

Cómo aprendimos a fechar el pasado

QTC-017 · 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 datación radiométrica suele reducirse a un relato sencillo: los átomos radiactivos se desintegran a ritmos conocidos y el laboratorio lee la edad de una roca. El logro real es más exigente. Una fecha pertenece a un mineral, un sistema isotópico y un acontecimiento físico; depende de la composición inicial, el cierre, la calibración, el control de contaminación y una interpretación geológica comprobable. Este artículo sigue esa cadena desde la desintegración exponencial y la espectrometría de masas hasta las isocronas, la temperatura de cierre, la concordia U-Pb, los relojes de argón y radiocarbono y la metrología de las incertidumbres modernas. También explica por qué los resultados discordantes pueden conservar historia en vez de representar un fallo. La cronología más sólida no es un número espectacular, sino el acuerdo ganado entre relojes con sensibilidades distintas y supuestos e incertidumbres examinados por separado.

En 60 segundos

Un isótopo padre radiactivo se transforma en un isótopo hijo con una probabilidad característica. Eso proporciona un reloj, pero la química decide cuándo empieza: la cristalización, el enfriamiento, la erupción o el metamorfismo separan elementos y pueden cerrar un mineral al intercambio posterior. Medir las proporciones actuales exige después un espectrómetro de masas, correcciones de contaminación y fraccionamiento y un modelo para cualquier isótopo hijo presente al inicio. Las isocronas pueden resolver ese componente inicial, pero una línea recta no es automáticamente una edad. Los minerales pueden heredar dominios antiguos o perder productos hijos durante un calentamiento. La datación U-Pb es especialmente potente porque dos cadenas de uranio pueden comprobarse mutuamente; la concordancia refuerza una interpretación y la discordancia puede revelar pérdida de plomo. Otros relojes responden otras preguntas. El argón suele registrar enfriamiento o erupción. El carbono-14 sigue intercambios recientes de carbono y llega aproximadamente a 55.000 años, no a la formación planetaria. La precisión nace de laboratorios limpios, trazadores calibrados, patrones, propagación de incertidumbres y acuerdo entre laboratorios. Una fecha defendible nombra, por tanto, muestra, acontecimiento, reloj, modelo e incertidumbre.

Por qué importa esta pregunta

El tiempo profundo solo se volvió cuantitativo cuando la física, la química, la geología y la medición aprendieron a limitarse mutuamente. La distinción importa más allá de la geocronología. Un número puede ser extremadamente preciso y estar unido al acontecimiento equivocado; dos mediciones

pueden discrepar porque una roca conservó dos episodios; un contaminante diminuto puede dominar una muestra diminuta. La datación enseña una lección general sobre la evidencia: los instrumentos no eliminan la interpretación, pero una interpretación disciplinada hace visibles los supuestos, prueba modos de fallo y convierte el desacuerdo en información. Esos hábitos permiten a los artículos posteriores ordenar los cambios planetarios en vez de limitarse a narrarlos.

1. Una edad pertenece a un acontecimiento y a un sistema

La pregunta

Si un circón es más antiguo que la roca que lo rodea, ¿cuál es la edad de la roca? La pregunta revela la primera regla de la geocronología: los laboratorios miden sistemas isotópicos y la geología decide qué acontecimiento registraron.

La desintegración radiactiva es estocástica a escala de un núcleo, pero regular en una población grande. Rutherford y Soddy establecieron que la radiactividad representa una transformación atómica, y Boltwood conectó los productos del uranio con el tiempo geológico.[1,2] Si quedan N átomos padre, su abundancia esperada sigue una ley exponencial. La ley es el mecanismo del reloj; todavía no es la fecha.

Una semivida es el tiempo en el que se espera que se desintegre la mitad de una población grande del padre. Se relaciona con la constante de desintegración mediante $t_{1/2} = \ln(2)/\lambda$. Las semividas del uranio y las convenciones usadas en geocronología se han medido y normalizado con incertidumbres finitas.[4,6,7] Cambiar una constante modifica todas las edades absolutas calculadas que dependen de ella, aunque las proporciones isotópicas medidas sigan idénticas.

Esas proporciones proceden de la espectrometría de masas. El método de rayos positivos de Dempster separaba iones por su comportamiento de masa y carga; los instrumentos modernos cuentan o integran haces isotópicos con mucha mayor sensibilidad.[3,18,19] Sin embargo, la máquina no produce un acontecimiento. Se corrigen el fraccionamiento de masas, la respuesta del detector, el blanco del laboratorio y la contribución del trazador antes de traducir las proporciones en tiempo.

El resultado tiene, por tanto, sujeto y verbo: este mineral cristalizó, se enfrió, recrystalizó o perdió un isótopo en un momento declarado. Una roca completa puede contener varios sujetos. Los modelos de cierre y la práctica U–Pb expresan la misma idea desde direcciones distintas: la edad se asigna a un acontecimiento registrado y se conecta después con el objeto mayor mediante evidencia geológica.[14,36]

Llamar a una roca «de cuatro mil millones de años» puede ser una abreviatura útil, pero solo después de identificar la fase y el acontecimiento fechados. La sencillez aparente de una fecha descansa sobre una cadena de definiciones. La pregunta siguiente es qué operación física inicia esa cadena y no solo permite que los átomos radiactivos sigan desintegrándose.

En qué punto estamos

La desintegración proporciona una relación matemática estable, pero ni la ecuación ni el instrumento eligen el acontecimiento. Esa elección empieza con la química: los elementos entran de modo distinto en los minerales, padre e hijo se separan y el intercambio posterior puede detenerse. Para entender cuándo empieza un reloj isotópico, debemos seguir la materia antes que la aritmética.

2. La desintegración da un reloj y la química lo pone en marcha

La cristalización separa elementos. El enfriamiento puede frenar la difusión hasta que un mineral los retiene; una erupción puede templar un fundido; el metamorfismo puede abrir un sistema antiguo y crear uno nuevo. Son posibles acontecimientos iniciales, no etiquetas intercambiables. [14,36,37] La desintegración radiactiva ocurrió antes y después. El intervalo fechado empieza cuando comienza la distribución química y el modelo de retención pertinentes.

Una muestra de mano puede combinar minerales formados en momentos distintos. El núcleo de un circón puede heredarse de corteza antigua, su borde crecer en un magma más joven y fluidos posteriores alterar dominios dañados. [10,11,36] Disolverlo todo junto puede promediar esas historias. Las imágenes y el análisis puntual pueden localizarlas, mientras la disolución total mide fracciones elegidas con precisión excepcional.

El isótopo hijo también puede estar presente al principio. Una isocrona puede estimar esa proporción inicial a partir de muestras relacionadas, mientras otros métodos restan un componente común o eligen minerales que excluyen en gran medida al hijo. [9,13] Los basaltos de Apollo 14 mostraron que el asunto no es contabilidad: las edades modelo de roca total no coincidían con las de cristalización cuando el plomo inicial tenía una historia más compleja.

A pequeña escala, el material del laboratorio se convierte en material geológico. Unos picogramos o femtogramos de plomo contaminante pueden importar junto a la señal de la muestra. La química de circones con baja contaminación, los estudios de reproducibilidad y la experiencia de Patterson muestran que salas, reactivos y recipientes forman parte del sistema de medición. [15,21,34] El reloj no termina en la puerta del espectrómetro.

La química pone en marcha el reloj y la contaminación puede reescribir su inventario inicial. Un método responde comparando varios materiales relacionados en vez de confiar en un único valor supuesto del hijo inicial. Esa salida gráfica —la isocrona— solo funciona si los materiales comparten de verdad la historia que afirma su línea.

En qué punto estamos

Una proporción padre-hijo solo tiene sentido dentro de una historia química. Los minerales pueden empezar juntos, heredar componentes antiguos o reabrirse después, y la contaminación puede añadir un inventario inicial artificial. Las isocronas se diseñaron para estimar un valor inicial oculto, pero su poder depende de exigir a una línea más que rectitud visual.

3. El hijo inicial y la salida de la isocrona

La pregunta

Varios análisis caen sobre una hermosa línea recta y el programa informa de una pendiente precisa. ¿Es una edad? Solo si los puntos empezaron con la misma proporción del hijo, registran un acontecimiento y evitaron intercambios posteriores o mezclas engañosas.

En una isocrona convencional, muestras o minerales relacionados se representan mediante proporciones isotópicas que normalizan padre e hijo respecto a un isótopo estable. Si empezaron con una proporción del hijo y permanecieron cerrados, la desintegración los desplaza hasta una

línea. Su pendiente contiene $\exp(\lambda t) - 1$ y, por tanto, la edad; su intersección estima el hijo inicial. [8,9] Un gráfico puede resolver dos incógnitas.

La geometría necesita palanca. Las muestras con proporciones padre–hijo casi idénticas se agrupan y limitan mal una pendiente. La regresión moderna debe tratar también la incertidumbre en ambos ejes y las correlaciones creadas por denominadores y correcciones comunes.[8,9] Un error estándar pequeño impreso no sustituye una dispersión composicional amplia y geológicamente justificada.

La mezcla también puede dibujar una línea. Materiales de dos extremos pueden alinearse aunque ningún intervalo único de desintegración los conecte, mientras un hijo inicial variable o un cierre diacrónico pueden crear una errorcrons.[9,13] La dispersión residual, la petrología, las relaciones de campo y la plausibilidad de un reservorio inicial compartido deciden si una pendiente merece llamarse edad.

La regresión con errores correlacionados de Derek York hizo más honesta la estadística; las aplicaciones actuales modelan además la sobredispersión en vez de obligar a cada punto a caber en errores analíticos.[8,9,19] La dispersión extra puede señalar incertidumbre subestimada, componentes heredados o tiempos de cierre realmente distintos. La respuesta correcta es exponer la variación adicional y probar explicaciones, no embellecer el error.

La isocrona elimina un supuesto al estimar una proporción inicial, pero añade una afirmación exigente sobre historia compartida. Incluso una línea válida fecha el acontecimiento que estableció o equilibró por última vez ese sistema. Para decidir si un calentamiento posterior lo conservó, difuminó o borró, la cronología debe convertirse en termocronología.

En qué punto estamos

Una isocrona puede convertir un componente hijo inicial desconocido en una intersección medida, pero no certifica su propia geología. Composición, covarianza e historia compartida deben cooperar. La capa siguiente es la retención física: los minerales no pasan simplemente de abiertos a cerrados a una temperatura universal, y una reapertura parcial puede conservar varios capítulos a la vez.

4. Los minerales se cierran, se reabren y recuerdan

Un mineral se enfría a través de un intervalo en el que la difusión se vuelve cada vez más lenta. Dodson mostró que una temperatura efectiva de cierre depende de parámetros de difusión, tamaño del grano, geometría y velocidad de enfriamiento.[14,37] No es, por tanto, una etiqueta permanente junto al nombre del mineral. Un grano pequeño enfriado deprisa y uno grande enfriado lentamente no tienen por qué retener el mismo acontecimiento a igual temperatura.

Un calentamiento posterior puede reabrir algunos dominios sin homogeneizar todo el cristal. La pérdida de plomo o argón, los perfiles de difusión y las zonas recrystalizadas pueden dejar un análisis entre su edad original y la de reinicio.[10–12,14] El patrón puede parecer discordante porque la muestra no es un reloj fallido, sino varios relojes espaciales o químicos que responden de modo distinto a una historia térmica.

La herencia produce el problema de apariencia opuesta. Un cristal incorporado a un magma joven puede conservar un núcleo antiguo, de modo que una edad antigua numéricamente excelente sea correcta para el grano y equivocada para el emplazamiento de la roca.[10,36] Las imágenes, la

zonación, los elementos traza y el contexto de campo identifican qué dominios crecieron dónde. La precisión no decide por sí sola esa cuestión espacial.

La discordancia puede convertirse, en consecuencia, en termómetro y archivo histórico. Varios minerales con comportamientos de difusión distintos pueden acotar el enfriamiento; dominios de un circón pueden separar crecimiento y pérdida posterior de plomo. Las soluciones gráficas para edades U–Pb discordantes hicieron explícita esa inversión.[10–12,14] La interpretación sigue dependiendo del modelo, pero descartar todo análisis alterado eliminaría la propia alteración.

El cierre convierte una historia geológica en varios registros temporales superpuestos. La geocronología U–Pb aprovecha especialmente bien esta complejidad porque el uranio proporciona dos cadenas de desintegración en el mismo mineral. Su acuerdo puede certificar una historia sencilla; su desacuerdo puede revelar cuándo se reabrió el sistema.

En qué punto estamos

El cierre es una historia cinética, no un termómetro mineral fijo. El tamaño del grano, la velocidad de enfriamiento y el calor posterior determinan qué sobrevive, mientras la herencia puede conservar un acontecimiento anterior a la roca. La datación uranio–plomo convierte esas complicaciones en una prueba estructurada al reunir dos cadenas, plomo común y discordancia en un marco analítico.

5. El uranio–plomo convierte el desacuerdo en evidencia

La pregunta

Un isótopo de uranio se transforma en plomo-206 y otro en plomo-207. Cuando ambos relojes habitan el mismo circón, el acuerdo es más que repetición: comprueba si la historia medida del mineral es compatible con dos ritmos de desintegración distintos.

El uranio-238 se desintegra en plomo-206 y el uranio-235 en plomo-207 mediante cadenas separadas. Las mediciones isotópicas de Nier y los trabajos posteriores sobre semividas cuantificaron ambos relojes.[4–6,36] Como sus constantes difieren, un mineral puede proporcionar dos estimaciones de edad. El acuerdo sitúa el análisis sobre la concordia; el desacuerdo identifica una historia que exige explicación, no un promedio que la oculte.

El circón es especialmente útil porque su estructura cristalina acepta uranio e incorpora normalmente poco plomo inicial. También puede sobrevivir a meteorización y fusión que destruyen otros registros.[15,16,21,36] Pero el daño por radiación abre vías de pérdida de plomo, los núcleos heredados llevan edades antiguas y puede entrar plomo común. El circón es un archivo resistente, no una cápsula perfecta.

La concordia describe combinaciones de proporciones uranio–plomo que coinciden en una edad. Si una pérdida posterior de plomo desplaza los análisis, una línea discordia puede cortar la concordia cerca de los momentos de cristalización y alteración.[10–12,36] Esas intersecciones son resultados de un modelo: varios episodios de pérdida, herencia o dominios mezclados pueden imitar una línea sencilla. Las texturas y los residuos deben respaldar la historia elegida.

La técnica controla qué parte de esa historia resulta visible. La abrasión química elimina muchos dominios dañados por radiación y propensos a perder plomo antes de la espectrometría de masas por ionización térmica con dilución isotópica. ID-TIMS puede lograr precisión total extraordinaria; SIMS y LA-ICP-MS conservan resolución espacial y rendimiento.[16–21] Constantes de

desintegración, variación natural de $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, calibración del trazador y comportamiento de patrones todavía limitan exactitud y comparabilidad.

U–Pb es potente porque su redundancia hace comprobable la alteración, no porque sea inmune a ella. Sus compromisos muestran además por qué no existe un mejor reloj universal. Algunas preguntas exigen un mapa espacial; otras, la menor incertidumbre; y otras conciernen a elementos y temperaturas que el circón apenas registra.

En qué punto estamos

Dos relojes de uranio pueden revelar pérdida de plomo, mientras la química del circón y las decisiones determinan qué se mide. La concordancia se gana mediante acuerdo; la discordancia puede recuperar una alteración si el modelo está justificado. El mismo principio se extiende más allá de U–Pb: cada cronómetro une una ley de desintegración a elementos, materiales, temperaturas y acontecimientos.

6. Relojes distintos responden preguntas distintas

El método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ irradia una muestra para que el potasio-39 produzca argón-39, indicador del potasio. Un monitor coirradiado establece el parámetro de irradiación y vincula la incógnita a un patrón.[22–25] El calentamiento escalonado puede separar argón liberado por distintos dominios. El resultado puede fechar erupción o enfriamiento, pero argón excesivo, retroceso, alteración y pérdida pueden crear mesetas o espectros engañosos.

Otros sistemas aprovechan químicas distintas. Las isocronas Rb–Sr pueden fechar diferenciación o equilibrio; Sm–Nd es relativamente resistente en muchos materiales máficos y conserva información del reservorio inicial. El reloj extinto ^{182}Hf – ^{182}W alcanza la diferenciación metal–silicato temprana porque el wolframio sigue al metal con más fuerza que el hafnio.[26,27] Sus tiempos dependen de proporciones iniciales del Sistema Solar y de modelos de acreción y equilibrio.

El radiocarbono ocupa una escala completamente distinta. Los organismos vivos intercambian carbono con su entorno; cuando termina el intercambio, el carbono-14 disminuye. Libby, Anderson y Arnold establecieron el método y lo probaron con objetos de edad conocida.[28–32] Las curvas modernas atmosféricas y marinas llegan aproximadamente a 55.000 años de calendario, y los modelos bayesianos combinan mediciones con orden estratigráfico o arqueológico. Los desfases de reservorio y la contaminación siguen explícitos.

La semivida física del carbono-14 es de unos 5.730 años. Eso lo hace potente para restos orgánicos recientes y ciertos carbonatos, pero agotado para la edad de la Tierra. El reloj que fecha un mamut no es el que fecha un planeta.[30,31] Los isótopos longevos del uranio alcanzan miles de millones de años; el carbono-14 sigue intercambios recientes. El material y el acontecimiento eligen el reloj antes que la precisión deseada.

Un menú de relojes es, por tanto, una ventaja. Elementos y comportamientos de cierre distintos permiten separar cristalización, enfriamiento, erupción, alteración y evolución de reservorios. Pero combinarlos exige saber qué incertidumbres pertenecen a la muestra y cuáles a los patrones, constantes de desintegración e infraestructura de calibración compartidos.

En qué punto estamos

Argón, neodimio, wolframio y carbono no compiten por producir una edad genérica. Su química los hace sensibles a acontecimientos y escalas distintas. Esa diversidad permite comprobaciones cruzadas, pero también revela un problema metrológico: hay que construir la precisión y repartir la incertidumbre antes de comparar con honestidad dos números medidos exquisitamente.

7. La precisión se construye con blancos, patrones y calibración

La pregunta

Los meteoritos de Patterson contenían tan poco plomo que el aire, los reactivos y el polvo desbordaban la señal. Fechar la Tierra con exactitud exigió una invención inesperada: un entorno más limpio que el conocido por las muestras en la naturaleza.

El resultado isotópico de plomo de Patterson en 1956 dio $4,55 \pm 0,07$ mil millones de años para meteoritos y Tierra. No procedía de encontrar una roca terrestre superviviente marcada con el nacimiento del planeta. Relacionó composiciones de plomo meteórico y terrestre dentro de una historia común del Sistema Solar.[33,34] El número era potente porque medición, modelo de reservorio y contexto astronómico independiente trabajaban juntos.

Alcanzarlo exigió unos cinco años de química de plomo y espectrometría de masas a escalas de microgramos y submicrogramos. Salas polvorientas, reactivos y recipientes añadían más plomo del tolerable. Patterson desarrolló instalaciones excepcionalmente limpias en Caltech y ayudó a establecer prácticas después normales en análisis ultratraza.[34] El aparato incluía sala, aire, ácidos destilados, recipientes y hábitos de quienes trabajaban dentro.

El problema de contaminación abrió una segunda historia. Las mediciones destinadas a controlar el plomo geológico ayudaron a Patterson a distinguir el fondo natural del plomo industrial extendido por aire, océanos y personas.[34,35] No actuó solo, y la regulación fue gradual, disputada e institucional. El hilo causal importa: intentar medir con precisión el pasado remoto reveló una alteración planetaria del presente que nadie reconocía.

La metrología moderna formaliza la lección. Precisión describe mediciones repetidas; exactitud, proximidad al valor correcto; repetibilidad y reproducibilidad entre laboratorios hacen preguntas distintas. Calibración del trazador, constantes de desintegración, resta del blanco y covarianza aportan términos diferentes.[18–21,38] Una larga cadena de cifras puede describir el conteo y ocultar un límite de calibración compartido o un acontecimiento geológico equivocado.

Los laboratorios limpios y los trazadores calibrados no eliminan la interpretación; hacen una clase de alternativas lo bastante pequeña para probar las demás. Un presupuesto de incertidumbre creíble debe acompañar a la edad. La prueba final pasa entonces de un laboratorio: relojes y laboratorios independientes deben recuperar historias compatibles sin compartir todos los errores posibles.

En qué punto estamos

La edad de Patterson fue inseparable de una victoria sobre la contaminación, y esa victoria reveló plomo industrial fuera del laboratorio. La precisión moderna depende también de salas, reactivos, trazadores, constantes, covarianza y patrones compartidos. Cuando esos términos son visibles, el

acuerdo entre laboratorios y relojes distintos se vuelve evidencia, no coincidencia; y el desacuerdo, un experimento diagnóstico.

8. El acuerdo se gana entre relojes independientes

Dos relojes son más persuasivos cuando responden de modo distinto a una alteración y no heredan toda calibración de la misma fuente. Las comparaciones U–Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ han revelado desfases sistemáticos, revisado patrones minerales y mejorado constantes de desintegración.[23–25,38–40] Sin embargo, el esquema de desintegración del ^{40}K sigue calibrándose: una rama de captura electrónica al estado fundamental antes omitida y otros conjuntos de parámetros pueden desplazar edades absolutas a escala subporcentual. El acuerdo se gana mediante revisión visible, no declarando terminadas las constantes.

El desacuerdo puede localizar el proceso ausente. Un circón puede conservar cristalización mientras el argón de un feldespato registra enfriamiento; la pérdida de plomo puede sacar análisis U–Pb de la concordia; el argón excesivo puede hacer demasiado antiguo un mineral volcánico.[10,12,23,38] La primera tarea no es elegir un número favorito, sino preguntar si los relojes fecharon acontecimientos distintos o falló una calibración o un supuesto geológico.

La comparación entre laboratorios plantea la misma pregunta entre personas e instrumentos. Soluciones sintéticas compartidas prueban calibración analítica; circones naturales prueban una mezcla de rendimiento y heterogeneidad. Los resultados reproducibles de alta precisión exigen componentes explícitos de incertidumbre y convenciones de informe.[21,38] Un material de referencia perfecto para un método quizá no pruebe el sesgo espacial o químico pertinente para otro.

La declaración completa de una edad es, por tanto, más larga que su titular: un material nombrado registró un acontecimiento nombrado mediante un sistema isotópico nombrado, analizado con un procedimiento declarado e interpretado con supuestos e incertidumbre explícitos.[14,36,38] Esto no debilita el resultado. Explica qué lo hace transportable, corregible y capaz de limitar otras evidencias.

La geocronología no produjo un aparato universal que lee «el pasado». Construyó una familia de relojes cuyos desacuerdos pueden entenderse y cuyos acuerdos sobreviven pruebas independientes. QTC-018 empleará esas edades de acontecimientos concretos para reconstruir la superficie y el interior cambiantes de la Tierra; la frontera importa porque la cronología mide cuándo y la geología todavía establece qué ocurrió.

En qué punto estamos

Una fecha se vuelve duradera cuando su acontecimiento, sistema, calibración e incertidumbre permanecen visibles y la evidencia independiente puede cuestionarlos. El acuerdo entre relojes se gana al sobrevivir modos de fallo distintos; la discordancia puede revelar historia oculta. Con esa base metrológica, el artículo siguiente podrá preguntar cómo cambió la Tierra sin confundir la cronología con los propios cambios.

Lo que sabemos y cómo lo sabemos

- La desintegración radiactiva sigue una ley exponencial calibrada en grandes poblaciones atómicas, pero toda edad todavía exige una condición inicial y un modelo de acontecimiento.[1–7]
- Las isocronas pueden estimar el isótopo hijo inicial, pero deben probarse el origen cogenético, la palanca composicional, la covarianza y el cierre.[8,9,13,19]
- El cierre mineral depende de difusión, tamaño e historia de enfriamiento; el reinicio parcial y la herencia pueden conservar varios acontecimientos.[10–14]
- U–Pb combina dos cadenas, y la preparación, los trazadores, los patrones y las pruebas entre laboratorios sostienen una gran precisión.[15–21]
- Los relojes de argón, isótopos extintos y radiocarbono responden preguntas y escalas temporales distintas.[22–32]

Lo que todavía no sabemos

- El acontecimiento exacto representado por cada edad publicada cuando el contexto o la alteración posterior están incompletos.
- Cuánta heterogeneidad natural no resuelta permanece dentro de materiales de referencia muy utilizados.
- El mejor modelo de difusión y reinicio para cada mineral complejo y cada historia térmica.
- Cuánto moverán las futuras revisiones de constantes, trazadores y calibración cruzada las edades absolutas más precisas.
- Qué norma automática de informe conservará toda la procedencia analítica y geológica entre métodos.

Qué podría hacernos cambiar de opinión

- Constantes de desintegración revisadas o calibraciones trazables al SI que desplacen edades absolutas más allá de la incertidumbre actual.
- Comparaciones ciegas entre laboratorios que revelen desfases persistentes ocultos por los patrones actuales.
- Análisis espaciales que muestren dominios heredados o reiniciados dentro de una supuesta población de edad única.
- Desacuerdo entre relojes que persista tras probar por separado calibración, cierre y correlación de acontecimientos.
- Nuevos experimentos de difusión o contexto geológico que reasignen una edad desde cristalización a enfriamiento, alteración o mezcla.

Si solo recuerdas una cosa

La datación radiométrica no lee el cumpleaños de una roca. Mide un sistema isotópico, modela su inicio y alteraciones, calibra correcciones y gana la edad de un acontecimiento mediante contexto y acuerdo independiente.

Artículos relacionados

- QTC-007 — El tiempo profundo

- QTC-016 — Cómo se construye un planeta
- QTC-018 — El planeta que se mueve

Referencias

- [1] E. Rutherford; Frederick Soddy. LXXXIV.—The radioactivity of thorium compounds. II. The cause and nature of radioactivity. *Journal of the Chemical Society, Transactions* 81, 837–860 (1902). DOI 10.1039/CT9028100837. <https://doi.org/10.1039/CT9028100837>
- [2] B. B. Boltwood. Ultimate disintegration products of the radioactive elements; Part II, Disintegration products of uranium. *American Journal of Science* s4-23(134), 78–88 (1907). DOI 10.2475/ajs.s4-23.134.78. <https://doi.org/10.2475/ajs.s4-23.134.78>
- [3] A. J. Dempster. A new Method of Positive Ray Analysis. *Physical Review* 11, 316–325 (1918). DOI 10.1103/PhysRev.11.316. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.11.316>
- [4] Alfred O. Nier. The Isotopic Constitution of Uranium and the Half-Lives of the Uranium Isotopes. I. *Physical Review* 55, 150–153 (1939). DOI 10.1103/PhysRev.55.150. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.55.150>
- [5] Alfred O. Nier. The Isotopic Constitution of Radiogenic Leads and the Measurement of Geological Time. II. *Physical Review* 55, 153–163 (1939). DOI 10.1103/PhysRev.55.153. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.55.153>
- [6] A. H. Jaffey; K. F. Flynn; L. E. Glendenin; W. C. Bentley; A. M. Essling. Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Physical Review C* 4, 1889–1906 (1971). DOI 10.1103/PhysRevC.4.1889. <https://doi.org/10.1103/PhysRevC.4.1889>
- [7] R. H. Steiger; E. Jäger. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359–362 (1977). DOI 10.1016/0012-821X(77)90060-7. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
- [8] Derek York. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters* 5, 320–324 (1969). DOI 10.1016/S0012-821X(68)80059-7. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(68\)80059-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(68)80059-7)
- [9] Pieter Vermeesch. Errorchrons and anchored isochrons in IsoplotR. *Geochronology* 6, 397–407 (2024). DOI 10.5194/gchron-6-397-2024. <https://doi.org/10.5194/gchron-6-397-2024>
- [10] L. O. Nicolaysen. Graphic Interpretation of Discordant Age Measurements on Metamorphic Rocks. *Annals of the New York Academy of Sciences* 91(2), 198–206 (1961). DOI 10.1111/j.1749-6632.1961.tb35452.x. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1961.tb35452.x>
- [11] L. R. Stieff; T. W. Stern. Graphic and algebraic solutions of the discordant lead-uranium age problem. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 22, 176–199 (1961). DOI 10.1016/0016-7037(61)90116-8. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(61\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(61)90116-8)
- [12] George W. Wetherill. Discordant uranium-lead ages, I. *Transactions, American Geophysical Union* 37, 320–326 (1956). DOI 10.1029/TR037i003p00320. <https://doi.org/10.1029/TR037i003p00320>

- [13] Fouad Tera; G. J. Wasserburg. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 14, 281–304 (1972). DOI 10.1016/0012-821X(72)90128-8. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90128-8)
- [14] Martin H. Dodson. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40, 259–274 (1973). DOI 10.1007/BF00373790. <https://doi.org/10.1007/BF00373790>
- [15] T. E. Krogh. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 485–494 (1973). DOI 10.1016/0016-7037(73)90213-5. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5)
- [16] James M. Mattinson. Zircon U–Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology* 220, 47–66 (2005). DOI 10.1016/j.chemgeo.2005.03.011. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.03.011>
- [17] Joe Hiess; Daniel J. Condon; Noah McLean; Stephen R. Noble. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ Systematics in Terrestrial Uranium-Bearing Minerals. *Science* 335, 1610–1614 (2012). DOI 10.1126/science.1215507. <https://doi.org/10.1126/science.1215507>
- [18] D. J. Condon; B. Schoene; N. M. McLean; S. A. Bowring; R. R. Parrish. Metrology and traceability of U–Pb isotope dilution geochronology (EARTHTIME Tracer Calibration Part I). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 164, 464–480 (2015). DOI 10.1016/j.gca.2015.05.026. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.026>
- [19] N. M. McLean; J. F. Bowring; S. A. Bowring. An algorithm for U-Pb isotope dilution data reduction and uncertainty propagation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12, Q0AA18 (2011). DOI 10.1029/2010GC003478. <https://doi.org/10.1029/2010GC003478>
- [20] Matthew S. A. Horstwood et al. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology—Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40, 311–332 (2016). DOI 10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>
- [21] Urs Schaltegger et al. Long-term repeatability and interlaboratory reproducibility of high-precision ID-TIMS U–Pb geochronology. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 36, 1466–1477 (2021). DOI 10.1039/D1JA00116G. <https://doi.org/10.1039/D1JA00116G>
- [22] Craig Merrihue; Grenville Turner. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research* 71, 2852–2857 (1966). DOI 10.1029/JZ071i011p02852. <https://doi.org/10.1029/JZ071i011p02852>
- [23] Kyoungwon Min; Roland Mundil; Paul R. Renne; Kenneth R. Ludwig. A test for systematic errors in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 73–98 (2000). DOI 10.1016/S0016-7037(99)00204-5. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00204-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00204-5)
- [24] Paul R. Renne; Roland Mundil; Greg Balco; Kyoungwon Min; Kenneth R. Ludwig. Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and

- improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 5349–5367 (2010). DOI 10.1016/j.gca.2010.06.017. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.06.017>
- [25] K. F. Kuiper; A. Deino; F. J. Hilgen; W. Krijgsman; P. R. Renne; J. R. Wijbrans. Synchronizing Rock Clocks of Earth History. *Science* 320, 500–504 (2008). DOI 10.1126/science.1154339. <https://doi.org/10.1126/science.1154339>
- [26] G. W. Lugmair; K. Marti. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 39, 349–357 (1978). DOI 10.1016/0012-821X(78)90021-3. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90021-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90021-3)
- [27] Thorsten Kleine et al. Hf–W chronology of the accretion and early evolution of asteroids and terrestrial planets. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 5150–5188 (2009). DOI 10.1016/j.gca.2008.11.047. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.11.047>
- [28] W. F. Libby; E. C. Anderson; J. R. Arnold. Age Determination by Radiocarbon Content: World-Wide Assay of Natural Radiocarbon. *Science* 109, 227–228 (1949). DOI 10.1126/science.109.2827.227. <https://doi.org/10.1126/science.109.2827.227>
- [29] J. R. Arnold; W. F. Libby. Age Determinations by Radiocarbon Content: Checks with Samples of Known Age. *Science* 110, 678–680 (1949). DOI 10.1126/science.110.2869.678. <https://doi.org/10.1126/science.110.2869.678>
- [30] Paula J. Reimer et al. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62, 725–757 (2020). DOI 10.1017/RDC.2020.41. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- [31] Timothy J. Heaton et al. Marine20—The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon* 62, 779–820 (2020). DOI 10.1017/RDC.2020.68. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68>
- [32] Christopher Bronk Ramsey. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon* 51, 337–360 (2009). DOI 10.1017/S0033822200033865. <https://doi.org/10.1017/S0033822200033865>
- [33] Clair C. Patterson. Age of meteorites and the earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 10, 230–237 (1956). DOI 10.1016/0016-7037(56)90036-9. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(56\)90036-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(56)90036-9)
- [34] George R. Tilton. Clair Cameron Patterson, 1922–1995. *Biographical Memoirs*, volume 74, National Academy of Sciences, 224–245 (1998). <https://www.nasonline.org/wp-content/uploads/2024/06/patterson-clair-c.pdf>
- [35] Clair C. Patterson. Contaminated and Natural Lead Environments of Man. *Archives of Environmental Health* 11(3), 344–360 (1965). DOI 10.1080/00039896.1965.10664229. <https://doi.org/10.1080/00039896.1965.10664229>
- [36] Blair Schoene. U–Th–Pb Geochronology. *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed., volume 4, 341–378 (2014). DOI 10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7>
- [37] Ian McDougall; T. Mark Harrison. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. 2nd edition, Oxford University Press (1999). <https://global.oup.com/academic/product/geochronology-and-thermochronology-by-the-40ar39ar-method-9780195109207>

[38] M. D. Schmitz; K. F. Kuiper. High-Precision Geochronology. *Elements* 9(1), 25–30 (2013). DOI 10.2113/gselements.9.1.25. <https://doi.org/10.2113/gselements.9.1.25>

[39] Jack Carter; Ryan B. Ickert; Darren F. Mark; Marissa M. Tremblay; Alan J. Cresswell; David C. W. Sanderson. Production of ^{40}Ar by an overlooked mode of ^{40}K decay with implications for K-Ar geochronology. *Geochronology* 2, 355–365 (2020). DOI 10.5194/gchron-2-355-2020. <https://doi.org/10.5194/gchron-2-355-2020>

[40] Jack N. Carter; Caroline E. J. Hasler; Anthony J. Fuentes; Andrew J. Tholt; Leah E. Morgan; Paul R. Renne. Bayesian calibration of the ^{40}K decay scheme with implications for ^{40}K -based geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 397, 149–163 (2025). DOI 10.1016/j.gca.2025.03.024. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2025.03.024>