

El planeta que se mueve

QTC-018 · 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: Conocimiento establecido

Licencia: All Rights Reserved

Resumen del artículo

La tectónica de placas suele contarse como un triunfo retrasado: Alfred Wegener advirtió que los continentes encajaban, los geólogos se negaron a creerle y el fondo oceánico terminó dándole la razón. La historia real es más sólida. Wegener combinó fósiles, rocas y clima antiguo, pero las fuerzas que propuso eran inadecuadas y la evidencia decisiva aún no se había medido. La ecosonda, los mapas de Marie Tharp, la localización de terremotos, las inversiones magnéticas y las franjas del fondo marino transformaron una semejanza sugerente en un mecanismo global comprobable. Las fallas transformantes, los terremotos profundos y el movimiento de placas sobre una esfera cerraron después la geometría, mientras la geodesia espacial volvió directamente medible el movimiento actual. Este artículo sigue esa cadena y muestra por qué la resistencia científica puede ser razonable hasta que una nueva clase de observación vuelve contestable una pregunta antigua.

En 60 segundos

Los continentes se mueven, pero sus contornos solo iniciaron el caso. Wegener unió el encaje con fósiles hallados en tierras separadas, rocas y cordilleras correlacionables y huellas glaciares que se volvían coherentes al reunir los continentes australes. Los críticos tenían, sin embargo, una objeción seria: sus fuerzas de marea y centrífugas no podían impulsar continentes a través de la corteza oceánica. La evidencia ausente estaba bajo el mar. La ecosonda reveló un sistema global de dorsales y fosas; Marie Tharp cartografió una grieta en la dorsal mesoatlántica; los estudios magnéticos encontraron bandas alternas. Vine y Matthews vincularon esas franjas con la expansión del fondo y las inversiones repetidas del campo magnético, mientras Morley había llegado de forma independiente a la misma idea. Los terremotos de fallas transformantes se comportaron como predecía la geometría de Wilson. Zonas sísmicas profundas trazaron placas que descendían en las fosas y cerraban el circuito al reciclar litosfera oceánica. McKenzie, Parker, Morgan y Le Pichon convirtieron el patrón en rotaciones de placas casi rígidas sobre una esfera. Hoy el GPS mide milímetros o centímetros por año, y las zonas fronterizas anchas recuerdan que la rigidez sigue siendo una aproximación.

Por qué importa esta pregunta

La tectónica de placas es más que una teoría sobre continentes móviles. Es un ejemplo de cómo cambia una disciplina cuando nuevas mediciones conectan observaciones antes separadas. Fósiles, mapas, sondeos desde barcos, magnetómetros y sismogramas no repetían lo mismo; sus distintos modos de fallo hicieron poderosa la convergencia. La historia también corrige dos mitos fáciles: una

idea inicialmente rechazada no es correcta por ese motivo, y una afirmación acertada a gran escala no tiene por qué llegar con un mecanismo viable. Entender esa diferencia prepara el artículo siguiente, donde el movimiento de placas se convierte en parte de la regulación química y climática de la Tierra a largo plazo.

1. Los continentes encajan, pero la forma no era una prueba

La pregunta

Si África y Sudamérica parecen haber estado unidas, ¿por qué no bastaba? Porque las costas cambian, existen semejanzas fortuitas y la geometría por sí sola no dice cuándo ocurrió la separación ni qué proceso físico pudo mover un continente.

Los márgenes del Atlántico invitan al ojo a cerrar el océano. Wegener utilizó esa complementariedad, pero el conocido rompecabezas escolar puede deformar su argumento. Las costas modernas migran con el nivel del mar, la erosión y la sedimentación; una coincidencia visual es una pista, no una medición. El artículo de 1912 y el libro de 1915 situaron la forma dentro de un caso más amplio.[1,2] Medio siglo después, Bullard, Everett y Smith ajustaron márgenes continentales mediante ordenador e hicieron la geometría lo bastante explícita para probarla.[38]

Wegener no partió de un destello aislado de semejanza. Reunió observaciones de geografía, paleontología, estratigrafía, geología estructural y paleoclima.[1,2] Buscaba fuerza en la convergencia: una reconstrucción debía explicar por qué varios patrones independientes terminaban en los océanos actuales y continuaban en otro continente. Algunas observaciones eran imperfectas, pero el método ya era reconociblemente científico: devolver los continentes a posiciones anteriores y preguntar si mejoraban a la vez evidencias no relacionadas.

La movilidad continental tampoco fue una invención intacta de un solo hombre. Frank B. Taylor publicó en 1910 un modelo de grandes desplazamientos laterales y lo conectó con cordilleras jóvenes.[3] Sus fuerzas, rutas y reconstrucción diferían de las de Wegener. La distinción importa: Taylor merece un lugar en la prehistoria de la deriva, mientras el logro de Wegener fue una síntesis sostenida e internacional, desarrollada en ediciones posteriores. La prioridad histórica pertenece a ideas concretas, no a un trofeo indivisible.[7]

El ajuste cuantitativo mostró después tanto el poder como el límite del contorno. El grupo de Bullard eligió un límite próximo al talud continental, no la playa moderna, y resolvió las rotaciones que cerraban el Atlántico.[38] El encaje era estrecho, no perfecto. El rifting estiró y fragmentó márgenes, se acumuló sedimento y el contorno elegido afectó al resultado. Eso convirtió una imagen en ciencia: la reconstrucción declaraba decisiones, errores residuales y parámetros que otras evidencias podían cuestionar.

La deriva continental tampoco era todavía tectónica de placas. Afirmaba que los continentes habían cambiado drásticamente de posición. La tectónica añadiría litosfera oceánica recién creada, límites de consumo, fallas transformantes y movimiento sobre una esfera.[24–26] Algunas propuestas tempranas anticiparon partes de ese marco, pero ninguna contenía toda su geometría y evidencia. La primera tarea es, por tanto, más estrecha: determinar si los continentes estuvieron unidos antes de preguntar cómo se mueve una envoltura planetaria completa.

En qué punto estamos

Los contornos continentales abrieron una pregunta, pero no podían cerrarla. El caso de Wegener se volvió serio porque la misma reconstrucción debía mejorar varios patrones a la vez y porque ajustes posteriores hicieron auditable su geometría. La siguiente capa de evidencia no era otro borde cartográfico: era la historia transportada por organismos, rocas y climas antiguos.

2. Fósiles, rocas y clima convirtieron el patrón en historia

Los fósiles pueden unir tierras con más fuerza que una costa. Mesosaurus, un pequeño reptil acuático, aparece en rocas pérmicas del sur de África y Sudamérica; conjuntos terrestres relacionados también atraviesan los actuales océanos australes.[1,2,4] La afirmación no es que los organismos nunca se dispersen. Es que varios seres de agua dulce o terrestres, en rocas de edad compatible, exigirían rutas cada vez más artificiosas si los continentes siempre hubieran ocupado sus posiciones modernas.

Glossopteris aportó una versión botánica. Los fósiles de este helecho con semilla y de su flora asociada aparecen en Sudamérica, África, India, Antártida y Australia.[2,4] Reunidos como Gondwana, esos lugares forman una región biogeográfica conectada, no islas separadas por océanos inmensos. Un mapa fósil no calcula un polo de Euler, pero limita qué tierras pudieron compartir ambientes y vías de paso en un momento concreto.

La geología añadió líneas que continuaban bajo el agua. Secuencias rocosas, provincias minerales y cinturones montañosos deformados de un margen atlántico podían emparejarse con edades y estructuras compatibles del otro.[1,2,4] La palabra importante es compatibles. El granito de aspecto parecido abunda; una correlación defendible combina edad, orden estratigráfico, historia estructural y procedencia. Cuando varios hilos geológicos independientes vuelven a unirse en una restauración, la forma se convierte en historia, no en silueta.

El clima antiguo invirtió otro aparente absurdo. Depósitos glaciares permo-carboníferos aparecen en continentes australes hoy separados por océanos cálidos, y los indicadores del movimiento del hielo parecían incoherentes en el mapa moderno. Restaurar Gondwana organizaba los depósitos alrededor de un centro glaciar plausible y daba sentido a los flujos.[1,2,4] Carbones, evaporitas y otras rocas sensibles al clima también limitaban la latitud antigua. Se movieron los continentes; las franjas climáticas no necesitaban migraciones imposibles.

Alexander du Toit profundizó este caso austral mediante comparaciones de campo entre África y Sudamérica.[4] Su síntesis de 1937 conservaba ideas rechazadas por la geología moderna, pero sus correlaciones detalladas dificultaban reducir la movilidad a un truco cartográfico europeo. Importa esta historia distribuida: Wegener organizó un programa, Taylor anticipó el movimiento, du Toit amplió el apoyo geológico y mediciones posteriores decidirían qué partes sobrevivían.[7]

En qué punto estamos

Fósiles, estratos, cordilleras y huellas glaciares hicieron que una geografía anterior explicara muchas observaciones. Sin embargo, ese alcance no aportaba la física ausente. Una reconstrucción podía ser históricamente persuasiva y mecánicamente incompleta a la vez. Esa brecha explica por qué científicos serios resistieron la deriva y por qué una objeción plausible no debe reescribirse después como ignorancia.

3. Las objeciones eran científicas

La pregunta

Supongamos que los continentes sí se habían movido. Wegener todavía debía explicar cómo recorrió la roca miles de kilómetros sin una fuerza suficiente ni un sistema oceánico cartografiado. Una reconstrucción correcta podía seguir siendo una teoría física incompleta.

Wegener invocó efectos de fuga de los polos debidos a la rotación terrestre y un arrastre mareal hacia el oeste. Las fuerzas disponibles eran demasiado débiles, sobre todo si los continentes debían abrirse paso por una corteza oceánica resistente.[2,6,7] No faltaba un coeficiente menor. La propuesta observacional quedó unida a un modelo material que los geofísicos podían probar y rechazar. La tectónica posterior no rescató esas fuerzas; cambió qué se movía y cómo los límites acomodaban el movimiento.

Harold Jeffreys dio una forma formidable a la objeción mecánica. Sus modelos de la Tierra trataban cuantitativamente el interior sólido y la resistencia cortical, y sostenían que los agentes propuestos no podían mantener el desplazamiento de Wegener.[6] Algunos supuestos cambiarían, pero Jeffreys no rechazaba sin más un hecho visible en un mapa escolar. Preguntaba si el movimiento obedecía la física disponible, cortesía que la historia debe conservar aunque cambiara la conclusión.[7]

Arthur Holmes ofreció una salida. En una conferencia de 1928 publicada en 1931 describió una convección lenta generada por calentamiento radiactivo diferencial y dibujó flujo ascendente, movimiento lateral y corrientes de retorno.[5] La idea anticipaba elementos importantes, pero no demostraba que esa circulación existiera a la escala necesaria. Sin dorsales cartografiadas, corteza oceánica joven, franjas magnéticas ni placas descendentes, la convección seguía siendo una hipótesis física sugerente, no un sistema tectónico completo.

La recepción también varió entre disciplinas y países. Paleontólogos, estratígrafos, geodestas y geofísicos no pesaban igual las mismas observaciones; la geología estadounidense, en particular, solía exigir modelos causales y evidencia de campo local.[7] Instituciones y autoridad también importaban. Decir que las objeciones eran científicas no vuelve justa toda desestimación. Significa que el éxito actual no puede usarse retroactivamente para afirmar que la propuesta incompleta de ayer ya merecía asentimiento incondicional.

La asimetría de la evidencia disponible fue decisiva. Los continentes exponían fósiles, estructuras y depósitos glaciares al trabajo de campo, mientras la mayoría de las cuencas oceánicas estaba oculta bajo kilómetros de agua y solo se conocía por sondeos dispersos.[8–10] El registro capaz de distinguir fondos inmóviles de placas móviles era casi inaccesible. El debate cambió cuando los instrumentos revelaron esos dos tercios ausentes de la superficie sólida como un mundo pautado, sísmico y magnetizado.

En qué punto estamos

El debate antiguo estaba indeterminado porque el movimiento propuesto carecía de mecánica suficiente y el registro oceánico permanecía casi invisible. Holmes aportó un posible motor, no el mapa ausente. Cuando ecosondas y catálogos sísmicos revelaron dorsales, valles y cinturones globales de terremotos, el argumento obtuvo una clase de evidencia nueva, no una repetición más ruidosa de la anterior.

4. El fondo oceánico reveló un planeta nuevo

La ecosonda continua sustituyó las profundidades aisladas obtenidas con escandallo por perfiles registrados a lo largo de la ruta de un barco. Los recorridos repetidos revelaron llanuras abisales, dorsales inmensas, fosas profundas y zonas de fractura.[8–10] El fondo oceánico no era un recipiente liso y pasivo para detritos continentales. Tenía topografía organizada a escala planetaria. Como las rutas aún eran escasas, cartografiar exigía interpolación disciplinada: el mapa era a la vez producto empírico y modelo explícito de los huecos.

Marie Tharp convirtió decenas de miles de sondeos en perfiles comparables del Atlántico Norte. Una muesca persistente en forma de V en la cresta sugería un valle de rift. En su relato de 1999, Bruce Heezen rechazó al principio la interpretación como «charla de chicas» porque recordaba a la herética deriva.[8] Tharp redibujó, comparó y siguió. El episodio no es biografía decorativa: quién podía interpretar los datos afectó a la rapidez con la que el rasgo se volvió una afirmación geológica admisible.

Los mapas de terremotos ayudaron a que la interpretación sobreviviera. Cuando los epicentros trazados a la misma escala cayeron a lo largo del valle axial, Heezen aceptó la correlación y ambos siguieron un sistema conectado de dorsales.[8] La obra de 1959 de Heezen, Tharp y Maurice Ewing publicó perfiles y un mapa fisiográfico del Atlántico Norte.[9] Tripulaciones, constructores de instrumentos, delineantes e intérpretes entraron en esa imagen, aunque crédito y autoridad no se repartieran por igual.

Las dorsales se conectaban entre océanos; fosas y cinturones sísmicos marcaban otros límites. Exploraciones anteriores del Atlántico medio ya habían mostrado una dorsal estructuralmente compleja, pero la síntesis posterior hizo visible un patrón global.[9,10] La sismicidad establecía actividad, todavía no la dirección del movimiento. El avance decisivo fue conceptual: el propio fondo marino poseía ahora historia y geometría capaces de probar si emergía material nuevo, se desplazaba lateralmente y desaparecía en otro lugar.

Dos propuestas influyentes ocuparon esa abertura. Robert Dietz publicó la «expansión del fondo marino» en 1961; la «Historia de las cuencas oceánicas» de Harry Hess, de 1962, describió corteza formada en dorsales y consumida cerca de fosas, y llamó «geopoesía» al ensayo especulativo.[14,15] Sus detalles diferían y las ideas previas sobre convección importaban. La historia responsable es distribuida: la batimetría planteó el mecanismo, la expansión lo hizo imaginable y otro instrumento lo volvería predictivo.

En qué punto estamos

La batimetría y los terremotos transformaron el fondo marino de espacio vacío en sistema global activo. Dietz y Hess propusieron que las dorsales fabrican corteza y las fosas la eliminan, pero una circulación plausible aún no era una tasa ni una secuencia medidas. Los magnetómetros aportaron la siguiente prueba al encontrar un registro escrito continuamente en el propio basalto nuevo.

5. Las franjas magnéticas hicieron comprobable la expansión

La pregunta

Si el basalto se forma en una dorsal y se aleja mientras el campo magnético terrestre se invierte repetidamente, el fondo debe conservar bandas alternas de polaridad, emparejadas a ambos lados. Una historia de expansión podría calcularse a partir del patrón magnético.

Magnetómetros remolcados frente al oeste de Norteamérica encontraron bandas regionales notablemente rectas de anomalías positivas y negativas. Mason y Raff informaron de que la topografía no explicaba el patrón y de que grandes fallas lo desplazaban.[13] Lawrence Morley, formado en interpretación aeromagnética, reconoció que las bandas debían implicar magnetización remanente.[21] El estudio había producido un código antes de que existiera una clave aceptada.

La clave exigía un segundo registro en tierra. Las lavas adquieren magnetización termorremanente cuando los minerales con hierro se enfrían a través de temperaturas críticas. Allan Cox, Richard Doell y Brent Dalrymple utilizaron rocas volcánicas fechadas radiométricamente para mostrar que el campo terrestre había invertido repetidamente su polaridad.[17] La primera escala era corta e imperfecta, pero convirtió la magnetización normal e inversa de molestia en secuencia cronológica que un fondo oceánico creciente podía copiar.[20]

En 1963 Frederick Vine y Drummond Matthews unieron las piezas. El basalto nuevo de una dorsal se enfriaría con la polaridad vigente, se alejaría y sería seguido por basalto magnetizado tras la siguiente inversión.[16] La expansión a ambos lados predecía franjas aproximadamente simétricas cuyo ancho combinaba intervalo temporal y velocidad. La idea era arriesgada porque expansión, inversiones repetidas y remanencia duradera seguían discutidas. Su unión hizo que cada una probara a las demás.[20]

Lawrence Morley había llegado de forma independiente a la misma explicación en diciembre de 1962. Su relato posterior registra un envío a Nature rechazado por falta de espacio y un árbitro de Journal of Geophysical Research que consideró la idea impropia de una publicación seria.[21] Vine y Matthews publicaron primero; la ruta independiente de Morley forma parte del descubrimiento. El episodio advierte contra confundir prioridad de publicación, prioridad conceptual y reconocimiento posterior, o tomar el rechazo como prueba de falsedad o genialidad.

Vine y Wilson emparejaron anomalías de la joven dorsal de Juan de Fuca con la secuencia de inversiones, y Heirtzler y sus colegas extendieron perfiles calibrados por fondos más antiguos.[18,19] Escalas posteriores revisaron edades y velocidades.[36] Globalmente, la corteza oceánica superviviente suele envejecer al alejarse de dorsales activas y casi toda tiene menos de unos 200 millones de años.[32] Las franjas pueden ser asimétricas, interrumpidas o desplazadas; esas desviaciones registran historia tectónica, no borran la expansión.

En qué punto estamos

Las franjas magnéticas convirtieron la expansión en reloj retrodictivo: un mecanismo predecía orden, simetría y velocidad, mientras escalas revisadas mejoraban el cálculo. Sin embargo, medían sobre todo movimiento perpendicular a dorsales. Para construir una envoltura móvil completa aún hacían falta límites laterales que desplazaran dorsales y una geometría capaz de enlazar todas las direcciones sobre una esfera.

6. Las fallas transformantes y los terremotos hicieron cinemáticas las placas

Los desplazamientos de una dorsal parecen al principio fallas de desgarre ordinarias que continúan indefinidamente. El modelo transformante de J. Tuzo Wilson de 1965 invirtió la lógica esperada.[22] Solo el segmento entre dos ejes debía acomodar movimiento relativo activo; más allá, las huellas coincidentes de la zona de fractura viajan juntas en la misma placa. Esa distinción geométrica predecía dónde habría terremotos y en qué sentido deslizarían ambos lados.

Lynn Sykes probó la predicción con localizaciones y mecanismos focales. Los terremotos de dorsales eran someros, las transformantes los concentraban entre segmentos y el sentido inferido concordaba con la geometría de expansión.[23] Un rasgo cartográfico se había vuelto un pronóstico sísmico arriesgado. El éxito mostró también por qué importan los mecanismos: el epicentro dice dónde empezó la ruptura, mientras el patrón de radiación limita la dirección del fallamiento.

Dan McKenzie y Robert Parker trataron después el movimiento sobre la forma que importa: una esfera. Una placa aproximadamente rígida puede moverse mediante una rotación alrededor de un polo de Euler, de modo que velocidades en puntos distintos quedan vinculadas.[24] Su ejemplo del Pacífico Norte convirtió desplazamientos locales y vectores de deslizamiento en un solo objeto cinemático. La tectónica contenía ya un cálculo que podía fallar si las observaciones fronterizas no compartían una rotación.

Jason Morgan desarrolló la descripción rotacional para grandes bloques corticales, y Xavier Le Pichon reunió direcciones y velocidades de expansión en un modelo global coherente de seis placas.[25,26] Seis no era el inventario final de la naturaleza; era la partición mínima apoyada por los datos. El logro fue cerrar circuitos. Dorsales, transformantes y márgenes convergentes debían concordar alrededor del planeta, no funcionar solo como relatos regionales separados.

Los mapas modernos conservan interiores rígidos donde funciona la aproximación y ensanchan los límites donde la deformación está distribuida.[29,34] Zonas de colisión, microplacas y fallas heredadas impiden que todo límite sea una línea fina. Terremotos y volcanes trazan gran parte de la red, pero puntos calientes y sucesos intraplaca son excepciones reales.[27,30] La rigidez es poderosa porque vincula observaciones lejanas, no porque la litosfera sea literalmente indeformable.

En qué punto estamos

Los terremotos transformantes aportaron pruebas direccionales y las rotaciones esféricas hicieron que límites separados respondieran a un modelo cinemático global. La red superficial podía moverse sin destruir su geometría. Quedaba un gran balance: si las dorsales creaban continuamente litosfera oceánica, algún límite debía consumirla. Terremotos profundos bajo las fosas revelaron dónde entraba la ruta de retorno al planeta.

7. La subducción cerró el circuito global

La pregunta

La corteza nueva de las dorsales no puede acumularse para siempre en un planeta de tamaño casi constante. ¿Adónde va? Bajo las fosas, los terremotos descienden por planos inclinados cientos de kilómetros hacia el manto y marcan la mitad oculta del circuito.

Kiyoo Wadati cartografió terremotos intermedios y profundos bajo Japón en los años treinta, incluidas zonas inclinadas donde la profundidad aumentaba hacia tierra.[11] Hugo Benioff relacionó después zonas sísmicas inclinadas con grandes fallas próximas a fosas oceánicas.[12] Sus observaciones precedieron el concepto moderno de una placa litosférica descendente. Llamarlas zonas de Wadati–Benioff conserva esa cronología: la geometría existía en los datos antes de que la tectónica aportara su interpretación exitosa.

En 1968 Bryan Isacks, Jack Oliver y Lynn Sykes integraron esos planos sísmicos en la nueva tectónica global. Los terremotos intermedios y profundos ocurrían dentro de litosfera fría descendente, no a lo largo de una grieta arbitraria del manto.[27] La sismicidad iluminaba la ruta de una placa desde la fosa. No mostraba cada parte: algunas placas se vuelven asísmicas y la tomografía posterior seguiría estructuras más allá del terremoto más profundo.[30]

La subducción cerró el presupuesto de superficie. Las dorsales crean litosfera oceánica; los márgenes convergentes la doblan y devuelven al manto.[15,27,30] Las tasas no tienen que equilibrarse local ni instantáneamente, pero el circuito global de primer orden evita océanos que crecen sin límite y una Tierra en expansión. Los continentes participan de otro modo porque la corteza flotante suele resistir la subducción profunda, deformarse, incorporar fragmentos o levantar montañas sobre el límite convergente.

Un sistema de subducción no es una máquina idéntica repetida. Fosas, arcos volcánicos y zonas sísmicas inclinadas son característicos, pero su separación e intensidad varían con inclinación, edad, hidratación y estructura de la placa superior.[27,30] Agua y otros componentes salen de la placa, influyen en la fusión y entran en los arcos; parte del material se mezcla en el manto, se estanca o desciende más.[30,31] El reciclaje está establecido; sus rutas detalladas siguen siendo preguntas medibles.

Una cinta transportadora universal tampoco arrastra cada placa. Los balances incluyen la atracción gravitatoria de placas densas, fuerzas gravitatorias ligadas a las dorsales y tracciones del flujo mantélico.[28,31] Su importancia relativa varía entre placas y épocas. La convección de Holmes fue así una antecesora importante, no una respuesta completa. La tectónica moderna acopla dinámicamente placas y manto sin fingir que una flecha bajo cada océano explica toda velocidad.

En qué punto estamos

Los terremotos profundos hicieron visible la rama de retorno: la litosfera oceánica desciende, se deshidrata y se recicla mientras las dorsales renuevan la superficie. Así se cerró el circuito sin reducir su dinámica a una fuerza. La última transformación fue observacionalmente audaz: movimientos reconstruidos en rocas antiguas se compararían con posiciones medidas repetidamente desde el espacio.

8. El movimiento de placas se volvió directamente medible

Los modelos geológicos recuperan movimiento durante millones de años. Las anomalías magnéticas fechadas aportan distancia y tiempo en cuencas oceánicas; orientaciones transformantes y direcciones sísmicas limitan la geometría.[33,37] MORVEL y sus predecesores resuelven velocidades angulares que satisfacen muchas observaciones. No es una animación inferida de costas, sino un modelo cuantitativo con incertidumbre cuyos datos pueden reidentificarse al cambiar la escala magnética o un circuito de placas.

La geodesia espacial plantea otra pregunta: ¿cómo se mueven ahora las estaciones? Mediciones repetidas de GPS y técnicas relacionadas estiman velocidades en un marco terrestre y separan después rotación de placas, ciclo sísmico, subsidencia y movimiento local del monumento.[34,35] El movimiento típico es de milímetros a centímetros por año: invisible en la vida diaria, suficiente para reorganizar un océano en tiempo geológico. Una vida humana muestrea hoy el proceso antes accesible solo mediante rocas antiguas.

El Global Strain Rate Model v2.1 combinó 22.511 velocidades horizontales, representó 50 placas como casquetes giratorios y permitió que aproximadamente el 14 por ciento de la superficie se deformara en zonas fronterizas amplias.[34] Esas cifras describen un modelo publicado, no el censo final de la naturaleza. Su valor también es conceptual: la medición puede respetar el éxito de las placas rígidas sin ocultar las regiones donde falla la aproximación.

Las rotaciones geodésicas actuales y las geológicas de millones de años son ampliamente comparables, pero no tienen que ser idénticas.[33–35,37] Los límites evolucionan, la deformación puede ser transitoria, las edades magnéticas promedian intervalos largos y el GPS observa décadas interrumpidas por terremotos. Una discrepancia no es automáticamente refutación. Puede identificar error de referencia, deformación elástica, organización cambiante o una anomalía mal asignada, si escalas e incertidumbres siguen explícitas.

Medir directamente el movimiento actual no observa directamente Pangea. Las reconstrucciones antiguas aún dependen de corteza oceánica fechada, paleomagnetismo, geología correlacionada y registros parcialmente destruidos por subducción.[32,33,36] La tectónica es duradera porque esas inferencias históricas concuerdan con un mecanismo que actúa ahora. QTC-019 seguirá una consecuencia —cómo la roca móvil transfiere carbono durante tiempos inmensos—; este artículo se detiene en la evidencia de un sistema móvil acoplado de superficie y manto.[27,30,31]

En qué punto estamos

La tectónica de placas se volvió convincente al unir reconstrucciones, predicciones arriesgadas y movimiento presente. Ningún mapa, fósil, franja o estación GPS sostuvo la teoría; registros independientes limitaron un sistema móvil entre escalas temporales. Ese sistema aporta ahora la circulación física bajo el ciclo largo del carbono, donde el movimiento será un ingrediente de un termostato planetario, no la explicación completa.

Lo que sabemos y cómo lo sabemos

- Los continentes han cambiado de posición relativa, y sus conexiones anteriores se apoyan en geometría, fósiles, geología y paleoclima, no solo en contornos.[1–4,38]

- La litosfera oceánica se crea en dorsales, registra inversiones geomagnéticas y suele envejecer al alejarse del eje.[13–20,32,36]
- Las fallas transformantes, los mecanismos sísmicos y las rotaciones de Euler conectan límites locales en un sistema global.[22–26]
- La subducción devuelve litosfera oceánica al manto a lo largo de fosas y zonas sísmicas inclinadas.[11,12,27,30]
- La geodesia espacial mide directamente el movimiento actual de placas y zonas fronterizas en milímetros o centímetros por año.[34,35]

Lo que todavía no sabemos

- El balance exacto entre tracción de placas, arrastre del manto y otras fuerzas para cada placa a través del tiempo.
- El destino detallado y la profundidad de mezcla de todo material transportado en cada zona de subducción.
- El mejor límite entre microplacas rígidas y regiones de deformación continua en cada escala observacional.
- Las geometrías antiguas donde la subducción destruyó corteza oceánica y no sobrevive un registro magnético completo.
- Cómo y cuándo empezó la tectónica de placas en la Tierra primitiva, pregunta fuera de la cadena moderna de este artículo.

Qué podría hacernos cambiar de opinión

- Un patrón magnético, sísmico y geodésico global que no pueda reconciliarse con placas litosféricas y sus límites.
- Escalas de polaridad o identificaciones de anomalías revisadas que alteren historias regionales más allá de la incertidumbre actual.
- Geodesia densa que muestre deformación sistemática suficiente en una supuesta placa rígida para exigir otra partición cinemática.
- Evidencia tomográfica y geoquímica que revise sustancialmente dónde descienden, se estancan o reciclan material las placas.
- Evidencia de archivo que cambie la independencia, secuencia o atribución documentada de una propuesta histórica concreta.

Si solo recuerdas una cosa

Los continentes se mueven porque las placas litosféricas se crean, desplazan y reciclan. Lo sabemos no por una pista brillante, sino por la convergencia de fósiles, mapas oceánicos, franjas magnéticas, terremotos, geometría y GPS.

Artículos relacionados

- QTC-016 — Cómo se construye un planeta
- QTC-017 — Cómo aprendimos a fechar el pasado
- QTC-019 — El termostato de la Tierra

Referencias

- [1] Alfred Wegener. Die Entstehung der Kontinente. *Geologische Rundschau* 3, 276–292 (1912). DOI 10.1007/BF02202896. <https://doi.org/10.1007/BF02202896>
- [2] Alfred Wegener. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. First edition, Friedrich Vieweg & Sohn, Braunschweig (1915). <https://archive.org/details/dieentstehungder00wege>
- [3] F. B. Taylor. Bearing of the tertiary mountain belt on the origin of the earth's plan. *Bulletin of the Geological Society of America* 21, 179–226 (1910). DOI 10.1130/GSAB-21-179. <https://doi.org/10.1130/GSAB-21-179>
- [4] Alexander L. du Toit. Our Wandering Continents: An Hypothesis of Continental Drifting. Oliver and Boyd, Edinburgh (1937). <https://archive.org/details/ourwanderingcont0000duto>
- [5] Arthur Holmes. XVIII. Radioactivity and Earth Movements. *Transactions of the Geological Society of Glasgow* 18(3), 559–606; lecture delivered 12 January 1928 (1931). DOI 10.1144/transglas.18.3.559. <https://doi.org/10.1144/transglas.18.3.559>
- [6] Harold Jeffreys. The Earth: Its Origin, History and Physical Constitution. First edition, Cambridge University Press (1924). <https://search.worldcat.org/title/352964>
- [7] Naomi Oreskes. The Rejection of Continental Drift: Theory and Method in American Earth Science. Oxford University Press (1999). <https://global.oup.com/academic/product/the-rejection-of-continental-drift-9780195117332>
- [8] Marie Tharp. Connect the Dots: Mapping the Seafloor and Discovering the Mid-ocean Ridge. In *Lamont-Doherty Earth Observatory: Twelve Perspectives on the First Fifty Years, 1949–1999* (1999). <https://www.whoi.edu/news-insights/content/marie-tharp/>
- [9] Bruce C. Heezen; Marie Tharp; Maurice Ewing. The Floors of the Oceans: I. The North Atlantic. *Geological Society of America Special Paper* 65 (1959). DOI 10.1130/SPE65-p1. <https://doi.org/10.1130/SPE65-p1>
- [10] Maurice Ewing. Atlantic Cruise 152 to the Mid-Atlantic Ridge. *Bulletin of the Geological Society of America* 59, 1320 (1948). https://archive.org/details/sim_geological-society-of-america-bulletin_1948-12_59_12
- [11] K. Wadati. On the Activity of Deep-Focus Earthquakes in the Japan Islands and Neighbourhoods. *Geophysical Magazine* 8, 305–325 (1935). <https://cir.nii.ac.jp/crid/1571698600867573888?lang=en>
- [12] Hugo Benioff. Seismic Evidence for the Fault Origin of Oceanic Deepes. *Bulletin of the Geological Society of America* 60, 1837–1856 (1949). https://www.eps.mcgill.ca/~courses/c350/lecturestuff/jan09/Benioff_1949_GSAB.pdf
- [13] Ronald G. Mason; Arthur D. Raff. Magnetic Survey off the West Coast of North America, 32° N. Latitude to 42° N. Latitude. *Geological Society of America Bulletin* 72, 1259–1266 (1961). https://www.eps.mcgill.ca/~courses/c350/lecturestuff/jan28/Mason_1961.pdf
- [14] Robert S. Dietz. Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading of the Sea Floor. *Nature* 190, 854–857 (1961). DOI 10.1038/190854a0. <https://doi.org/10.1038/190854a0>

- [15] H. H. Hess. History of Ocean Basins. In *Petrologic Studies: A Volume in Honor of A. F. Buddington*, 599–620 (1962). <https://www.mantleplumes.org/WebDocuments/Hess1962.pdf>
- [16] F. J. Vine; D. H. Matthews. Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges. *Nature* 199, 947–949 (1963). DOI 10.1038/199947a0. <https://doi.org/10.1038/199947a0>
- [17] Allan Cox; Richard R. Doell; G. Brent Dalrymple. Reversals of the Earth's Magnetic Field. *Science* 144, 1537–1543 (1964). DOI 10.1126/science.144.3626.1537. <https://doi.org/10.1126/science.144.3626.1537>
- [18] F. J. Vine; J. Tuzo Wilson. Magnetic Anomalies over a Young Oceanic Ridge off Vancouver Island. *Science* 150, 485–489 (1965). DOI 10.1126/science.150.3695.485. <https://doi.org/10.1126/science.150.3695.485>
- [19] J. R. Heirtzler; G. O. Dickson; E. M. Herron; W. C. Pitman, III; X. Le Pichon. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Journal of Geophysical Research* 73, 2119–2136 (1968). DOI 10.1029/JB073i006p02119. <https://doi.org/10.1029/JB073i006p02119>
- [20] F. J. Vine. Spreading of the Ocean Floor: New Evidence. *Science* 154, 1405–1415 (1966). DOI 10.1126/science.154.3755.1405. <https://doi.org/10.1126/science.154.3755.1405>
- [21] Lawrence W. Morley. Early Work Leading to the Explanation of the Banded Geomagnetic Imprinting of the Ocean Floor. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 67(36), 665–666 (1986). <https://courses.seas.harvard.edu/climate/eli/Courses/EPS281r/Sources/Plate-tectonics/Plate-motion-on-sphere-and-continental-drift/more/Morley-1986.pdf>
- [22] J. Tuzo Wilson. A New Class of Faults and Their Bearing on Continental Drift. *Nature* 207, 343–347 (1965). DOI 10.1038/207343a0. <https://doi.org/10.1038/207343a0>
- [23] Lynn R. Sykes. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. *Journal of Geophysical Research* 72, 2131–2153 (1967). DOI 10.1029/JZ072i008p02131. <https://doi.org/10.1029/JZ072i008p02131>
- [24] D. P. McKenzie; R. L. Parker. The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere. *Nature* 216, 1276–1280 (1967). DOI 10.1038/2161276a0. <https://doi.org/10.1038/2161276a0>
- [25] W. Jason Morgan. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research* 73, 1959–1982 (1968). DOI 10.1029/JB073i006p01959. <https://doi.org/10.1029/JB073i006p01959>
- [26] Xavier Le Pichon. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research* 73, 3661–3697 (1968). DOI 10.1029/JB073i012p03661. <https://doi.org/10.1029/JB073i012p03661>
- [27] Bryan Isacks; Jack Oliver; Lynn R. Sykes. Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* 73, 5855–5899 (1968). DOI 10.1029/JB073i018p05855. <https://doi.org/10.1029/JB073i018p05855>
- [28] D. Forsyth; S. Uyeda. On the Relative Importance of the Driving Forces of Plate Motion. *Geophysical Journal International* 43(1), 163–200 (1975). DOI 10.1111/j.1365-246X.1975.tb00631.x. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb00631.x>

- [29] Peter Bird. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4(3), 1027 (2003). DOI 10.1029/2001GC000252. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- [30] Robert J. Stern. Subduction Zones. *Reviews of Geophysics* 40(4), 1012 (2002). DOI 10.1029/2001RG000108. <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>
- [31] Clinton P. Conrad; Carolina Lithgow-Bertelloni. How Mantle Slabs Drive Plate Tectonics. *Science* 298, 207–209 (2002). DOI 10.1126/science.1074161. <https://doi.org/10.1126/science.1074161>
- [32] R. Dietmar Müller; Maria Sdrolias; Carmen Gaina; Walter R. Roest. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q04006 (2008). DOI 10.1029/2007GC001743. <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
- [33] Charles DeMets; Richard G. Gordon; Donald F. Argus. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181, 1–80 (2010). DOI 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- [34] Corné Kreemer; Geoffrey Blewitt; Elliot C. Klein. A Geodetic Plate Motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 3849–3889 (2014). DOI 10.1002/2014GC005407. <https://doi.org/10.1002/2014GC005407>
- [35] Donald F. Argus; Richard G. Gordon; Michael B. Heflin; Chopo Ma; Richard J. Eanes; Pascal Willis; W. Richard Peltier; Susan E. Owen. The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. *Geophysical Journal International* 180, 913–960 (2010). DOI 10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x>
- [36] S. C. Cande; D. V. Kent. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 6093–6095 (1995). DOI 10.1029/94JB03098. <https://doi.org/10.1029/94JB03098>
- [37] Charles DeMets; Richard G. Gordon; Donald F. Argus; Seth Stein. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* 21, 2191–2194 (1994). DOI 10.1029/94GL02118. <https://doi.org/10.1029/94GL02118>
- [38] Edward Bullard; J. E. Everett; A. Gilbert Smith. The fit of the continents around the Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 258, 41–51 (1965). DOI 10.1098/rsta.1965.0020. <https://doi.org/10.1098/rsta.1965.0020>