

8. Métodos de datación por isótopos

Francisco Javier Santos Arevalo



1. Curriculum vitae

1.1. Studies / Ikasketak / Estudios

Zientzia Fisikoetan lizentziatua; “Determinación de ^{36}Cl y ^{129}I mediante espectrometría de masas con aceleradores”; Sevillako Unibetsitatea

1.2. Current job / Oraingo lanbidea / Profesión actual

Erakundea: Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC).

Zentroa: Centro Nacional de Aceleradores, Sevilla

Ardura: Erradiokarbono Datazioaren bidezko Zerbitziburua

1.3. Experience / Eskarmentua / Experiencia

Irakasle gisa: Sevillako Unibertsitateko Fisika Fakultata, Pablo de Olavide Unibertsitatea, Andaluziako Nazioarteko Unibertsitatea, Mendendez Pelayo Unibertsitatea

Suitzako ETH/PSI Partikuluetaiko Fisika Institutuan Azeleragailuen bideko Masen Espektometriaren eremuan ikasketak

Estatu mailako eta nazioarteko 14 biltzarretako partaide eta txostengilea: International Radiocarbon Conference (2006, 2009 y 2012), International Conference on Accelerator Mass Spectrometry (2008 y 2011).

18 proiektu zientifikoetako partaide: Hezkuntza eta Zientzia Ministerioa, Europako Batasuna...

1.4. Publications / Argitalpenak / Publicaciones

AMS teknikarekin eta bere isotopo ikertuenekin (C^{14} , Cl^{36} y I^{129} ...) lotutako 12 argitalpen nazioarteko aldizkarietan

2. Summary / Laburpena / Resumen

2.1. Summary: Isotope datation in archaeology

Radiocarbon datation is the most reliable and established technique for determining some tools age. Isotope C14 is generated in the atmosphere because of cosmic rays activity. This isotope soon becomes carbon dioxide (CO₂), which goes into the biological chain and then into all living beings.

When a living organism dies, C14 starts diminishing in comparison with all carbon that this organism contains. This decreasing can calculate time of organisms death. The "Radiocarbon Age" may be calculate by a mathematical methodology.

What is obtained is an exact date in which a living being stop to adding C14. This is particularly interesting for human history because one can study artifacts of an age between 45,000-50,000 years before present by using this methodology. The amount of C14 in a sample may be obtained by 2 types of methodology: radiometric and non radiometric (AMS). The latter needs less sample amount and it is now widely used. A particular interesting application for archaeology is carbonate formation in ceramics, for example.

There is an altogether different method of datation: Urano/Thorium series of isotopes, which relay in the extant amount of several Urane isotopes. This methodology can be used for artifacts of an age between 200,000 and 400,000 years.

2.2. Laburpena: Datazio Isotopikoa arkeologian

Antzinako pieza batzuk zein garaitakoak diren zehazteko erradiokarbonoaren bitartez egindako datazioa da teknikarik jakinena eta seguruenena. C14aren isotopoa izpi kosmikoen jardueragatik sortzen da atmosferan. Isotopo hau laster bihurtuko da karboniko-anhidridoa (CO₂) eta izaki bizidun guztien biologi katean sartuko da.

Izaki biziduna hiltzen denean, izaki honek duen karbono guztiarekin konparatuta C14a murrizten hasten da. Murrizketa hau mikroorganismoak noiz hiltzen diren jakiteko izan daiteke erabilgarria. "Erradiokarbonoaren adina" matematika formula baten bidez kalkulatzen da.

Data zehatz bat da lortzen dena eta bat etortzen da izaki bizidun honek bere organismoan C14 gehitzeari uzten dion datarekin. Guzti hau erabat interesgarria da gizakiaren historiarako zeren eta orain baino lehenagoko 45.000-50.000 urte bitarteko adineko artefaktoak ikertu daitezke metodologia hau erabilita. C14aren kopurua lagin batetan bi metodologia motaren bitartez lortzen da: Erradiometrikoa eta ez erradiometrikoa (AMS). Azkenak lagin kopuru txikiagoa behar du eta orain erruz erabiltzen da. Arkeologian erabilera interesgarria da zeramiken azalean ematen diren karbonatoen eraketan behar den denbora kalkulatzeke, adibidez.

Bada datazio metodo bat guztiz desberdina: zenbait Urano/Torio isotopoetan oinarritutakoa, aipatu metodo honek Uranioaren isotopo batzuen kopurua neurtzen du.

Metodologia hau erabil daiteke 200.000 eta 400.000 urteen bitarteko adinak kalkulatzeke.

2.3. Resumen: La datación isotópica en arqueología

La datación por radiocarbono es la técnica más segura y establecida para determinar la edad de algunas piezas antiguas. El isótopo del C14 se genera en la atmósfera a causa de la actividad de los rayos cósmicos. Este isótopo pronto se convierte en anhídrido carbónico (CO₂), que pronto se incorpora a la cadena biológica en todos los seres vivos.

Cuando un organismo vivo se muere, el C14 empieza a disminuir comparativamente con todo el carbón que contiene este organismo. Esta disminución puede ser útil para calcular el tiempo de la muerte de los microorganismos. La "Edad del Radiocarbono" se calcula por una fórmula matemática.

Lo que se obtiene es una fecha exacta que coincide cuando el ser viviente dejó de añadir C14 a su organismo. Esto es particularmente interesante para la historia humana porque uno puede estudiar artefactos de una edad entre 45.000-50.000 años antes de la actualidad usando esta metodología. La cantidad de C14 en una muestra se obtiene por dos tipos de metodologías: la radiométrica y la no radiométrica (AMS). La última necesita menos cantidad de muestra y ahora se utiliza ampliamente. Una aplicación interesante en arqueología es el cálculo del tiempo de la formación de carbonatos en la superficie de cerámicas, por ejemplo.

Existe un método de datación totalmente diferente: el basado en la serie de isótopos de Urano/Torio, que mide la cantidad existente de varios isótopos del Uranio. Esta metodología puede ser usada para calcular edades entre 200.000 y 400.000.

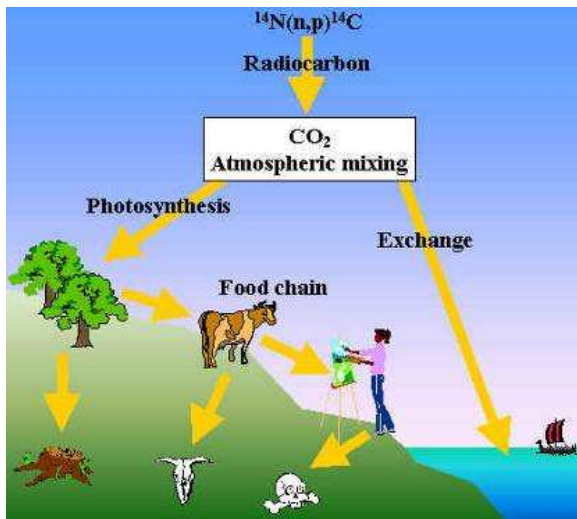
3. Communication / Txostena / Ponencia

3.1. Datación por C14

La datación por radiocarbono es, a día de hoy, posiblemente la técnica de datación más utilizada y consolidada que existe. Desde que la idea fue propuesta por F. Libby en los años 50 del siglo XX, la técnica de la datación por radiocarbono en sí misma, y las técnicas de detección del C14 se han desarrollado espectacularmente, permitiendo su aplicación a un vastísimo campo de estudios.

Uno de los hechos más sorprendentes de la datación por radiocarbono es que su idea fundamental es realmente sencilla e intuitiva. Sin embargo, alrededor de esa idea, hay varias sutilezas que fueron comprendidas a medida que se desarrollaba la técnica, y los resultados no concordaban en todas las situaciones con lo esperado.

a) El origen del C14



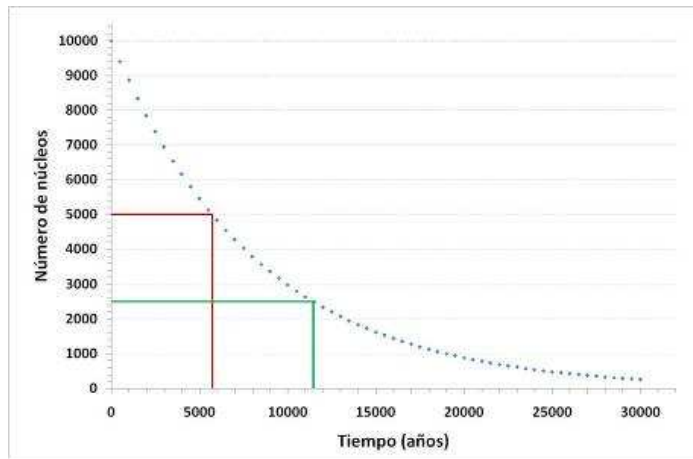
El C14 es un isótopo cosmogénico, es decir, se genera en la atmósfera debido a la interacción de los rayos cósmicos con la misma. Rápidamente el C14 se oxida formando una molécula de dióxido de carbono, CO_2 , que inmediatamente entra a formar parte del ciclo biológico, llegando a todos los seres vivos a través de la fotosíntesis y la cadena trófica terrestre y marina, alcanzando una situación de equilibrio

b) El fenómeno de la radiactividad. Ley de decaimiento.

El C14 es un **isótopo radiactivo**, de modo que una vez que el organismo deje de incorporar C14 tras su muerte, a medida que pase el tiempo, la cantidad de C14 que tiene ese material, en relación a la cantidad total de carbono irá disminuyendo. La ley exponencial del decaimiento radiactivo se escribe así:

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t}$$

Donde $N(t)$ es el número de núcleos que han sobrevivido en el instante de tiempo t , N_0 el número de núcleos que había inicialmente, λ una constante característica del isótopo radiactivo, y t el tiempo. Gráficamente, la representación es la que se ve en la figura.



En este sentido, un concepto especialmente importante es el de **periodo de semidesintegración**, más comúnmente llamado semivida, que se deriva directamente de la constante λ . Es el tiempo que tarda una población de núcleos radiactivos en reducirse a la mitad. En el gráfico, podemos verlo señalado con las líneas rojas y verdes, para el caso del C14, cuya periodo es de 5730 años.

c) Ecuación básica para la datación

A partir de esta ecuación de decaimiento, podemos obtener el tiempo que lleva desintegrándose, que quedaría:

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{N(t)}{N_0}\right)$$

Donde λ es conocido, $N(t)$ es el número de núcleos radiactivos en el momento en que hacemos la observación, y N_0 el número de núcleos que había inicialmente. Esta es la ecuación básica que permite obtener la edad de un material a partir de la determinación de su contenido en radiocarbono. Como se puede ver, es matemáticamente muy sencilla. Sin embargo, veremos que plantea una serie de problemas conceptuales muy interesantes, y que demuestran que el método de datación por radiocarbono no es trivial.

d) El problema técnico: determinar la cantidad de C14

Evidentemente, es el primer punto a solucionar, y hoy día podemos decir que se trata de una mera cuestión técnica, casi diríamos que superada. Sin embargo, sí es importante señalar, pues puede causar confusión, que en realidad **no es la cantidad de C14 el valor de interés, sino su relación con la cantidad total de carbono** de la muestra, es decir el número de núcleos de C14 que quedan por gramo de carbono total. Si fuese de otro modo, una muestra simplemente más grande que otra, y por tanto con mucho más carbono total, nos daría muy posiblemente un valor mayor de C14, pero es claro que esto no indica una diferencia de edad. Una forma muy habitual de expresarlo, y que emplearemos a partir de ahora, es la relación entre el número de átomos de C14 y la de C12, C14/C12.

e) El problema real: ¿cuánto vale N_0 ?

Hasta este momento no nos hemos planteado el problema que supone conocer el valor de N_0 . Podríamos suponer que se trata de un valor constante, y que basta medir el valor actual para conocerlo. Sin embargo, existen varios efectos por los que esta suposición no es válida. El primero es el **efecto de fraccionamiento**, por el cual veremos que diferentes materiales coetáneos no muestran la misma concentración inicial de C14. El segundo, llamado **efecto reservorio**, en el que veremos como el medio marino debe ser tratado de forma específica. Y por último, veremos el hecho de que a lo largo de la historia **la concentración de C14 no ha**

sidio constante en la atmósfera, y por tanto las concentraciones iniciales de materiales de diferente edad no son comparables.

f) La corrección por fraccionamiento. ¿Y si fuese madera?

Decimos que en un determinado proceso físico-químico existe fraccionamiento cuando no ocurre de la misma manera para todos los isótopos de un elemento debido a su diferencia de masa.



El proceso de fotosíntesis, favorece la fijación de las moléculas más ligeras de CO_2 . El resultado final es que la concentración de C^{14} de la planta es menor que la atmosférica, por lo que la planta parecería ser más vieja que la propia atmósfera con la que está intercambiando el CO_2 . El caso contrario ocurre cuando hablamos del proceso de disolución del CO_2 en el mar, y como consecuencia, parece más moderna que la atmósfera.

De modo que encontramos una situación en la que **cada material presente en la tierra y que incorpora carbono, presenta una concentración inicial diferente a la de los demás**, por lo que materiales distintos y coetáneos no pueden compararse. La diferencia que puede llegar a obtenerse es de unos 400 años entre los casos más extremos.

Para resolver esta situación nos ayudamos del hecho de que estas diferencias que aparecen para el C^{14} también aparecen para el C^{13} , es decir, los procesos de fraccionamiento afectan a todos los isótopos. Entonces, se define un parámetro llamado $\delta^{13}\text{C}$, que tiene un valor característico aproximado para cada tipo de material, y se utiliza para normalizar los resultados de todas las muestras al valor de la madera.

g) El efecto reservorio. ¿Es el mar más antiguo?

Llamamos tiempo de residencia al tiempo que permanece un determinado compuesto, molécula o isótopo en un sistema determinado. Otra forma de verlo es el tiempo que tarda en renovarse el contenido de un sistema. Sistemas que intercambian muy rápido, se renuevan muy fácilmente, y viceversa.

El tiempo de residencia del carbono en la hidrosfera es largo, del orden de los 1000 años. Por tanto, el carbono que se incorpora constantemente desde la atmósfera, se mezcla con el carbono almacenado en la hidrosfera, el cual lleva del orden de 1000 años allí, y por tanto ha perdido parte del C^{14} inicial. Así, la concentración de C^{14} en la hidrosfera debida a este efecto reservorio es menor que la que existe en la atmósfera. El mar, y todos los seres vivos que obtienen su carbono a partir de él, parecen más viejos.

Es muy importante notar que **este efecto es totalmente independiente del efecto de fraccionamiento**, por el que vimos que se disolvía con más facilidad el C^{14} , y que por tanto hacía parecer al mar más joven, justo al contrario. La realidad es que los dos efectos coexisten, y en muchas situaciones, se anulan mutuamente.

h) La evolución del C14 a lo largo de la historia

La producción de C14 en la atmósfera depende de varios factores: intensidad de los rayos cósmicos, campo magnético solar, campo magnético terrestre... Por tanto, **la concentración de C14 en la atmósfera ha sido variable a lo largo del tiempo**. Además, algunos efectos humanos como el consumo masivo de combustibles fósiles, libres de C14, o las explosiones nucleares, han modificado notablemente la presencia de C14 en la atmósfera.

Esto nos lleva a una situación paradójica viendo la ecuación básica para la datación, y es que para obtener el tiempo, necesitamos conocer N_0 , que depende precisamente del tiempo que estamos buscando. La solución adoptada es la definición de una edad llamada **Edad de Radiocarbono, Edad BP**, que se define como un convenio, y su posterior calibración para transformarla en una edad real.

i) Edad de Radiocarbono

Se trata de un concepto matemático, un convenio, una edad no real, sin una relación directa con lo que llamaríamos fecha de calendario, pero que nos va a permitir realizar los cálculos. Lógicamente, el siguiente paso será encontrar la relación entre esta edad ficticia, y la edad cronológica o de calendario real. La suposición fundamental para el cálculo de la edad BP es asumir que el valor inicial de la concentración de C14 ha sido constante, y el valor escogido es el valor de la madera en el año 1950. Se trata de un valor perfectamente definido, y totalmente comparable entre laboratorios.

j) La curva de calibración

Para finalizar el proceso, y conseguir una información útil a partir de estos cálculos, el detalle final es conseguir una relación entre la edad BP y la edad cronológica real. Esto se consigue a través de la llamada curva de calibración, construida a partir de muestras de edad conocida por métodos independientes. Si tomamos una muestra de la que conocemos la edad, y realizamos todo este proceso para calcular su edad BP, sabremos que a esa edad cronológica le corresponde un valor de edad BP.

Haciendo esto para todas las edades cronológicas posibles, podremos construir una curva, en la que para cada edad cronológica se represente su edad BP. Y a la inversa, para una edad BP de una muestra de edad conocida, tendremos los posibles valores de edad cronológica. Es muy importante comprender que la relación no es biunívoca. Es decir, **a una edad cronológica le corresponde una única edad BP. Sin embargo, a una edad BP determinada le pueden corresponder varias edades cronológicas**. Y esto es así precisamente porque la concentración de C14 en la atmósfera ha cambiado a lo largo de la historia.



La curva de calibración se construye fundamentalmente a partir de muestras de anillos de árboles, de los que se conoce la edad cronológica por métodos dendrocronológicos, y se complementa con valores obtenidos a partir de corales y depósitos sedimentarios.

k) ¿Por qué datar con radiocarbono?

Una vez visto el funcionamiento de este método de datación, cabe preguntarse cuáles son las ventajas, y los inconvenientes que pudiera tener la datación por radiocarbono. Una de las primeras razones por las que el método se ha mostrado tan exitoso es porque ofrece una **datación absoluta**. En la datación por radiocarbono obtenemos realmente una fecha en la que el material dejó de incorporar radiocarbono, y no se limita a ordenar una secuencia de sucesos, sino que les puede asignar a cada uno de ellos una edad concreta (en realidad, como veremos, un rango de edades). En segundo lugar, porque el periodo de semidesintegración del C14 es un valor muy adecuado para el estudio de la historia humana. Es suficientemente largo para abarcar un periodo tan largo como 45000-50000 años de actividad, y suficientemente corto como para poder discriminar fechas relativamente cercanas. Además, al ser el elemento básico de la vida, existe un amplio abanico de materiales susceptibles de ser datados, lo que favorece la posibilidad de obtener fechas válidas en una excavación arqueológica o en un estudio biológico o geológico.

Evidentemente, a pesar de sus bondades, es conveniente comprender lo que el método puede ofrecer, y cómo interpretar sus resultados. En primer lugar, es importante ser consciente de que al aplicar la datación por radiocarbono a una muestra, estamos datando el momento en el que el ser vivo del que procede dejó de incorporar carbono. Este puede estar relacionado, o no, con el contexto histórico o arqueológico que estudiemos, pero la datación por radiocarbono no podrá resolver esa duda.



Otro inconveniente es precisamente la relación no biunívoca de la curva de calibración, lo que en ocasiones puede ocasionar un resultado con varios rangos de edades posibles, que habrá que discriminar mediante otros métodos.

También se puede señalar que el método no es útil para aproximadamente los últimos 300 años de historia, precisamente por la forma de la curva de calibración. Incluso cabe señalar que se trata de un método destructivo, si bien con la aparición del AMS las cantidades necesarias para la preparación de la muestra son muy reducidas. Por último, el tipo de materiales susceptible de ser datados aun siendo muy amplio, es limitado a materiales de origen orgánico, por lo que restos como cerámicas o vidrios, tan importantes, no pueden beneficiarse de la técnica.

l) Detección del C14

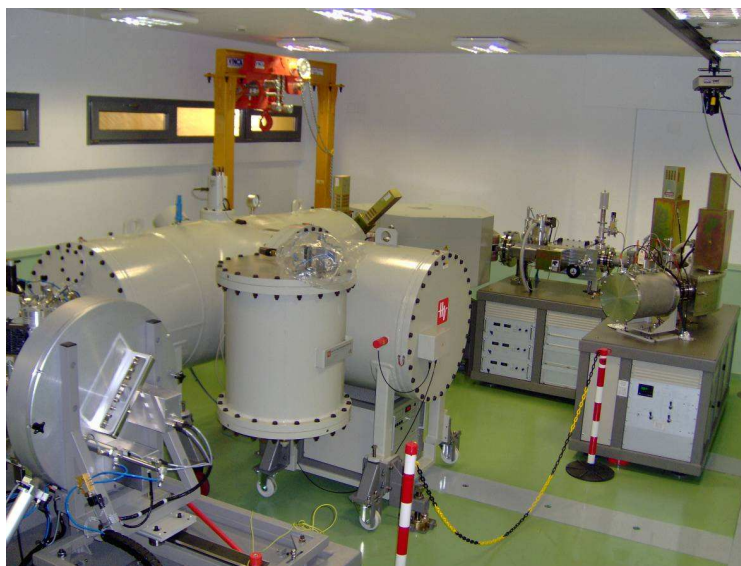
Hay dos grupos de técnicas que permiten la detección del C14 en muestras de interés. Algunas de las técnicas aprovechan el hecho de que se trata de un isótopo radiactivo, que emite por tanto radiación susceptible de ser detectada y analizada con el equipamiento adecuado. Se les llama **técnicas radiométricas**, y los dos detectores más comunes son los de centelleo líquido y los detectores de gas.

Las técnicas radiométricas han demostrado su capacidad durante más de cincuenta años, y hoy día siguen utilizándose en muchos laboratorios. Su principal desventaja es que necesitan tiempos de medida relativamente largos, del orden de horas, o días en el caso de muestras

muy antiguas, y que para la preparación de la muestra es necesaria una cantidad de material importante, en torno a los gramos.

La técnica más utilizada hoy día es el **AMS**. En ella no se utiliza para nada el carácter radiactivo de la muestra, lo que solventa de manera muy efectiva el problema del tiempo de medida, permitiendo realizar medidas de precisión comparable a las técnicas radiométricas en tiempos por debajo de una hora. En el AMS las muestras preparadas en forma de grafito se bombardean con cesio y se genera un haz de partículas. Estas son sometidas a campos magnéticos y eléctricos, separándolas en virtud de su masa.

En AMS el tiempo de medida es mucho más corto que en las técnicas radiométricas, lo que permite obtener una mayor cantidad de información. (Existen laboratorios de AMS capaces de procesar y medir varios miles de muestras anualmente). Además, la cantidad de muestra necesaria para realizar la medida es mucho menor, bastando algunos miligramos de muestra inicial, por lo que muchas aplicaciones sólo son posibles con AMS, y en general, convierte a la técnica de datación por radiocarbono en muy poco destructiva. Como desventaja principal, hemos de señalar el alto coste del equipamiento y de su mantenimiento.



3.2. Métodos de datación basados en radionúclidos naturales

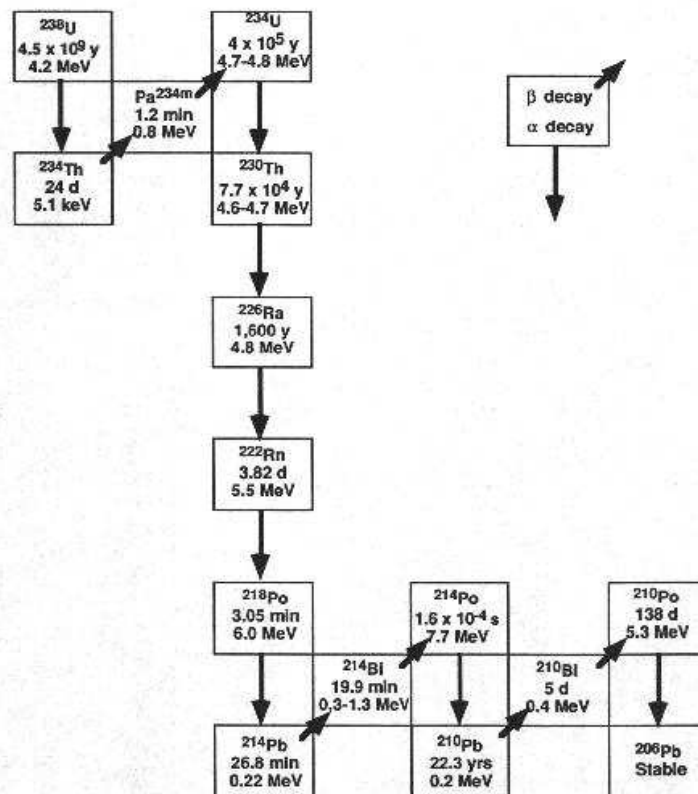
Como hemos visto, el rango temporal de aplicación del método del C14 permite llevar a cabo numerosísimos estudios en múltiples campos, y es por ello que se ha convertido en una herramienta tan valiosa para la ciencia.

Sin embargo, no es menos cierto que este rango temporal se queda muy corto cuando se pretenden estudiar otros eventos de mucha más antigüedad. Cuando se habla en términos evolutivos de los seres humanos, se manejan cifras de cientos de miles y hasta millones de años, lo que queda totalmente fuera del alcance de los estudios mediante C14. Se hace necesario encontrar una alternativa para poder fechar estos yacimientos, o procesos geológicos, o procesos en general, que también presentan un gran interés científico. En este apartado veremos como los llamados isótopos naturales pueden ser de gran utilidad.

a) Radionúclidos naturales y series radiactivas.

Se denominan radionúclidos naturales a aquellos que existen en la naturaleza, bien desde que se formó la Tierra, o bien porque pertenecen a lo que se conoce como series radiactivas. En el primer caso, se trata de isótopos con semividas comparables a la propia edad de la tierra. De este modo, a pesar de que existen desde su formación, no se han desintegrado completamente, y podemos encontrarlos en el medio ambiente en cantidades medibles. Ejemplos de estos isótopos naturales son el U238 (4.49×10^9 a), U235 (7.13×10^8 a) o el Th232 (1.39×10^{10} a), con semividas comparables en magnitud a la edad de la Tierra, estimada en 4.7×10^9 a.

Por otro lado, los isótopos pertenecientes a las series radiactivas simplemente aparecen en la cadena de isótopos que se forman por la desintegración de uno de estos naturales. Por ejemplo, el U238 se desintegra generando Th234, que a su vez se desintegra en Pa234, este en U234, este en Th230... hasta que finalmente, el Po210 se desintegra en Pb206 que es estable. Dado que el padre de toda la serie es un radionúclido natural, todos los elementos de la cadena se generan de forma continua en la Tierra.



Una propiedad muy interesante de estas series es que si el sistema natural que contiene a estos isótopos está aislado, de modo que no puede haber aportes externos ni pérdidas del sistema, se alcanza finalmente, con un tiempo suficiente, lo que se conoce como *estado de equilibrio secular*. En esta situación, la tasa de desintegración de todos los elementos de la cadena es igual a la tasa que presenta el radionúclido que da origen a la misma, a pesar de tener semividas diferentes. Para ello, deben cumplirse dos condiciones:

- La semivida del radionúclido padre de la serie debe ser mucho mayor que la de los hijos.
- El tiempo transcurrido debe ser mucho mayor que la semivida de los hijos.

Viendo el gráfico, esto se debería cumplir hoy día entre los elementos de la serie del U238 en aquellos sistemas que hayan permanecido aislados. Dado que una vez alcanzado el equilibrio secular, este no se modificará, el estudio de esos sistemas se hace imposible. Es decir, si un sistema se ha visto aislado desde la formación de la Tierra, al cabo de aproximadamente un millón de años esta serie a la que nos referimos alcanzó el equilibrio secular. Estudiando sus propiedades lo único que sabríamos es que efectivamente, ha pasado un tiempo que como mínimo, es el necesario para alcanzar esa situación, pero no tenemos ninguna idea de una cota superior.

Afortunadamente, los sistemas no están aislados, y los procesos geológicos actúan rompiendo estas situaciones de equilibrio, permitiéndonos obtener información acerca del momento en que dichos procesos ocurrieron.

b) Formaciones de carbonatos

Un ejemplo donde puede encontrarse esta situación es en las formaciones de carbonatos que aparecen en algunos sistemas naturales. De especial importancia, aquellos sistemas que se desarrollaron durante el periodo Cuaternario, que abarca los dos últimos millones de años y que empezó con la aparición de los homínidos. En muchas ocasiones, estas formaciones naturales están ligadas a yacimientos arqueológicos o bien presentan un alto interés para el estudio de la evolución geológica o la evolución climática.

Existe una amplia variedad de sistemas de carbonatos en la naturaleza. Una primera y amplia clasificación puede ser la de carbonatos biogénicos, de origen biológico como los corales o los esqueletos de animales, y no biogénicos, generados por precipitación de aguas saturadas de CaCO_3 en disolución. Por supuesto, cada uno de estos se puede subclasificar, dando lugar a un abanico de formaciones como espeleotemas (estalactitas y estalagmitas), travertinos o tufas. Entre los biogénicos es fácil pensar en las conchas de moluscos.

Los carbonatos, como cualquier otro material, contienen trazas de isótopos radiactivos, incluyendo los radionúclidos naturales, y en su proceso de formación, se dan las circunstancias adecuadas para que se rompa ese estado de equilibrio secular del que hemos hablado anteriormente. En lo que sigue, vamos a describir uno de los métodos más utilizados en el estudio de los sistemas de carbonatos, conocido como método del Uranio/Thorio.

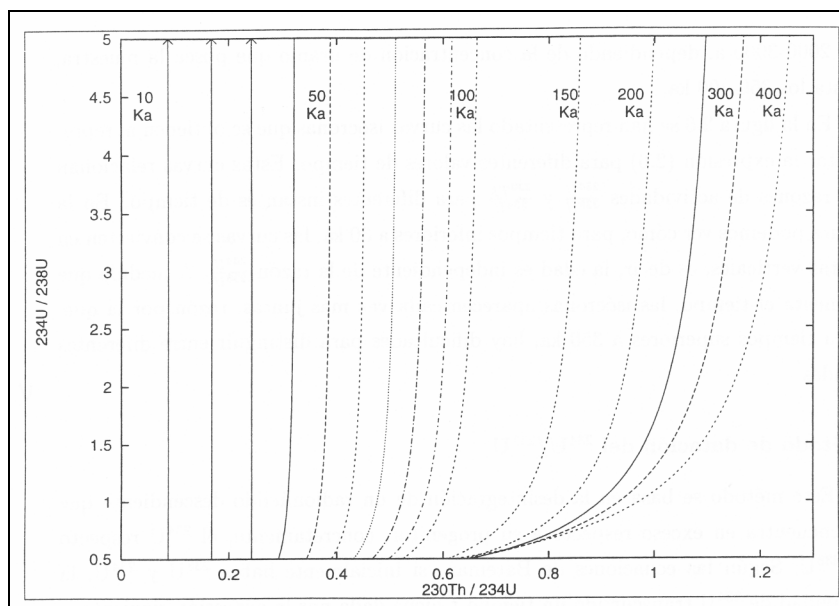
c) Método del Uranio/Thorio para la datación

Es un método basado en el crecimiento del Th230 a partir de la desintegración de sus progenitores U234 y U238. Debe suponerse que inicialmente en el sistema no existe el Th230. Entonces, la cantidad de este núclido en función del tiempo viene descrita por las ecuaciones de Bateman, que normalmente incluyen numerosos términos, y que son aparentemente muy complejas.

$${}^{230}\text{Th} = {}^{238}\text{U}(1 - e^{-\lambda_{230}t}) + ({}^{234}\text{U} - {}^{238}\text{U}) \left(\frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \right) (1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t})$$

Esta expresión en realidad es ya una simplificación donde se han eliminado términos. En cualquier caso, lo importante es observar que la cantidad de Th230 depende las cantidades actuales de U238 y U234, que son medibles, y del tiempo transcurrido. El resto de parámetros son constantes conocidas. Por tanto, si podemos determinar las cantidades de los tres radionúclidos, podremos conocer el tiempo t transcurrido desde la formación del sistema, que es lo que nos interesa. El rango de aplicación del método va desde los 2000-3000 años, hasta los 350000-400000 años.

En la siguiente gráfica podemos ver las líneas isócronas que aparecen como soluciones de la ecuación.



La resolución final de la ecuación precisa métodos gráficos, es decir, utilizar este mapa de isócronas, o numéricos, mucho más precisos. En este punto, es importante señalar que la descripción que hemos dado aquí es muy básica, y que el método encuentra problemas en los sistemas reales que deben ser atacados para obtener una información lo más precisa y veraz posible. Esto, indudablemente, no es una tarea sencilla, y las determinaciones de la edad que se pueden obtener mediante este método a menudo tienen errores cercanos a un 20%. Esto, sin embargo, no debe verse sino como un logro experimental ante un problema de gran dificultad.

Cabe señalar por último que además de este método, existen otros similares, como el basado en la medida de $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$, o la relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Cada uno de ellos tiene su rango de aplicación y sus propias particularidades, de modo que los expertos decidirán en cada situación con cual proceder.