

El termostato de la Tierra

QTC-019 · De los quarks a la consciencia

El universo, la vida y cómo llegamos a saberlo

Autor: Juan Segurola

Versión: v1.0 ES · 2 de septiembre de 2026

Perfil epistémico: Interpretación científica actual

Licencia: All Rights Reserved

Resumen del artículo

La Tierra ha conservado agua superficial durante la mayor parte de su historia aunque el Sol se volvió más luminoso, los continentes se desplazaron y cambiaron las fuentes volcánicas de carbono. La explicación habitual es un «termostato» carbonato-silicato: el calentamiento y un ciclo del agua más intenso pueden acelerar la meteorización de silicatos, transferir dióxido de carbono a rocas carbonatadas, mientras el enfriamiento debilita el sumidero y permite que las emisiones geológicas reconstruyan el efecto invernadero. El mecanismo es real, pero incompleto. La meteorización depende también de suministro mineral fresco, escorrentía, litología, biología y topografía; la corteza oceánica consume carbono; y una glaciación global puede interrumpir la vía continental. Este artículo sigue el carbono desde su liberación volcánica hasta su almacenamiento rocoso, distingue una retroalimentación negativa de una temperatura objetivo y explica por qué un proceso de cientos de miles de años no puede cancelar el calentamiento moderno en escalas humanas.

En 60 segundos

El ciclo largo del carbono conecta fuentes volcánicas y metamórficas de CO₂ con sumideros en roca meteorizada y sedimento marino. La lluvia y el agua del suelo reaccionan con minerales silicatados y liberan cationes y alcalinidad. Los ríos llevan esos productos al océano, donde el enterramiento de carbonatos deja un balance simplificado: roca silicatada más CO₂ se convierte en roca carbonatada más sílice. Si más CO₂ calienta y humedece paisajes sensibles, la meteorización puede acelerarse; si el clima se enfría y seca, el sumidero puede debilitarse mientras continúa la desgasificación. Es una retroalimentación negativa, no un mando fijado a una temperatura. Su fuerza cambia con erosión, roca fresca, litología, montañas, plantas y flujo de agua. La alteración del basalto submarino aporta otro sumidero cuya magnitud antigua sigue incierta. Bajo hielo casi global, la ruta continental puede detenerse y permitir que se acumule CO₂ antes de la deglaciación. Un Sol joven más tenue vuelve científicamente importante esta regulación acoplada, pero no demuestra una atmósfera primitiva única. Y la respuesta es lenta: los modelos sitúan la recuperación por meteorización en cientos de miles de años, muy lejos de la escala de nuestras emisiones y decisiones.

Por qué importa esta pregunta

La metáfora del termostato es tan memorable que puede volverse peligrosa. Hace parecer que la Tierra fue diseñada para la vida, convierte una vía química en explicación universal y sugiere que la meteorización natural reparará enseguida un pulso humano de carbono. La evidencia sostiene algo más interesante: una retroalimentación ensamblada con reacciones, flujo de agua, renovación de

roca, corteza oceánica, modificación biológica y circulación tectónica, cada componente con límites y relojes distintos. Aprender dónde funciona el mecanismo —y dónde se detiene— muestra cómo la habitabilidad planetaria puede emerger sin previsión. También conecta las placas móviles de QTC-018 con los ambientes prebióticos de QTC-020 sin afirmar que la tectónica o la estabilidad climática estuvieran garantizadas.

1. Un termostato sin mando

La pregunta

Si la Tierra tiene termostato, ¿por qué se ha congelado casi por completo, ha perdido el hielo tropical durante largos intervalos y ha cambiado su carbono atmosférico en órdenes de magnitud? La respuesta empieza por descartar el aparato doméstico y conservar la física de la retroalimentación.

Un termostato doméstico compara una temperatura medida con un ajuste elegido y enciende o apaga la calefacción. Las rocas terrestres no eligen nada. En este artículo, «termostato» solo significa que un cambio climático puede modificar un flujo de carbono en una dirección que se opone parcialmente al cambio inicial. Walker, Hays y Kasting formalizaron el caso canónico en 1981: condiciones más cálidas y un ciclo del agua más intenso podían aumentar la meteorización de silicatos, retirar más CO₂ y reducir el forzamiento de invernadero.[1] Llamaron parcial a la estabilización y calificaron de especulativos detalles cuantitativos importantes. Esa cautela pertenece dentro de la metáfora, no en una nota al pie.

La contabilidad relevante une depósitos que solemos sentir separados. Atmósfera, océano, suelos y materia viva intercambian carbono con rapidez, mientras rocas carbonatadas, sedimentos ricos en materia orgánica, corteza oceánica y manto almacenan mucho más durante el tiempo geológico. [2,3] Esas cajas no están selladas: un átomo puede atravesar varias con relojes distintos. La asimetría crucial es el tamaño. Los flujos acumulados de volcanismo, meteorización y enterramiento durante millones de años son grandes frente al depósito superficial, de modo que un desajuste persistente modesto alejaría el CO₂ atmosférico de valores familiares.[3] Un proceso restaurador es una exigencia de balance de masa, no evidencia de intención planetaria.

La regulación parcial es compatible con un clima dramático. La Tierra ha ocupado estados de invernadero y de glaciación, y estratos neoproterozoicos registran glaciaciones lo bastante severas para motivar modelos de Tierra Bola de Nieve.[4,12,19] Una retroalimentación negativa puede impedir una deriva indefinida y, sin embargo, ser demasiado lenta para evitar un sobrepaso, demasiado débil en cierta geografía o quedar interrumpida. Agua superficial duradera tampoco significa calor constante. Los modelos del clima y pH primitivos admiten rangos amplios, mientras minerales antiguos conservan evidencia de agua bajo condiciones imposibles de reconstruir instante a instante.[17,18,22] El logro es persistir dentro de una envolvente extensa, no mantener una línea térmica plana.

Una retroalimentación necesita además una perturbación definida. El bucle de meteorización puede oponerse a un aumento de CO₂ sin revertir todo cambio térmico causado por hielo, nubes, circulación o geometría orbital.[1,3,4] En un planeta cambiante actúan a la vez varias respuestas y relojes. Llamar estabilizador a uno significa que su respuesta tiene signo negativo frente a su impulsor; no le concede control sobre todo el sistema climático.

Esta distinción fija el perfil epistémico del artículo. Las reacciones y vías de flujo modernas pueden medirse. Su fuerza integrada a través de continentes desaparecidos, océanos cambiantes y miles de millones de años es una interpretación científica limitada por modelos y archivos incompletos. [4,12,17,18] La palabra termostato solo ganará su lugar si viaja con tres preguntas: qué flujo de carbono responde, con qué rapidez y qué puede limitarlo. La primera respuesta está en una reacción que empieza en lluvia y suelo, pero termina con carbono encerrado en roca marina.

En qué punto estamos

El termostato es, por tanto, una relación, no un objeto: fuentes de carbono, sumideros sensibles al clima y tiempos de respuesta finitos deben permanecer enlazados. El balance de masa explica por qué hace falta alguna restauración sin fijar su fuerza exacta. Para ver qué realiza el trabajo, el paso siguiente sigue el carbono volcánico por silicato meteorizado, agua fluvial y carbonato recién enterrado.

2. La reacción que almacena el carbono volcánico

El carbono vuelve a la superficie por varias rutas geológicas. El magma libera carbono mantélico y reciclado; reacciones metamórficas y diagenéticas descomponen material carbonoso enterrado; los arcos procesan parte de lo que la subducción transporta hacia abajo.[1–3,29,31] Estos flujos cambian con el tiempo y no se reducen a una fila de volcanes. Tampoco todo átomo que entra en una fosa reaparece enseguida en un arco. Mediciones e inventarios muestran gran variación entre márgenes, con carbono liberado en antearcos y arcos, almacenado en corteza o transportado a mayor profundidad.[29–31] El lado de las fuentes es un sistema tectónico distribuido cuyo presupuesto no está cerrado por completo.

La retirada empieza cuando el CO₂ se disuelve en lluvia o agua del suelo y contribuye al ácido carbónico. El agua que atraviesa minerales silicatados libera cationes como calcio o magnesio, bicarbonato disuelto y sílice; ácidos orgánicos y respiración del suelo pueden intensificar la química local.[1,2,6] Una ecuación deliberadamente simplificada para el silicato de calcio sirve como contabilidad: dos moléculas de CO₂ reaccionan con CaSiO₃ y agua para producir Ca²⁺, dos bicarbonatos y sílice disuelta.[1,2,26] Granito y basalto naturales no son wollastonita pura y en el camino se forman arcillas secundarias. La ecuación sigue átomos; no fotografía un grano mineral.

Los ríos trasladan los productos al océano. Cuando calcio y bicarbonato forman finalmente carbonato cálcico y este se entierra, una molécula de CO₂ vuelve al sistema océano-atmósfera y otra queda en roca. La combinación de ambas etapas da la reacción neta familiar: $\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$. [1,2] Ese enterramiento final importa. Si el carbonato vuelve a disolverse, termina el almacenamiento; si el sedimento se subduce y descarbonata, el carbono regresa después a la superficie. El secuestro geológico es residencia en un depósito lento, no aniquilación.

Hay que separar la meteorización de rocas carbonatadas. Disolver CaCO₃ con ácido carbónico consume CO₂ al principio, pero precipitar CaCO₃ lo devuelve después; el ciclo completo del carbonato no es el mismo sumidero neto multimillonario que la meteorización de silicatos.[1,3,26] Aun así puede neutralizar un pulso durante milenios, y el ácido sulfúrico puede invertir parte de la contabilidad esperada. La regla «la meteorización elimina CO₂» es demasiado burda. Hay que identificar ácido, mineral, iones exportados y destino del carbonato. Solo entonces la química de rocas se convierte en presupuesto planetario.

El viaje de retorno es igual de selectivo. El carbono sedimentario que entra en una subducción puede disolverse en fluidos, liberarse por metamorfismo, entrar en magma, almacenarse en corteza o viajar más hondo.[29–31] Los presupuestos actuales no cierran cada rama y los márgenes difieren. La incertidumbre cambia tamaño y ritmo de las fuentes geológicas, pero no la necesidad de equilibrarlas con sumideros duraderos. El ciclo se cierra mediante una red de repartos, no una cinta transportadora.

En qué punto estamos

La meteorización de silicatos solo se vuelve sumidero duradero cuando sus productos completan el viaje hasta el enterramiento de carbonato; disolver carbonato por sí solo lleva otra contabilidad. La reacción aporta la dirección química, no su velocidad. La velocidad entra por el clima, porque calor, lluvia, escorrentía y residencia subterránea deciden con qué rapidez el agua convierte minerales frescos en alcalinidad exportada.

3. La meteorización convierte el clima en retroalimentación

La pregunta

Un sumidero de carbono no es automáticamente una retroalimentación climática. Para oponerse al calentamiento, su ritmo debe cambiar porque cambió el clima. La temperatura puede acelerar reacciones, pero en continentes reales la conexión decisiva suele pasar por agua, rutas de flujo y suministro de mineral sin reaccionar.

Las reacciones minerales suelen acelerarse con la temperatura, pero un paisaje no es un vial de laboratorio. White y Blum compararon cuencas graníticas de distintos climas y hallaron que los flujos de sílice y sodio aumentaban sistemáticamente con precipitación, escorrentía y temperatura, mientras calcio, magnesio y potasio quedaban ocultos por otros procesos.[6] West, Galy y Bickle encontraron asimismo que clima, erosión y litología organizan conjuntamente la meteorización global.[5] Esos resultados mixtos no refutan la retroalimentación. Identifican su maquinaria: la cinética importa solo donde el agua alcanza superficies reactivas, los productos pueden salir y quedan minerales frescos.

La hidrología aporta el puente más fuerte. La lluvia controla cuánta agua entra en una cuenca; la escorrentía exporta productos disueltos; la residencia subterránea da tiempo para acercarse al equilibrio. Maher y Chamberlain expresaron la competencia con un marco de Damköhler que conecta tiempo de flujo, tiempo de reacción y suministro mineral fresco.[4] Más escorrentía puede elevar el flujo total aunque baje la concentración, pero la respuesta termina saturándose. Un paisaje cálido y húmedo puede meteorizarse deprisa, aunque dos cuencas igual de cálidas se comporten distinto porque sus rutas de flujo, edad del suelo e historia erosiva no son iguales. El termostato tiene tuberías.

El bucle canónico se cierra. Más CO₂ atmosférico refuerza el efecto invernadero. Allí donde el clima resultante es más cálido y aumenta la escorrentía, la meteorización de silicatos tiende a consumir CO₂ con mayor rapidez. La reducción posterior se opone al calentamiento inicial.[1,3,4] En sentido contrario, condiciones más frías o secas pueden frenar el sumidero mientras continúa la liberación volcánica y metamórfica, permitiendo que se acumule CO₂. [1,19] Cada verbo es condicional. La lluvia puede disminuir regionalmente, el hielo aislar la roca del agua líquida y la productividad cambiar la acidez. Un signo global negativo no uniforma todas las cuencas.

La variabilidad de campo es evidencia que interpretar, no ruido que borrar. Una respuesta de escorrentía puede aumentar la exportación en una cuenca y acercarse a saturación mineral en otra; una relación térmica puede desaparecer al cambiar la litología.[1,4,6] Los modelos globales comprimen diferencias en parámetros, mientras las cuencas revelan los procesos que deben representar. La confianza procede de química, hidrología y balance compatibles, no de fingir que una regresión explica cada río.

El reloj es geológico. Archer y sus colegas separaron captación oceánica, neutralización por carbonatos y meteorización de rocas en etapas distintas tras un pulso de carbono.[25] Colbourn, Ridgwell y Lenton obtuvieron un tiempo e-folding de unos 240.000 años para la retroalimentación de silicatos, con un rango de modelo de 170.000–380.000 años.[26] Otros modelos difieren y el valor cambia con clima inicial y tamaño del pulso.[27] La conclusión defendible no es un número mágico. Es que restaurar el balance geológico requiere cientos de miles de años: suficiente para moldear el tiempo profundo, demasiado lento para estabilizar un siglo humano.

En qué punto estamos

El clima solo cierra el bucle mediante paisajes capaces de traducir calor y agua en reacción mineral y exportación. Esa dependencia explica el signo negativo y el ritmo variable. También revela la siguiente complicación: la tectónica hace más que devolver carbono. Al crear montañas, erosionar superficies y exponer rocas distintas, cambia continuamente la palanca de la retroalimentación.

4. La tectónica cambia la fuerza de la retroalimentación

La meteorización química necesita algo físico que meteorizar. La erosión retira material alterado y expone minerales que aún no han reaccionado; la formación de suelo abre poros; los deslizamientos llevan detritos frescos a canales y llanuras.[4,5] Pero más erosión no siempre es mejor. Cuando escasea el suministro, exponer roca puede aumentar el flujo químico. Cuando abunda, limitan la cinética, el contacto con agua y el transporte, y granos retirados deprisa pueden marcharse antes de reaccionar mucho.[5,26] La distinción entre regímenes limitados por suministro y por cinética o hidrología es un espectro, pero impide que «más montañas significa más enfriamiento» se convierta en ley.

El tipo de roca cambia la oportunidad. La química fluvial muestra que la litología ayuda a determinar cuánto CO₂ consume la meteorización, y los terrenos basálticos pueden ser especialmente reactivos.[7,8] Dessert y sus colegas derivaron relaciones de meteorización del basalto en lugares monitorizados y las usaron para evaluar el consumo global.[9] El basalto no posee una tasa planetaria fija: importan lluvia tropical, permeabilidad, tamaño de grano, edad y erosión. Grandes provincias ígneas pueden liberar CO₂ al erupcionar y después exponer roca máfica que lo consume. Fuente y sumidero pueden pertenecer al mismo episodio y actuar con ritmos diferentes.

Las montañas reorganizan casi todos los controles a la vez. El levantamiento crea relieve, la erosión suministra minerales, la lluvia orográfica redirige agua y el sedimento se acumula en tierras bajas reactivas.[4] Raymo y Ruddiman propusieron que el levantamiento cenozoico tardío intensificó la meteorización y contribuyó al enfriamiento.[10] Fue una hipótesis influyente y comprobable, no un veredicto permanente. A largo plazo, la meteorización global debe aproximarse al suministro geológico de carbono; aumentar la meteorizabilidad puede reducir el

CO₂ y la temperatura necesarios para lograr el balance.[3] Una cordillera cambia el estado de equilibrio y la ruta hacia él, no solo una perilla global de flujo.

La vida modifica el mismo paisaje. Raíces, hongos, respiración y ácidos orgánicos cambian rutas del agua, superficies minerales y CO₂ del suelo; la vegetación estabiliza además el suelo y altera la erosión. Los modelos GEOCARB tratan la amplificación biológica como un control evolutivo.[12] Pagani y sus colegas modelaron otro giro: cuando escasea el CO₂, la productividad vegetal y la meteorización impulsada por plantas pueden debilitarse y limitar una retirada adicional.[11] La biología no inventó la reacción abiótica de silicatos, y ningún multiplicador representa todos los ecosistemas. Cambia la ganancia. Cuando el agua llega al mar, la señal continental ya contiene historia tectónica, climática y biológica.

A largo plazo, meteorizabilidad y flujo de meteorización no son sinónimos. Si levantamiento o plantas facilitan la reacción mientras la desgasificación queda fija, el CO₂ puede caer hasta que condiciones más frías o secas devuelvan la retirada global hacia el carbono suministrado.[3,4,12] El nuevo estado puede ser más frío y el transitorio importante, pero el sumidero no supera para siempre a su fuente. Esta lógica exige cronología y mecanismo para relacionar montañas, erosión y enfriamiento.

En qué punto estamos

La tectónica fortalece o debilita la meteorización al cambiar suministro de roca fresca, litología, relieve y lluvia, mientras la vida modifica el paisaje reactivo. Ningún factor actúa solo, y el levantamiento no dicta permanentemente un sumidero independiente del carbono disponible. Aún falta una gran superficie reactiva: la corteza basáltica submarina producida por el planeta móvil de QTC-018.

5. El fondo oceánico forma parte del termostato

La pregunta

La lluvia sobre montañas es la imagen familiar de la retirada geológica de carbono, pero el agua marina también circula por basalto joven y deja carbonato. Ignorar esa vía sumergida convierte un ciclo planetario en relato continental y distorsiona sobre todo la Tierra primitiva.

La corteza oceánica nace caliente y fracturada en una dorsal, después se enfría mientras el agua marina sigue circulando por capas superiores permeables lejos del eje. El fluido entra por afloramientos expuestos, reacciona con basalto y precipita minerales secundarios antes de volver al océano.[13,32] En algunas cortezas estudiadas, más de cuatro quintas partes del carbonato se formaron durante los primeros 20 millones de años, aunque permeabilidad y cubierta sedimentaria varían mucho.[13] Hallar carbonato en un testigo demuestra captación, no automáticamente un sumidero neto nuevo: parte de la calcita solo precipita alcalinidad continental. La disolución del basalto debe generar alcalinidad adicional para el efecto duradero más fuerte.

Brady y Gislason propusieron que la meteorización submarina responde a temperatura y CO₂ atmosférico.[14] Coogan y Gillis modelaron después reacciones de baja temperatura y argumentaron que una generación mayor de alcalinidad bajo condiciones mesozoicas tardías más cálidas pudo aportar una retroalimentación comparable a la continental.[13] La afirmación

importa precisamente porque está cualificada. El estudio relacionó contenidos medidos de carbono cortical con modelos de reacción; no monitorizó continuamente un flujo global antiguo. La corteza oceánica es un depósito real, mientras el tamaño de su influencia climática se reconstruye.

Coogan y Dosso usaron alteración cortical e isótopos de estroncio marino para inferir una fuerte dependencia térmica de la disolución del basalto y comunicaron una energía de activación aparente de unos 92 ± 7 kJ por mol.[15] La temperatura del agua profunda importa porque fija la condición de entrada de la circulación fuera del eje. Pero el número no es constante universal de todo acuífero cortical. Ensamblajes minerales, composición marina, rutas de flujo y supuestos sobre el registro de estroncio entran en la inferencia. Su mensaje más sólido es cualitativo y comprobable: el sumidero puede responder al clima y no solo a la cantidad de corteza producida.

Los modelos de la Tierra primitiva hacen visible la consecuencia. Krissansen-Totton, Arney y Catling acoplaron meteorización continental y oceánica con química marina y hallaron que la alteración submarina pudo ser comparable a la continental en el Arcaico sin dominarla necesariamente.[17] La respuesta cambiaba con supuestos sobre crecimiento de continentes, flujo térmico y degasificación. Tasa de expansión, edad cortical, sedimento y química marina afectan al sumidero.[13–15,32] Un planeta con poca tierra expuesta no carece por ello de retroalimentación mineral, pero el basalto tampoco garantiza un clima clemente. La vía sumergida amplía a la vez el sistema y su incertidumbre.

La tasa de expansión tampoco representa por sí sola el proceso. Crear corteza deprisa expone más basalto joven, pero acceso del fluido, temperatura profunda, saturación de carbonato y minerales secundarios determinan qué hace esa corteza.[13–15,32] Un fondo sellado por sedimento difiere del basalto fracturado conectado a afloramientos. La misma tasa tectónica puede sostener captaciones distintas. Esta es la frontera con QTC-018: el movimiento crea el escenario; geoquímica e hidrología determinan la retroalimentación.

En qué punto estamos

La corteza oceánica confirma que la regulación geológica no se limita a suelos y ríos. La alteración del basalto puede crear alcalinidad, enterrar carbono y responder a temperatura, aunque su fuerza global antigua depende de modelos. Añadir el fondo vuelve la retroalimentación más resistente, no invulnerable. En condiciones extremas, acceso al agua, química marina y vías de enterramiento pueden cambiar de modo o fallar conjuntamente.

6. La retroalimentación puede detenerse o cambiar de modo

El océano no recibe pasivamente alcalinidad continental. Sílice disuelta y cationes pueden formar arcillas nuevas en sedimentos marinos, una familia de reacciones llamada meteorización inversa. Esas reacciones consumen alcalinidad y pueden devolver CO₂ al sistema océano-atmósfera.[16] Isson y Planavsky propusieron que la vía ayudó a estabilizar pH marino y clima, sobre todo antes de que el ciclo biológico de la sílice transformara el océano.[16] El proceso mineral se observa; su magnitud global a través del tiempo es una interpretación activa. Tratarlo como insignificante o como sustituto completo del ciclo convencional excedería la evidencia.

El pH oceánico cambia el reparto del carbono inorgánico y las condiciones del enterramiento. Halevy y Bachan infirieron un ascenso amplio desde un pH arcaico menor hacia océanos posteriores más alcalinos mientras aumentaba la luminosidad solar y cambiaban CO₂ atmosférico

e intercambio hidrotermal.[18] Krissansen-Totton y sus colegas obtuvieron una tendencia relacionada en otro modelo acoplado.[17] Coincidir en la dirección no produce una curva exacta. Muestra por qué la retroalimentación no puede separarse de la alcalinidad: un flujo que retira CO₂ bajo una química puede amplificarse, amortiguarse o desviarse bajo otra.

La glaciación global ofrece el experimento mental más claro con evidencia geológica. Si el hielo cubre casi todos los continentes y el agua líquida apenas intercambia con roca expuesta, la meteorización continental se desploma mientras puede continuar la desgasificación volcánica y metamórfica.[19] El CO₂ se acumula en lugar de ser compensado enseguida por el sumidero habitual. Suficiente invernadero puede ayudar a terminar el estado congelado; después, calor, escorrentía y detritos recién expuestos impulsan meteorización intensa. El umbral de deglaciación del trabajo de 1998 dependía del modelo; la lección duradera es el bucle interrumpido y su recuperación tardía, no un número heredado de CO₂.

Los carbonatos de cobertura sobre depósitos glaciares registran una transición abrupta, pero no se traducen en una tasa única de meteorización.[19] Vuelco oceánico, acumulación de alcalinidad, precipitación rápida y retrabajo sedimentario pueden contribuir. La secuencia demuestra, sin embargo, cómo una retroalimentación negativa puede sobrepasarse: un sumidero débil permite acumular carbono; la deglaciación restaura contacto agua-roca; siguen un sumidero temporalmente fuerte y una química marina inusual. Retardos y umbrales sustituyen el movimiento suave del aparato. Un regulador planetario puede ser real y permitir estados catastróficos para casi todos los ecosistemas actuales.

Estos casos comparten una regla profunda: la fuerza es propiedad del estado completo, no de una constante de reacción. La meteorización inversa depende de sílice y química marina; el enterramiento, de saturación y circulación; la captación continental, de roca húmeda expuesta.[16–19] Al cruzar umbrales puede cambiar la vía dominante. La metáfora solo sobrevive en plural: tendencias acopladas cuya respuesta combinada debe recalcularse cuando el planeta cambia de modo.

En qué punto estamos

La meteorización inversa, el pH cambiante y los episodios de Bola de Nieve revelan vías alternativas, umbrales y retardos. La Tierra no siguió habitable manteniendo cada variable cerca de su valor moderno; el sistema cambió repetidamente cómo procesaba carbono. La prueba más dura llegó desde fuera del ciclo: el Sol joven aportaba bastante menos energía mientras la geología aún registra agua líquida.

7. Un Sol joven tenue hizo difícil la prueba

La pregunta

La evolución estelar estándar dice que el Sol joven era más tenue, hasta el punto de que una atmósfera moderna dejaría la Tierra primitiva profundamente congelada. Sin embargo, rocas y circones antiguos conservan señales de agua líquida. La retroalimentación ayuda a conciliar los hechos, pero no identifica una atmósfera única.

La fusión de hidrógeno cambia lentamente el interior solar, por lo que los modelos estándar hacen aumentar la luminosidad con la edad. El cálculo de Gough sigue siendo un tratamiento cuantitativo

canónico, y estudios modernos suelen situar la luminosidad arcaica un 18–25 por ciento por debajo de la actual.[21,23] Sagan y Mullen hicieron famosa la tensión en 1972: bajo una atmósfera simple semejante a la moderna, menos luz implicaba una Tierra joven congelada, mientras la geología indicaba agua líquida.[20] «Paradoja» nombra un desacuerdo entre condiciones de contorno y una explicación climática incompleta. Un depósito fluvial antiguo no contradice la evolución estelar.

La evidencia de agua es real, pero estratificada. Las rocas sedimentarias exigen deposición por agua líquida en tiempos y lugares concretos. Circones mucho más antiguos de Jack Hills llevan señales de isótopos de oxígeno y elementos traza interpretadas como interacción entre corteza y agua superficial de baja temperatura hacia hace 4.400 millones de años.[22] Un circón no es un mapa meteorológico global. Limita la existencia de un ciclo agua-roca y corteza diferenciada, no un océano mundial permanente de temperatura conocida. Mantener la distinción evita exigir al archivo más precisión de la que contiene.

Un invernadero más fuerte es el puente principal. Más CO₂, y en algunos escenarios metano, puede compensar la menor insolación; la retroalimentación carbonato-silicato ajusta después el CO₂ al cambiar luminosidad, tierra y desgasificación.[1,17,20,28] Pero la abundancia requerida no es fija. Los modelos tridimensionales muestran sensibilidad a nubes, rotación, transporte oceánico, fracción terrestre, presión atmosférica y albedo del hielo.[23] El metano puede calentar, aunque la fotoquímica y la neblina orgánica limitan su comportamiento. El CO₂ es central porque la geología aporta una retroalimentación, no porque las demás condiciones sean irrelevantes.

Los modelos acoplados convierten el relato en prueba. Krissansen-Totton y sus colegas mostraron incertidumbre en crecimiento continental, calor interno, desgasificación, metano y meteorización biológica, y calcularon juntos clima y pH oceánico.[17] Halevy y Bachan obtuvieron una historia evolutiva del pH desde ciclos de elementos mayores.[18] Los modelos de zona habitable extienden la relación inversa CO₂-temperatura a planetas terrestres alrededor de otras estrellas.[24] Son inferencias estructuradas, no registros instrumentales recuperados. Una tendencia robusta —Sol más brillante, CO₂ de equilibrio menor— puede coexistir con incertidumbre sobre temperatura, tierra, metano y reparto de sumideros.

La limitación es poderosa porque sus componentes fallan de modos distintos. Los modelos estelares fijan energía; circones y sedimentos limitan agua y corteza; modelos climáticos traducen gases y albedo en temperatura; los del carbono preguntan si la atmósfera requerida puede persistir.[17,23,24] Su acuerdo estrecha posibilidades sin producir una película única. Una solución que calienta pero exige sumideros siempre mayores que las fuentes no es autoconsistente. El presupuesto prueba las respuestas climáticas, no solo las adorna.

En qué punto estamos

El Sol joven tenue vuelve necesaria la regulación sin convertir un modelo en atmósfera recuperada. Agua líquida, evolución estelar y retroalimentación geoquímica limitan juntos el espacio de soluciones; ninguno aporta una historia única. Ese éxito profundo crea un último malentendido que eliminar: un proceso restaurador lento no borra una liberación de carbono casi instantánea según su propio reloj.

8. La retroalimentación lenta no cancela el calentamiento rápido

Un pulso de CO₂ no abandona la atmósfera según un solo reloj exponencial. Primero se reparte entre océano superior y biosfera; después se mezcla por el océano, disuelve carbonato del fondo, reacciona con roca carbonatada continental y finalmente queda equilibrado por meteorización de silicatos y enterramiento.[25–27] Cada etapa cambia de modo distinto concentración, pH y temperatura. La última fracción importa de forma desproporcionada porque los sumideros anteriores se saturan o se acercan a nuevos equilibrios. «La naturaleza elimina CO₂» solo es verdad acompañada de una curva de fracción restante contra tiempo.

Archer, Kheshgi y Maier-Reimer ilustraron la separación en un modelo de 1997: la captación oceánica actuaba en unos 200–450 años, la neutralización del carbonato submarino en 5.500–6.800, la meteorización continental de carbonatos hacia 8.200 y el consumo final por rocas ígneas básicas cerca de 200.000 años.[25] No son constantes universales actuales. Son la demostración de un modelo de que el mismo pulso tiene colas oceánica, carbonatada y silicatada. Colbourn y sus colegas estimaron después un e-folding de unos 240.000 años con incertidumbre amplia.[26] Cálculos distintos refuerzan la jerarquía más que cualquier cifra exacta compartida.

La liberación humana de carbono fósil es rápida en todos esos relojes. La meteorización natural consumirá finalmente gran parte de la perturbación, pero no puede impedir calentamiento, acidificación y aumento del nivel del mar durante los siglos y milenios intermedios.[26,27] Esto no niega la meteorización mejorada: triturar roca reactiva y dispersarla deliberadamente acelera el contacto. Separa una intervención de la retroalimentación sin ayuda y mantiene visibles sus costes de minería, energía, verificación y ecología. Un mecanismo que ayuda a volver habitable un planeta durante miles de millones de años puede ser irrelevante para evitar daño antes de que envejezca la próxima generación.

El termostato terrestre no es guardián ni excusa. Es un conjunto acoplado de tendencias químicas y físicas que ha operado bajo un Sol creciente, continentes móviles, vida cambiante y extremos globales. QTC-018 aportó la circulación tectónica que expone y recicla roca; este artículo aporta la retroalimentación carbono-clima sin reducirla a placas. QTC-020 entrará en los ambientes anteriores a la vida y comparará cómo minerales, ultravioleta, flujo hidrotermal y ciclos húmedo-seco pudieron organizar química. Energía y carbono fijan condiciones; todavía no explican la transición a sistemas evolutivos.[1,17,24]

La comparación de escalas protege de malentendidos tanto la ciencia climática como el tiempo profundo. La retroalimentación no es demasiado lenta para importar en un planeta de miles de millones de años ni bastante rápida para volver inocua una perturbación secular.[25–27] Ambas frases son compatibles porque responden preguntas distintas. Un planeta puede tener un mecanismo estabilizador y sufrir transitorios peligrosos; identificarlo explica por qué el transitorio persiste después de cesar las emisiones que lo causaron.

En qué punto estamos

El termostato terrestre es una retroalimentación lenta y contingente ensamblada con química, agua, renovación de roca, corteza oceánica y enterramiento. Ayudó a mantener un planeta cambiante dentro de una habitabilidad amplia, pero no selecciona temperatura ni nos rescata en escalas humanas. La pregunta siguiente es qué podía hacer la química en esos ambientes imperfectamente regulados antes de existir.

Lo que sabemos y cómo lo sabemos

- La meteorización de silicatos seguida por enterramiento de carbonato transfiere CO₂ del sistema superficial a la roca en tiempo geológico.[1,2]
- Clima, escorrentía, erosión, suministro mineral fresco y litología controlan conjuntamente la meteorización continental.[4–9]
- La alteración de basalto oceánico a baja temperatura capta carbono y puede generar alcalinidad.[13–15,32]
- La respuesta de silicatos a un pulso es mucho más lenta que las emisiones humanas y opera durante cientos de miles de años en modelos publicados.[25–27]
- El Sol joven era bastante más tenue mientras materiales geológicos conservan evidencia de agua líquida primitiva.[20–23]

Lo que todavía no sabemos

- La fuerza global exacta de la retroalimentación bajo cada configuración continental pasada.
- Cómo se repartieron el sumidero la meteorización continental y submarina en la Tierra más primitiva.
- La magnitud duradera de la meteorización inversa y otras reacciones autigénicas en océanos antiguos.
- La mezcla atmosférica, temperatura superficial y pH oceánico precisos de cada intervalo primitivo.
- Cómo se reparte el carbono entre liberación en arcos, almacenamiento cortical y transporte profundo en cada subducción.

Qué podría hacernos cambiar de opinión

- Observaciones globales que muestren que la meteorización de silicatos no responde al clima bajo suministro comparable de roca.
- Registros de corteza oceánica antigua que exijan una captación submarina insignificante o dominante donde hoy se modela lo contrario.
- Historias proxy de CO₂, temperatura o pH que queden sistemáticamente fuera de conjuntos de modelos acoplados.
- Presupuestos de subducción mejorados que cambien sustancialmente el balance entre carbono devuelto y almacenado en profundidad.
- Un sumidero natural demostrado, rápido y grande para equilibrar la liberación fósil antropogénica en escalas humanas.

Si solo recuerdas una cosa

El termostato terrestre no fija una temperatura. Es una retroalimentación negativa lenta: agua, roca silicatada y enterramiento de carbonato conectan clima y retirada de carbono, con regulación parcial y contingente.

Artículos relacionados

- QTC-018 — El planeta que se mueve
- QTC-020 — Antes de la vida: un planeta lleno de química

Referencias

- [1] James C. G. Walker; P. B. Hays; J. F. Kasting. A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. *Journal of Geophysical Research* 86(C10), 9776–9782 (1981). DOI 10.1029/JC086iC10p09776. <https://doi.org/10.1029/JC086iC10p09776>
- [2] R. A. Berner; A. C. Lasaga; R. M. Garrels. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science* 283(7), 641–683 (1983). DOI 10.2475/ajs.283.7.641. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.7.641>
- [3] Robert A. Berner; Ken Caldeira. The need for mass balance and feedback in the geochemical carbon cycle. *Geology* 25(10), 955–956 (1997). DOI 10.1130/0091-7613(1997)025<0955:TNFMBA>2.3.CO;2. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025%3C0955:TNFMBA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025%3C0955:TNFMBA%3E2.3.CO;2)
- [4] K. Maher; C. P. Chamberlain. Hydrologic Regulation of Chemical Weathering and the Geologic Carbon Cycle. *Science* 343(6178), 1502–1504 (2014). DOI 10.1126/science.1250770. <https://doi.org/10.1126/science.1250770>
- [5] A. West; A. Galy; M. Bickle. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 211–228 (2005). DOI 10.1016/j.epsl.2005.03.020. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.020>
- [6] Art F. White; Alex E. Blum. Effects of Climate on Chemical Weathering in Watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(9), 1729–1747 (1995). DOI 10.1016/0016-7037(95)00078-E. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00078-E](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00078-E)
- [7] J. Gaillardet; B. Dupré; P. Louvat; C. J. Allègre. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology* 159, 3–30 (1999). DOI 10.1016/S0009-2541(99)00031-5. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00031-5)
- [8] P. Amiotte Suchet; J. L. Probst. A global model for present-day atmospheric/soil CO₂ consumption by chemical erosion of continental rocks (GEM-CO₂). *Tellus B* 47(1–2), 273–280 (1995). DOI 10.3402/tellusb.v47i1-2.16047. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v47i1-2.16047>
- [9] Céline Dessert; Bernard Dupré; Jérôme Gaillardet; Louis M. François; Claude J. Allègre. Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle. *Chemical Geology* 202, 257–273 (2003). DOI 10.1016/j.chemgeo.2002.10.001. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2002.10.001>
- [10] M. E. Raymo; W. F. Ruddiman. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359, 117–122 (1992). DOI 10.1038/359117a0. <https://doi.org/10.1038/359117a0>
- [11] Mark Pagani; Ken Caldeira; Robert Berner; David J. Beerling. The role of terrestrial plants in limiting atmospheric CO₂ decline over the past 24 million years. *Nature* 460, 85–88 (2009). DOI 10.1038/nature08133. <https://doi.org/10.1038/nature08133>
- [12] Robert A. Berner; Zavareth Kothavala. GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science* 301(2), 182–204 (2001). DOI 10.2475/ajs.301.2.182. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.2.182>

- [13] Laurence A. Coogan; Kathryn M. Gillis. Evidence that low-temperature oceanic hydrothermal systems play an important role in the silicate-carbonate weathering cycle and long-term climate regulation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14, 1771–1786 (2013). DOI 10.1002/ggge.20113. <https://doi.org/10.1002/ggge.20113>
- [14] Patrick V. Brady; Sigurdur R. Gíslason. Seafloor weathering controls on atmospheric CO₂ and global climate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(5), 965–973 (1997). DOI 10.1016/S0016-7037(96)00385-7. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00385-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00385-7)
- [15] Laurence A. Coogan; Stan E. Dosso. Alteration of ocean crust provides a strong temperature dependent feedback on the geological carbon cycle and is a primary driver of the Sr-isotopic composition of seawater. *Earth and Planetary Science Letters* 415, 38–46 (2015). DOI 10.1016/j.epsl.2015.01.027. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.027>
- [16] Terry T. Isson; Noah J. Planavsky. Reverse weathering as a long-term stabilizer of marine pH and planetary climate. *Nature* 560, 471–475 (2018). DOI 10.1038/s41586-018-0408-4. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0408-4>
- [17] Joshua Krissansen-Totton; Giada N. Arney; David C. Catling. Constraining the climate and ocean pH of the early Earth with a geological carbon cycle model. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 115(16), 4105–4110 (2018). DOI 10.1073/pnas.1721296115. <https://doi.org/10.1073/pnas.1721296115>
- [18] I. Halevy; A. Bachan. The geologic history of seawater pH. *Science* 355(6329), 1069–1071 (2017). DOI 10.1126/science.aal4151. <https://doi.org/10.1126/science.aal4151>
- [19] Paul F. Hoffman; Alan J. Kaufman; Galen P. Halverson; Daniel P. Schrag. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science* 281(5381), 1342–1346 (1998). DOI 10.1126/science.281.5381.1342. <https://doi.org/10.1126/science.281.5381.1342>
- [20] Carl Sagan; George Mullen. Earth and Mars: Evolution of Atmospheres and Surface Temperatures. *Science* 177(4043), 52–56 (1972). DOI 10.1126/science.177.4043.52. <https://doi.org/10.1126/science.177.4043.52>
- [21] D. O. Gough. Solar interior structure and luminosity variations. *Solar Physics* 74, 21–34 (1981). DOI 10.1007/BF00151270. <https://doi.org/10.1007/BF00151270>
- [22] Simon A. Wilde; John W. Valley; William H. Peck; Colin M. Graham. Evidence from Detrital Zircons for the Existence of Continental Crust and Oceans on the Earth 4.4 Gyr Ago. *Nature* 409, 175–178 (2001). DOI 10.1038/35051550. <https://doi.org/10.1038/35051550>
- [23] G. Le Hir; Y. Teitler; F. Fluteau; Y. Donnadieu; P. Philippot. The faint young Sun problem revisited with a 3-D climate–carbon model – Part 1. *Climate of the Past* 10, 697–713 (2014). DOI 10.5194/cp-10-697-2014. <https://doi.org/10.5194/cp-10-697-2014>
- [24] James F. Kasting; Daniel P. Whitmire; Ray T. Reynolds. Habitable Zones around Main Sequence Stars. *Icarus* 101(1), 108–128 (1993). DOI 10.1006/icar.1993.1010. <https://doi.org/10.1006/icar.1993.1010>
- [25] David Archer; Haroon Kheshgi; Ernst Maier-Reimer. Multiple timescales for neutralization of fossil fuel CO₂. *Geophysical Research Letters* 24(4), 405–408 (1997). DOI 10.1029/97GL00168. <https://doi.org/10.1029/97GL00168>

- [26] G. Colbourn; A. Ridgwell; T. M. Lenton. The time scale of the silicate weathering negative feedback on atmospheric CO₂. *Global Biogeochemical Cycles* 29, 583–596 (2015). DOI 10.1002/2014GB005054. <https://doi.org/10.1002/2014GB005054>
- [27] David Archer. Fate of fossil fuel CO₂ in geologic time. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 110, C09S05 (2005). DOI 10.1029/2004JC002625. <https://doi.org/10.1029/2004JC002625>
- [28] Norman H. Sleep; Kevin Zahnle. Carbon dioxide cycling and implications for climate on ancient Earth. *Journal of Geophysical Research: Planets* 106(E1), 1373–1399 (2001). DOI 10.1029/2000JE001247. <https://doi.org/10.1029/2000JE001247>
- [29] Rajdeep Dasgupta; Marc M. Hirschmann. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. *Earth and Planetary Science Letters* 298, 1–13 (2010). DOI 10.1016/j.epsl.2010.06.039. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.039>
- [30] Peter B. Kelemen; Craig E. Manning. Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 112(30), E3997–E4006 (2015). DOI 10.1073/pnas.1507889112. <https://doi.org/10.1073/pnas.1507889112>
- [31] Terry Plank; Craig E. Manning. Subducting carbon. *Nature* 574, 343–352 (2019). DOI 10.1038/s41586-019-1643-z. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1643-z>
- [32] K. M. Gillis; L. A. Coogan. Secular variation in carbon uptake into the ocean crust. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 385–392 (2011). DOI 10.1016/j.epsl.2010.12.030. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.030>