. Lindquist, Dynamics of global forest area: Results from the FAO Global Forest Resources Assessment 2015. *For. Ecol. Manag.* 352, 9–20 (2015).
132. A. Barnosky, E. Hadly, J. Bascompte, E. L. Berlow, J. H. Brown, M. Fortelius, W. M. Getz, J. Harte, A. Hastings, P. A. Marquet, N. D. Martinez, A. Mooers, P. Roopnarine, G. Vermij, J. W. Williams, R. Gillespie, J. Kitzes, C. Marshall, N. Matzke, D. P. Mindell, E. Revilla, A. B. Smith, Approaching a state shift in Earth's biosphere. *Nature* 486, 52–58 (2012).
133. H. J. Fowler, G. Lenderink, A. F. Prein, S. Westra, R. P. Allan, N. Ban, R. Barbero, P. Berg, S. Blenkinsop, H. X. Do, S. Guerreiro, J. O. Haerter, E. J. Kendon, E. Lewis, C. Schaer, A. Sharma, G. Villarini, C. Wasko, X. Zhang, Anthropogenic intensification of short-duration rainfall extremes. *Nat. Rev. Earth Environ.* 2, 107–122 (2021).
134. L. Gudmundsson, J. Boulange, H. X. Do, S. N. Gosling, M. G. Grillakis, A. G. Koutroulis, M. Leonard, J. Liu, N. M. Schmied, L. Papadimitriou, Y. Pokhrel, S. I. Seneviratne, Y. Satoh, W. Thiery, S. Westra, X. Zhang, F. Zhao, Globally observed trends in mean and extreme river flow attributed to climate change. *Science* 371, 1159–1162 (2021).
135. J. Spinoni, G. Naumann, H. Carrao, P. Barbosa, J. Vogt, World drought frequency, duration, and severity for 1951–2010. *Int. J. Climatol.* 34, 2792–2804 (2014).
136. T. G. Huntington, Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *J. Hydrol.* 319, 83–95 (2006).
137. J. Jägermeyr, A. Pastor, H. Biemans, D. Gerten, Reconciling irrigated food production with environmental flows for sustainable development goals implementation. *Nat. Commun.* 8, 15900 (2017).
138. A. V. Pastor, F. Ludwig, H. Biemans, H. Hoff, P. Kabat, Accounting for environmental flow requirements in global water assessments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 5041–5059 (2014).
139. V. Virkki, E. Alanärä, M. Porkka, L. Ahopelto, T. Gleeson, C. Mohan, L. Wang-Erlandsson, M. Flörke, D. Gerten, S. N. Gosling, N. Hanasaki, H. Müller Schmied, N. Wanders, M. Kumm, Globally widespread and increasing violations of environmental flow envelopes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 26, 3315–3336 (2022).
140. P. Greve, B. Orlowsky, B. Mueller, J. Sheffield, M. Reichstein, S. I. Seneviratne, Global assessment of trends in wetting and drying over land. *Nat. Geosci.* 7, 716–721 (2014).
141. P. Micklin, The aral sea disaster. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 35, 47–72 (2018).
142. W. M. Hammond, A. P. Williams, J. T. Abatzoglou, H. D. Adams, T. Klein, R. López, C. Sáenz-Romero, H. Hartmann, D. D. Breshears, C. D. Allen, Global field observations of tree die-off reveal hotter-drought fingerprint for Earth's forests. *Nat. Commun.* 13, 1761 (2022).
143. R. S. Cottrell, K. L. Nash, B. S. Halpern, T. A. Remenyi, S. P. Corney, A. Fleming, E. A. Fulton, S. Hornborg, A. John, R. A. Watson, J. L. Blanchard, Food production shocks across land and sea. *Nat. Sustain.* 2, 130–137 (2019).
144. J. Schöngart, F. Wittmann, A. Faria de Resende, C. Assahira, G. de Sousa Lobo, J. R. D. Neves, M. da Rocha, G. B. Mori, A. C. Quaresma, L. O. Demarchi, B. W. Albuquerque, Y. O. Feitosa, G. da Silva Costa, G. V. Feitoza, F. M. Durgante, A. Lopes, S. E. Trumbore, T. S. F. Silva, H. ter Steege, A. L. Val, W. J. Junk, M. T. F. Piedade, The shadow of the Balbina dam: A synthesis of over 35 years of downstream impacts on floodplain forests in Central Amazonia. *Aquat. Conserv. Mar. Freshw. Ecosyst.* 31, 1117–1135 (2021).
145. B. R. Deemer, J. A. Harrison, S. Li, J. J. Beaulieu, T. DelSontro, N. Barros, J. F. Bezerra-Neto, S. M. Powers, M. A. dos Santos, J. A. Vonk, Greenhouse gas emissions from reservoir water surfaces: A new global synthesis. *BioScience* 66, 949–964 (2016).
146. A. Clarke, V. Kapustin, Hemispheric aerosol vertical profiles: Anthropogenic impacts on optical depth and cloud nuclei. *Science* 329, 1488–1492 (2010).
147. P.-A. Monerie, L. J. Wilcox, A. G. Turner, Effects of anthropogenic aerosol and greenhouse gas emissions on northern hemisphere monsoon precipitation: Mechanisms and uncertainty. *J. Clim.* 35, 2305–2326 (2022).
148. J. Cao, H. Wang, B. Wang, H. Zhao, C. Wang, X. Zhu, Higher sensitivity of northern hemisphere monsoon to anthropogenic aerosol than greenhouse gases. *Geophys. Res. Lett.* 49, e2022GL100270 (2022).
149. B. Zhuang, Y. Gao, Y. Hu, H. Chen, T. Wang, S. Li, M. Li, M. Xie, Interaction between different mixing aerosol direct effects and East Asian summer monsoon. *Clim. Dyn.* 61, 1157–1176 (2022).
150. D. M. Westervelt, Y. You, X. Li, M. Ting, D. E. Lee, Y. Ming, Relative importance of greenhouse gases, sulfate, organic carbon, and black carbon aerosol for south asian monsoon rainfall changes. *Geophys. Res. Lett.* 47, e2020GL088363 (2020).
151. E. D. Galbraith, E. Y. Kwon, A. Gnanadesikan, K. B. Rodgers, S. M. Griffies, D. Bianchi, J. L. Sarmiento, J. P. Dunne, J. Simeon, R. D. Slater, A. T. Wittenberg, I. M. Held, Climate variability and radiocarbon in the CM2Mc Earth system model. *J. Clim.* 24, 4230–4254 (2011).
152. W. von Bloh, S. Schaphoff, C. Müller, S. Rolinski, K. Waha, S. Zaehle, Implementing the nitrogen cycle into the dynamic global vegetation, hydrology, and crop growth model LPJmL (version 5.0). *Geosci. Model Dev.* 11, 2789–2812 (2018).
153. P. C. D. Milly, A. B. Shmakin, Global modeling of land water and energy balances. Part I: The land dynamics (LaD) model. *J. Hydrometeorol.* 3, 283–299 (2002).
154. J. L. Anderson, V. Balaji, A. J. Broccoli, W. F. Cooke, T. L. Delworth, K. W. Dixon, L. J. Donner, K. A. Dunne, S. M. Freidenreich, S. T. Garner, R. G. Gudgel, C. T. Gordon, I. M. Held, R. S. Hemler, L. W. Horowitz, S. A. Klein, T. R. Knutson, P. J. Kushner, A. R. Langenhost, N. C. Lau, Z. Liang, S. L. Malyshev, P. C. D. Milly, M. J. Nath, J. J. Ploshay, V. Ramaswamy, M. D. Schwarzkopf, E. Shevliakova, J. J. Sirutis, B. J. Soden, W. F. Stern, L. A. Thompson, R. J. Wilson, A. T. Wittenberg, B. L. Wyman, The new GFDL global atmosphere and land model AM2-LM2: Evaluation with prescribed SST simulations. *J. Clim.* 17, 4641–4673 (2004).
155. S. Sitch, B. Smith, I. C. Prentice, A. Arneth, A. Bondeau, W. Cramer, J. O. Kaplan, S. Levis, W. Lucht, M. T. Sykes, K. Thonicke, S. Venevsky, Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Glob. Change Biol.* 9, 161–185 (2003).
156. D. Gerten, S. Schaphoff, U. Haberlandt, W. Lucht, S. Sitch, Terrestrial vegetation and large-scale water balance. Hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model. *J. Hydrol.* 286, 249–270 (2004).
157. A. Bondeau, P. Smith, S. Zaehle, S. Schaphoff, W. Lucht, W. Cramer, D. Gerten, H. Lotze-Campen, C. Müller, M. Reichstein, B. Smith, Modelling the role of agriculture for the 20th century global terrestrial carbon balance. *Glob. Change Biol.* 13, 1–28 (2007).
158. K. Thonicke, A. Spessa, I. C. Prentice, S. P. Harrison, L. Dong, C. Carmona-Moreno, The influence of vegetation, fire spread and fire behaviour on biomass burning and trace gas emissions: Results from a process-based model. *Biogeosci.* 7, 1991–2011 (2010).
159. M. Drüke, M. Forkel, W. von Bloh, M. Sakschewski, M. Cardoso, M. Bustamante, J. Kurths, K. Thonicke, Improving the LPJmL4-SPITFIRE vegetation-fire model for South America using satellite data. *Geosci. Model. Dev.* 12, 5029–5054 (2019).
160. M. Forkel, N. Carvalhais, S. Schaphoff, W. von Bloh, M. Migliavacca, M. Thurner, K. Thonicke, Identifying environmental controls on vegetation greenness phenology through model-data integration. *Biogeosci.* 11, 7025–7050 (2014).
161. M. Forkel, M. Drüke, M. Thurner, W. Dorigo, S. Schaphoff, K. Thonicke, W. von Bloh, N. Carvalhais, Constraining modelled global vegetation dynamics and carbon turnover using multiple satellite observations. *Sci. Rep.* 9, 18757 (2019).

162. S. Fader, C. Rost, A. Müller, D. Bondeau, Gerten, virtual water content of temperate cereals and maize: Present and potential future patterns. *J. Hydrol.* 384, 218–231 (2010).
163. V. Kattsov, R. Federation, C. Reason, S. Africa, A. A. Uk, T. A. Uk, J. Baehr, A. B. Uk, J. Catto, J. S. Canada, A. S. Uk, Evaluation of climate models (AR5), *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis* (Cambridge University Press, 2013), pp. 741–866.
164. M. Santoro, O. Cartus, S. Mermoz, A. Bouvet, T. Le Toan, N. Carvalhais, D. Rozendaal, M. Herold, V. Avitabile, S. Quegan, J. Carreiras, Y. Rauste, H. Balzter, C. C. Schmullius, F. M. Seifert, A detailed portrait of the forest aboveground biomass pool for the year 2010 obtained from multiple remote sensing observations. *Geophys. Res. Abstr.* 20, EGU2018-18932 (2018). <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2018/EGU2018-18932.pdf>
165. P. Gkatsopoulos, A methodology for calculating cooling from vegetation evapotranspiration for use in urban space microclimate simulations. *Proc. Environ. Sci.* 38, 477–484 (2017).
166. N. Unger, Human land-use-driven reduction of forest volatiles cools global climate. *Nat. Clim. Change* 4, 907–910 (2014).
167. W. A. Hoffmann, R. B. Jackson, Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to grassland. *J. Clim.* 13, 1593–1602 (2000).

Vínculos relacionados:

- La Alianza Global Jus Semper
- Johan Rockström et al: [Los Límites Seguros y Justos del Sistema Tierra](#)
- Asier Arias: [¿Crisis o colapso? Extralimitación y decrecimiento](#)
- Joseph J. Merz et al: [Advertencia de los científicos del mundo: La crisis de comportamiento que conduce al sobregiro ecológico](#)
- Jason Hickel – Suzanne Kröger: [Si la Política Climática No Es Social, Fracasa](#)
- Joyeeta Gupta et al: [Límites del Sistema Tierra y justicia del Sistema Tierra: compartiendo el ecoespacio](#)
- Patricia Villarrubia-Gómez et al: [La Contaminación por Plásticos Marinos como Amenaza a los Límites Planetarios](#)
- Ulrich Brand et al: [De los Límites Planetarios a los Límites Sociales](#)
- Linn Persson et al: [Fuera del Espacio Operativo Seguro del Límite Planetario para Entidades Noveles](#)

❖ **Acerca de Jus Semper:** La Alianza Global Jus Semper aspira a contribuir a alcanzar un etos sostenible de justicia social en el mundo, donde todas las comunidades vivan en ámbitos verdaderamente democráticos que brinden el pleno disfrute de los derechos humanos y de normas de vida sostenibles conforme a la dignidad humana. Para ello, coadyuva a la liberalización de las instituciones democráticas de la sociedad que han sido secuestradas por los dueños del mercado. Con ese propósito, se dedica a la investigación y análisis para provocar la toma de conciencia y el pensamiento crítico que generen las ideas para la visión transformadora que dé forma al paradigma verdaderamente democrático y sostenible de la Gente y el Planeta y NO del mercado.

❖ **Autores:** Katherine Richardson^{1*}, Will Steffen^{2†}, Wolfgang Lucht^{3,4}, Jørgen Bendtsen¹, Sarah E. Cornell⁵, Jonathan F. Donges^{3,5}, Markus Drüke³, Ingo Fetzer^{5,6}, Govindasamy Bala⁷, Werner von Bloh³, Georg Feulner³, Stephanie Fiedler⁸, Dieter Gerten^{3,4}, Tom Gleeson^{9,10}, Matthias Hofmann³, Willem Huiskamp³, Matti Kummu¹¹, Chinchu Mohan⁸, 12,13, David Nogués-Bravo¹, Stefan Petri³, Miina Porkka¹¹, Stefan Rahmstorf^{3,14}, Sibyll Schaphoff³, Kirsten Thonicke³, Arne Tobian^{3,5}, Vili Virkki¹¹, Lan Wang-Erlandsson^{3,5,6}, Lisa Weber⁸, Johan Rockström^{3,5,15}: 1 Instituto Globe, Facultad de Salud, Universidad de Copenhague, Copenhague, Dinamarca. 2 Universidad Nacional Australiana, Canberra, Australia. 3 Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK), Miembro de la Asociación Leibniz, Potsdam, Alemania. 4 Departamento de Geografía, Humboldt-Universität zu Berlin, Berlín, Alemania. 5 Centro de Resiliencia de Estocolmo, Universidad de Estocolmo, Estocolmo, Suecia. 6 Bolin Centre for Climate Research, Universidad de Estocolmo, Estocolmo, Suecia. 7 Centre for Atmospheric and Oceanic Sciences, Indian Institute of Science, Bangalore, Karnataka - 560012, India. 8 GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel y Facultad de Matemáticas y Ciencias Naturales, Christian-Albrechts-University Kiel, Kiel, Alemania. 9 Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Victoria, Victoria, Columbia Británica, Canadá. 10 School of Earth and Ocean Sciences, University of Victoria, Victoria, British Columbia, Canadá. 11 Grupo de Investigación sobre Agua y Desarrollo, Universidad de Aalto, Espoo, Finlandia. 12 Global Institute for Water Security, Universidad de Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Canadá. 13 Waterplan (YC S21), San Francisco, CA, EEUU. 14 Instituto de Física y Astronomía, Universidad de Potsdam, Potsdam, Alemania. 15 Instituto de Ciencias Medioambientales y Geografía, Universidad de Potsdam, Potsdam, Alemania. *Autor correspondiente. Correo electrónico: kari@sund.ku.dk †Deceased.

❖ **Acerca del artículo:** Este artículo fue publicado originalmente en inglés por SCIENCE ADVANCES, 13 Sep 2023, Vol 9, Issue 37 DOI: 10.1126/sciadv.adh2458. Copyright © 2023 The Authors, algunos derechos reservados; licencia exclusiva American Association for the Advancement of Science. Sin reivindicación de obras originales de EUA. **Distribuido bajo licencia Creative Commons Attribution NonCommercial License 4.0 (CC BY-NC).**

Agradecimientos: Este artículo está dedicado a nuestro amigo, colega y coautor, W.S., ya fallecido. Estuvo muy involucrado en el desarrollo de este trabajo. Pocos han contribuido tanto a describir una vía para el desarrollo de la humanidad en el Antropoceno como W.S. Agradecemos el apoyo de K. Noone (aerosoles), B. Sakschewski (POEM) y M. Martin (comentarios). J. Lokrantz (Azote) y D. Biermann (PIK) elaboraron las figuras. **Fondeo:** Este trabajo ha contado con el apoyo del Consejo Europeo de Investigación (proyecto Earth Resilience in the Anthropocene, ERC-2016-ADG 743080); Consejo Europeo de Investigación (ERC) en el marco del programa de investigación e innovación Horizonte 2020 de la Unión Europea (subvención n.º 819202); Ministerio Federal de Educación e Investigación de Alemania (BMBF) a través del marco «PIK Change» (subvención n.º 01LS2001A), y Fundación Carlsberg (Centro de Investigación Interdisciplinaria sobre Océano, Clima y Sociedad de la Reina Margarita y Vigdis Finnbogadóttir, CF20-0071). El desarrollo y la aplicación de POEM recibieron el apoyo de la Fundación Volkswagen (POEM-PBSim-A Simulator for Earth's planetary boundaries, AZ 98046) y el trabajo sobre el límite de integridad funcional de la biosfera, de la Global Challenges Foundation. **Contribución de autores:** K.R., W.S., J.R. y W.L. dirigieron el estudio concibiendo y coordinando los análisis. K.R. dirigió el proceso de redacción. J.B., S.E.C., J.F.D., M.D. e I.F. (por orden alfabético) recopilaron y cotejaron los datos, sintetizaron la bibliografía, apoyaron los análisis, prepararon las tablas y figuras y prestaron apoyo logístico. Los demás autores (por orden alfabético) contribuyeron a la modelización POEM y/o a nuevos análisis de límites individuales: G.B. (aerosoles), W.v.B. (POEM), G.F. (POEM), S.F. (aerosoles), D.G. (agua dulce), T.G. (agua dulce), M.H. (POEM), W.H. (POEM), M.K. (agua dulce), C.M. (agua dulce), D.N.-B. (integridad de la biosfera), S.P. (POEM), M.P. (agua dulce), S.R. (POEM), S.S. (POEM e integridad funcional de la biosfera), A.T. (cambio del sistema de suelos), K.T. (POEM), V.V. (agua dulce), L.W.-E. (agua dulce) y L.W. (aerosoles). **Intereses en conflicto:** Los autores declaran no tener intereses contrapuestos. **Disponibilidad de datos y materiales:** Todos los datos necesarios para evaluar las conclusiones del artículo están presentes en el mismo y/o en los Materiales Suplementarios. Además, los datos de modelización POEM pueden consultarse en <https://doi.org/10.5281/zenodo.8032156>. **Materiales complementarios:** Este archivo PDF incluye: [Información suplementaria](#), Figs. S1 a S9, Tablas S1 a S3 Referencias

❖ **Cite este trabajo como:** Katherine Richardson, Will Steffen, Johan Rockström, et al — La Tierra más allá de seis de los nueve límites planetarios - La Alianza Global Jus Semper, Enero de 2025.

❖ **Etiquetas:** políticas de gobernanza, límites planetarios, holoceno, antropoceno, sostenimiento, riesgo, medioambiental, espacio operativo seguro.

❖ La responsabilidad por las opiniones expresadas en los trabajos firmados descansa exclusivamente en su(s) autor(es), y su publicación no representa un respaldo por parte de La Alianza Global Jus Semper a dichas opiniones.



Bajo licencia de Creative Commons Reconocimiento 4.0 Internacional.
<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/deed.es>

© 2025. La Alianza Global Jus Semper
 Portal en red: https://www.jussemp.org/Inicio/Index_castellano.html
 Correo-e: informa@jussemp.org