

FACULTAD DE CIENCIAS
GRADO EN BIOLOGÍA
TRABAJO FIN DE GRADO
CURSO ACADÉMICO [2017-2018]

TÍTULO:

**DATACIÓN DE MUESTRAS DE ORIGEN BIOLÓGICO MEDIANTE
RADIOCARBONO**

AUTOR:

LORENA SIMÓ CABRERA

Resumen

En el presente proyecto se realizará una introducción a la datación mediante radiocarbono, técnica que permite determinar la edad de muestras, fósiles y objetos que contengan material orgánico. El método se basa en la determinación de la concentración de carbono-14 en la muestra estudiada y la comparación con la concentración existente en el momento de la muerte del ser vivo.

Esta técnica fue desarrollada por Willard Libby en 1949 y actualmente es una herramienta básica para arqueólogos y paleontólogos. En este trabajo se propone estudiar el funcionamiento de esta técnica de datación y analizar sus inconvenientes, limitaciones y precisión. También se analizará la importancia de esta técnica para determinar la edad de muestras de origen biológico y se mencionarán sus perspectivas futuras.

El método empleado para realizar este estudio será una búsqueda bibliográfica en bases de datos disponibles en internet, así como en los recursos bibliográficos de los que dispone la Universidad de Alicante.

Palabras clave: Carbono orgánico; Cronología; Datación radiométrica; Radiocarbono.

Abstract

In the current project radiocarbon dating will be introduced as a technique which allows to date the age of samples, fossils and objects containing organic material. This method is based on establishing carbon-14 concentration in the studied sample and comparing it with the existing concentration at the time of the organism's death. This technique was developed by Willard Libby in 1949 and is currently a basic tool for archaeologists and paleontologists.

This work aims to study the functioning of this dating technique and to analyze its disadvantages, limitations and accuracy. It will be also analyzed the importance of this technique to determine the age of samples of biological origin and its future perspectives will be mentioned.

The method used to carry out this study will be a bibliographic search in databases available on the internet, as well as in the bibliographic resources available to the University of Alicante.

Keywords: Organic carbon; Chronology; Radiometric dating; Radiocarbon.

Índice

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Capítulo 1. Introducción | 7 |
| 1.1 Las bases del núcleo atómico | 7 |
| 1.2 Estabilidad y desintegración radiactiva | 8 |
| 1.3 Radiactividad..... | 12 |
| 1.4 Tipos de radiactividad..... | 16 |
| 1.5 Reacciones nucleares | 19 |
| 1.6 Radiación cósmica..... | 20 |
| Capítulo 2. Datación con carbono-14 | 22 |
| 2.1 Fundamentos de la técnica | 22 |
| 2.2 Datación radiactiva | 23 |
| 2.2.1 Datación mediante radiocarbono | 24 |
| 2.3 Técnicas para determinar el carbono-14 | 26 |
| 2.3.1 Método de conteo..... | 26 |
| 2.3.2 Espectrometría de masas con aceleradores o AMS | 26 |
| 2.4 Limitaciones de la técnica..... | 27 |
| 2.4.1 Calibración de la escala temporal del radiocarbono | 34 |
| Capítulo 3. Uso de la datación por radiocarbono en biología | 35 |
| 3.1 La frontera Pleistoceno/Holoceno y la datación de un bosque fósil | 38 |
| 3.2 El radiocarbono contra el fraude en los vinos | 38 |
| 3.3 La datación de los manuscritos del Mar Muerto | 39 |
| 3.4 Uso de la técnica en el estudio del <i>Homo Sapiens</i> | 40 |
| 3.4.1 Investigaciones en España | 40 |
| 3.4.1.1 Un enfoque bayesiano para datar la neolitización en el Mediterráneo ibérico | 41 |
| 3.4.1.2 Múltiples dataciones de un esqueleto y evaluación de los problemas de precisión en la cultura argárica de la Edad de Bronce | 41 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 3.4.1.3 Enterramientos de cal en Baleares y nuevas percepciones sobre un viejo ritual funerario | 42 |
| 3.4.2 Investigación en la Universidad de Alicante | 43 |
| 3.4.2.1 La secuencia crono-cultural del yacimiento de Peñón de la Zorra..... | 43 |
| 3.4.2.2 Dataciones absolutas de la Cova d'En Pardo sobre muestras de sedimento y hueso extraídas entre 1994 y 2006 | 44 |
| 3.4.2.3 Las primeras comunidades campesinas en la fachada oriental de la península Ibérica (ca. 5600-2800 cal a. C.) | 45 |
| Capítulo 4. Conclusiones | 46 |
| 4.1 Perspectivas futuras | 47 |
| Bibliografía | 48 |

Capítulo 1. Introducción

1.1 Las bases del núcleo atómico.

El átomo, en el modelo desarrollado inicialmente por Niels Bohr y Ernest Rutherford, y extendido por Arnold Sommerfeld, está compuesto por un núcleo central, que contiene la mayor parte de la masa, y uno o varios electrones en órbita. El núcleo posee una carga positiva de $+Ze$, que se ve compensado con la carga negativa de $-Ze$ de los electrones. El número de protones, Z , está emparejado en un átomo eléctricamente neutro por el número de electrones. Cada una de estas partículas posee una carga eléctrica negativa e .

El núcleo de cualquier elemento está formado por dos partículas diferentes: neutrones y protones. Un neutrón es ligeramente más pesado que un protón, con una masa de $m_n = 1.67495 \cdot 10^{-27}$ kg, frente a los $m_p = 1.67265 \cdot 10^{-27}$ kg del protón. A pesar de tener una masa tan similar, ambas partículas difieren en sus cargas. El protón posee una carga positiva ($+e$), mientras que el neutrón es eléctricamente neutro. El número de protones (Z) es conocido como el número atómico, y es el que indica las propiedades químicas del átomo. La suma $A = N + Z$, siendo N el número de neutrones, proporciona el número másico. Esto proporciona una medida de la masa del núclido en cuestión si tomamos como unidad la masa aproximada del neutrón o el protón. La forma en que se nombran los diferentes átomos es la siguiente: ${}^A_Z S$, siendo S el símbolo correspondiente a cada elemento. Por ejemplo, el átomo de carbono se escribe como ${}^{12}_6 C$, y corresponde a un átomo con 6 protones y 6 neutrones.

Thomson (1914) y Aston (1919) demostraron que, para un número atómico dado Z , es decir, para una posición dada en la tabla periódica de Mendeléyev, hay átomos con diferentes números de masa A , y, por lo tanto, núcleos que difieren en el número de neutrones que contienen. Tales núclidos son conocidos como isótopos de un elemento. Hay una forma de hidrógeno cuyo núcleo está compuesto por un único protón y otra forma de hidrógeno (deuterio) cuyo núcleo contiene tanto un protón como un neutrón, siendo ambos isótopos estables de hidrógeno. El carbono atmosférico está compuesto por tres isótopos: el carbono-12 (${}^{12}_6 C$) que consta de 6 protones y 6 neutrones, el carbono-13 (${}^{13}_6 C$) que está formado por 6 protones y 7 neutrones, y el carbono-14 (${}^{14}_6 C$) que contiene 6 protones y 8 neutrones, siendo estos los isótopos naturales del carbono. Todos los isótopos de un mismo elemento poseen las mismas propiedades químicas pero las propiedades físicas son específicas de cada isótopo. La mayoría de los elementos tienen varios isótopos que tienen lugar de manera natural, pero algunos elementos, como el sodio

(Na), el aluminio (Al), el manganeso (Mn), y el niobio (Nb), tienen únicamente un isótopo estable natural.

La existencia de los isótopos ha dado lugar a una forma de notación especial para los núclidos, completando el símbolo del elemento con el número atómico y el número de masa - ${}^1_1\text{H}$, ${}^2_1\text{H}$, ${}^6_3\text{Li}$, ${}^7_3\text{Li}$, etc. De esta manera, el lado derecho del símbolo queda libre para notaciones químicas utilizadas para compuestos moleculares o cristalinos como ${}^2_1\text{H}_2$ ${}^{16}_8\text{O}_2$. La notación inferior izquierda puede ser omitida, pues duplica el símbolo de la letra del elemento químico.

El descubrimiento de los isótopos condujo inmediatamente a las isobaras, que son átomos con el mismo número de masa, pero con un número de protones ligeramente diferente. Por ejemplo, las isobaras ${}^{87}_{37}\text{Rb}$ y ${}^{87}_{38}\text{Sr}$ no ocupan el mismo lugar en la tabla periódica, y son por tanto químicamente diferentes. Es importante conocer las isobaras porque, a no ser que hayan sido separadas químicamente de antemano, interfieren entre ellas cuando se miden las abundancias de los isótopos en un espectrómetro de masas.

En resumen, cada elemento químico está definido por el número de protones Z en su estructura, siendo éste el que determina la posición del elemento en la tabla periódica. Pero en cada posición hay varios isótopos que difieren en el número de neutrones N que contienen, es decir, en su masa. Estos isótopos se crean durante los procesos nucleares, que son llamados en su conjunto nucleosíntesis, la cual ha tenido lugar en las estrellas a través de la historia del universo (Allegre, 2008).

1.2 Estabilidad y desintegración radiactiva

Hay un total de 92 elementos presentes en la naturaleza, de los cuales muchos tienen 2 o 3 isótopos estables, aunque los hay con uno solo, como el sodio o el arsénico, o incluso 8. Estos isótopos pueden ser estables o inestables, siendo conocidos estos últimos también como radiactivos. Los núcleos estables, que son mayoritarios en la Tierra, se conservan a lo largo del tiempo, manteniendo siempre el mismo número de protones y neutrones. Por otro lado, los núcleos radiactivos se transmutan en otros elementos a lo largo del tiempo, los cuales reciben el nombre de descendientes o hijos. Estos nuevos núcleos pueden ser, a su vez, estables o inestables, continuando el proceso en el caso de estos últimos hasta acabar en un isótopo estable. Esta transmutación tiene lugar mediante la emisión de radiación en forma de partículas α , β o γ . En algunos casos se producen emisiones de protones o neutrones, así como otros tipos de reacciones como la fisión espontánea, que consiste en la división de un núcleo en dos núcleos más pequeños. El proceso de

transmutación tiene lugar a un ritmo constante y es característico de cada núcleo, por lo que sirve para distinguir unos de otros (Sánchez, 1994).

La composición isotópica de un elemento químico se expresa como un porcentaje, o bien como una proporción, siendo esta más conveniente. Un isótopo de referencia se elige con relación a la cual se expresan las cantidades de otros isótopos. Las proporciones de los isótopos se expresan en número de átomos en lugar de en masa. Por ejemplo, para estudiar variaciones en la composición isotópica del elemento estroncio, que deriva de la degradación radiactiva del isótopo ^{87}Rb , se elige la proporción del isótopo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Para que un núcleo se mantenga estable, los protones deben mantenerse unidos en el núcleo, junto a los neutrones. Dado que las cargas de igual signo se repelen, y viceversa, los protones no deberían ser una excepción, pero el modelo atómico considera la llamada fuerza nuclear fuerte, que mantiene los protones unidos a pesar de la repulsión eléctrica presente entre ellos. Esta es una de las cuatro fuerzas fundamentales del universo, que son, de mayor a menor intensidad, la fuerza nuclear fuerte, la fuerza electromagnética, la fuerza nuclear débil y la fuerza de atracción gravitatoria (Tabla 1).

| Fuerza | Fuente | Intensidad relativa | Distancia de actuación |
|-------------------------|------------------------|---------------------|------------------------|
| Fuerte | protones y neutrones | 1 | 10^{-15} metros |
| Electromagnética | carga eléctrica | 10^{-2} | infinito |
| Débil | partículas elementales | 10^{-13} | 10^{-18} metros |
| Gravitatoria | masa | 10^{-38} | infinito |

Tabla 1: Características de las fuerzas fundamentales.

Las fuerzas nucleares fuertes mantienen unidos los nucleones y son intensas, pero de corto alcance. Las fuerzas electromagnéticas son repulsivas entre los protones del núcleo y algo menos intensas. Las interacciones débiles son mucho menos fuertes que las primeras y se deben a procesos de desintegración. Y, por último, las fuerzas gravitatorias son fuerzas de atracción entre protones y neutrones debido a su masa, y son despreciables en física nuclear.

Para entender el concepto de la inestabilidad nuclear únicamente se necesitan considerar la fuerza nuclear fuerte y la fuerza electromagnética. Las principales diferencias entre ellas son el radio de acción, siendo el de esta última infinitamente mayor que la primera, cuyo alcance es de 10^{-15} metros, y la intensidad, siendo la fuerza nuclear fuerte 100 veces mayor que la electromagnética. Otro dato que considerar es que la fuerza electromagnética puede ser tanto atractiva (entre cargas diferentes) como repulsiva (entre cargas iguales), mientras que la nuclear siempre es atractiva, imprescindible para la

estabilidad del núcleo atómico. En el núcleo, la fuerza electromagnética también afecta a los protones, pero esta repulsión no desestabiliza el núcleo dado que la fuerza nuclear fuerte mantiene unidos a los protones y neutrones de este, los cuales, al no tener carga, únicamente se ven afectados por esta última.

Los diferentes elementos se forman mediante la adición de protones al núcleo atómico, por lo que este va creciendo, y, por tanto, también lo hace su radio. Conforme el número de protones aumenta, también lo hace el de neutrones, manteniendo la estabilidad nuclear, pero cuando llega el momento en el que el radio supera la distancia de acción de la fuerza nuclear fuerte, el núcleo se vuelve inestable. Esto ocurre cuando el tamaño nuclear supera los 60 protones y neutrones, y los protones más externos únicamente se ven afectados por la fuerza de repulsión electromagnética, haciendo que salgan despedidos del núcleo en direcciones opuestas (Rodríguez L, 2011).

El núcleo tiende a buscar la estabilidad mediante la emisión de partículas y/o ondas electromagnéticas, transformándose en otros núcleos. Este fenómeno recibe el nombre de radiactividad y describe el comportamiento de los isótopos inestables, cuyos núcleos reciben el nombre de radionucleidos.

La composición isotópica de todos los elementos químicos que existen de forma natural ha sido determinada, es decir, se ha identificado el número de isótopos y sus proporciones. En el caso del carbono, los isótopos naturales ^{12}C y ^{13}C son estables, mientras que el ^{14}C es inestable.

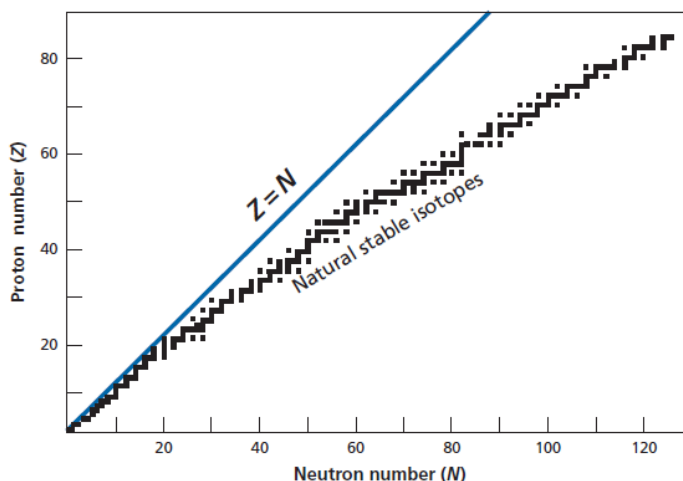


Figura 1: Distribución de los isótopos estables existentes.

Como se observa en la Figura 1, los isótopos estables se encuentran en una zona claramente definida, conocida como valle de estabilidad, pues corresponde a los niveles

de energía mínimos de los núclidos. Inicialmente, este valle de energía sigue la diagonal $Z=N$. A partir de $N=20$ el valle se aleja de la diagonal del lado de un excedente de neutrones. A medida que Z aumenta, se necesita un número de neutrones todavía mayor para evitar que los protones eléctricamente cargados se repelan entre ellos, provocando la ruptura del núcleo.

Una segunda observación hace relación a la paridad. Elementos cuyo Z es un número par tienen muchos más isótopos que los elementos cuyo Z es un número impar, como es el caso del flúor ($Z = 9$), el sodio ($Z = 11$), el fósforo ($Z = 15$) y el escandio ($Z = 21$), que tienen solo un único isótopo.

Por último, pero no menos importante, el elemento más pesado con isótopos estables es el plomo.

Dado que los isótopos de cualquier elemento químico tienen el mismo conjunto de electrones, todos tienen prácticamente las mismas propiedades químicas. Pero en todos los procesos químicos, físicos o biológicos, los isótopos de cualquier elemento se comportan de una forma ligeramente distinta a los demás, dando lugar, por tanto, al fraccionamiento isotópico. Dicho fraccionamiento es muy débil y es evidente, sobre todo, en elementos ligeros.

Inicialmente, se hace caso omiso a dicho fraccionamiento, excepto en los casos en que se deba tener en cuenta, como con el ^{14}C , o cuando se realizan mediciones con un espectrómetro, en cuyo caso se ha visto que debe realizarse una corrección para la discriminación de masa. Este comportamiento prácticamente idéntico de los isótopos químicos implica una consecuencia fundamental en la tendencia a que se produzca la homogeneización isotópica. Cuando dos o más objetos geoquímicos se encuentran en equilibrio termodinámico, las proporciones isotópicas de los elementos químicos presentes son generalmente iguales. Si son diferentes inicialmente, intercambian algunos átomos hasta que sean equivalentes. Es importante entender que la homogeneización isotópica tiene lugar mediante intercambio isotópico sin homogeneización química. Cada compuesto químico retiene su identidad química en cualquier caso. Un buen ejemplo para visualizar este fenómeno es colocar polvo de carbonato de calcio en presencia de una solución de carbonato en agua en proporciones que correspondan con el equilibrio termodinámico. En este caso no tiene lugar ninguna reacción química. Por otro lado, si se repite el experimento, pero, esta vez, con ^{14}C en solución en forma de carbonato, al aislar el carbonato de calcio sólido tras diez días, éste se habrá vuelto radiactivo. Es decir, habrá

intercambiado algunos de sus carbonos-14 con el carbonato de masa 12 y 13 presentes en la solución (Allegre, 2008).

Este intercambio, conocido como intercambio isotópico, es un fenómeno cinético, dependiente por tanto del estado físico y la temperatura de las fases presentes. Este intercambio es rápido a altas temperaturas y lento a bajas temperaturas. En líquidos y gases, es rápido al igual que la difusión, y en sólidos, donde la difusión es lenta, el intercambio isotópico es lento también. Como consecuencia de estas propiedades, en un líquido de elevada temperatura como la lava, la homogeneización isotópica ocurre rápidamente, mientras que en sólidos a temperaturas normales, el intercambio tiene lugar lentamente, de manera que persiste la heterogeneidad isotópica. Por lo tanto, la lava posee la misma composición isotópica que la fuente sólida de la que proviene por fusión, pero no la misma composición química. De forma inversa, un sólido a temperaturas normales mantiene su composición isotópica a lo largo del tiempo sin homogeneizarse con su entorno. Por este motivo las rocas son un registro isotópico confiable.

La teoría de la difusión, es decir, la moción espontánea de átomos influenciada por diferencias en la concentración, proporciona una fórmula aproximada pero adecuada:

$$x \approx \sqrt{Dt}$$

donde x es la distancia recorrida por el elemento, t el tiempo en segundos, y D , el coeficiente de difusión (cm^2s^{-1}).

1.3 Radiactividad

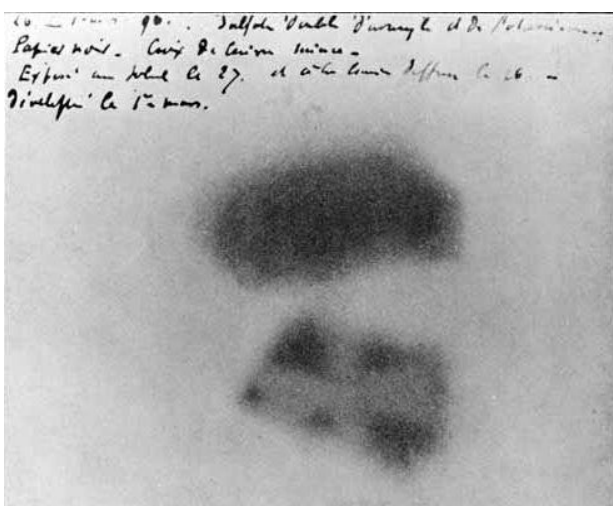


Figura 2: imagen de una plancha fotográfica de Becquerel que fue expuesta a la radiación de una sal de uranio. Se ve la sombra de la Cruz de Malta colocada entre la placa y la sal de uranio.

La radiactividad fue descubierta y estudiada por Henri Becquerel y posteriormente por Marie y Pierre Curie, de 1896 a 1902. En 1902 Pierre Curie y, de manera independiente, Ernest Rutherford y Frederick Soddy, propusieron una formulación matemática muy simple para la misma.

Henri Becquerel descubrió la radiactividad casi por casualidad en 1896 mientras estudiaba los rayos de sales de uranio fosforescentes

excitadas por la luz del sol, tratando de entender la naturaleza de los rayos-x descubiertos por Röntgen. Pero un día, a pesar de no haber luz solar, una muestra de la mina de Joachimsthal en Bohemia, emitió radiación de manera espontánea que ennegreció una placa fotográfica, indicando propiedades aún desconocidas de la materia (Figura 2).

Algunos años después, mientras se medía el efecto de estas sustancias radiactivas en un electrómetro (las partículas ionizaban el aire del electrómetro que luego se descargaba) Marie y Pierre Curie propusieron llamar radiactividad a este fenómeno (actividad creada por radiación). Para ellos, la radiación era la propiedad que tenían ciertas sustancias de emitir radiación de manera espontánea.

Inmediatamente recibieron duras críticas por parte de científicos británicos basadas en una observación crucial: al medir la actividad de 1g de uranio puro con un electrómetro, la actividad era menor que la de 1g de uranio contenido en 100g de mineral de uranio.

Fue Marie Curie quien planteó la hipótesis de productos radiactivos intermedios para explicar esta paradoja. El descubrimiento del radio fue significativo en este contexto, pues era el segundo producto radiactivo intermediario que aparecía tras el polonio.

Rutherford llevó a cabo la primera determinación de la edad radiactiva en 1906. Calculó la cantidad de helio producido a partir de uranio y radio por gramo de uranio al año y resultó ser $5.2 \cdot 10^{-8} \text{ años}^{-1} \text{ g}^{-1}$.

Ramsay y Soddy habían medido el contenido de helio (confundido durante mucho tiempo con nitrógeno por ser inerte como los gases nobles) en un mineral de uranio conocido como fergusonita. La fergusonita contenía un 7% de uranio y 1.81 cm^3 de helio por gramo. Rutherford calculó una edad de 500 millones de años. Un año después encontró minerales de uranio de más de mil millones de años, cuando en ese momento Lord Kelvin afirmaba que la Tierra tenía menos de 100 millones de años, hecho que ilustra notablemente la importancia y utilidad de la datación radiactiva (Allegre, 2008).

La radiactividad es el fenómeno por el cual ciertos núcleos se transforman o transmutan espontáneamente en otros núcleos y en el proceso otorgan partículas o radiación para cumplir las leyes de la conservación de la energía y la masa descritas por Albert Einstein. La ley Curie-Rutherford-Soddy (CRS) o ley de desintegración radiactiva dicta que el número de núcleos que se desintegran por unidad de tiempo es una fracción constante del número de núcleos presentes, independientemente de la temperatura, la presión, la forma química, u otras condiciones ambientales. Resulta la fórmula:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

donde N es el número de núcleos y λ una constante de proporcionalidad llamada la constante de desintegración. Es la probabilidad de que cualquier núcleo se desintegre en un intervalo de tiempo dt , el cual es expresado en años⁻¹.

La expresión λN recibe el nombre de actividad, y representa el número de desintegraciones por unidad de tiempo. La actividad se mide en Curies (1 Ci = $3.7 \cdot 10^{10}$ desintegraciones por segundo, siendo ésta la actividad de 1g de ²²⁶Ra). Un valor de 1 Ci es un nivel de actividad muy elevado, lo que explica que el milicurie o el microcurie sean más utilizados generalmente. La unidad internacional es actualmente el becquerel, que corresponde a una desintegración por segundo, siendo 1 Ci equivalente a 37 gigabequerels.

Esta ley es, a priori, bastante extraña, pues parece indicar que los núcleos se “comunican” entre ellos para elegir por grupos a aquellos que han de ser sacrificados a cada instante a un ritmo constante. Sin embargo, se ha demostrado que es válido para núcleos con una esperanza de vida muy corta (unas pocas milésimas de segundo) o muy larga (varios miles de millones de años, o más de 10^{20} s). Se mantiene independientemente de las condiciones del medio. Ya sea si el isótopo radiactivo está en un medio líquido, sólido, o gaseoso, si es calentado o enfriado, o si se encuentra bajo grandes presiones o en el vacío, la ley de la degradación se mantiene igual. Para un dado núcleo radiactivo, λ permanece constante a través del tiempo. Integrando la ley de desintegración radiactiva, se obtiene:

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

donde N es el número de núcleos radiactivos restantes, N_0 el número inicial de átomos radiactivos, y t el intervalo de tiempo que mide la duración del experimento. En conclusión, el número de átomos radiactivos restantes es solamente una función del número inicial de átomos radiactivos y del tiempo.

Cada isótopo radiactivo se caracteriza por su constante de degradación λ . También se hace referencia a la vida media de un átomo $\tau = \frac{1}{\lambda}$. Teniendo esto en cuenta, la ecuación queda como:

$$N = N_0 e^{-t/\tau}$$

La radiactividad es por tanto un cronómetro, un reloj natural que mide el paso del tiempo impávido. Este fenómeno se puede explicar gráficamente de dos maneras.

En una gráfica (Nt,t) . la exponencial negativa decrece hasta volverse tangencial al eje x hacia el infinito. En una gráfica semilogarítmica $(\ln N,t)$, como $N = N_0 - \lambda t$, la curva de desintegración es de pendiente recta, siendo ésta $-\lambda$.

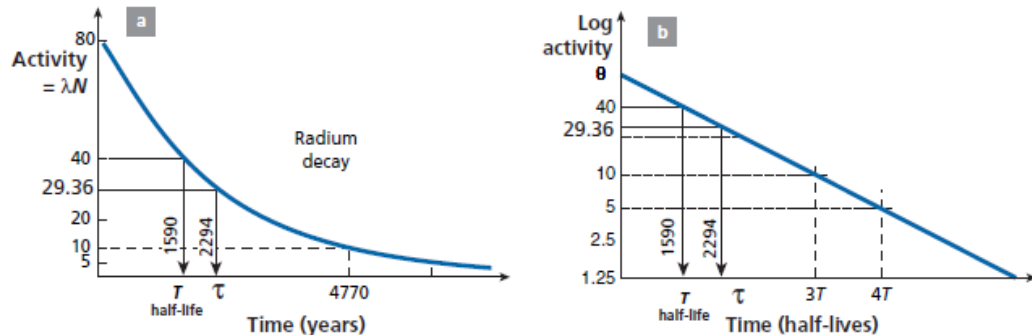


Figura 3: Curvas de desintegración radiactiva determinadas por Marie y Pierre Curie. La curva de actividad se muestra con coordenadas normales (a) y coordenadas semi-logarítmicas (b). Ambas gráficas muestran la semivida (tiempo necesario para que la mitad de los átomos se desintegran) y la vida media (recíproca de λ).

Para caracterizar la velocidad a la que va avanzando el tiempo de una forma menos abstracta que con la constante de desintegración λ , el periodo de semidesintegración (T o $T_{1/2}$) de un elemento radiactivo se define como el tiempo necesario para que la mitad del isótopo radiactivo se desintegre. Partiendo de la ecuación básica de la radiactividad: $\ln(N_0/N) = \ln 2 = \lambda T$, a partir de lo cual:

$$T_{1/2} = \ln 2 / \lambda = 0.693 \tau,$$

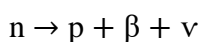
donde $T_{1/2}$ es el periodo de semidesintegración, λ la constante radiactiva, y τ la vida media.

La vida media, al igual que el periodo de semidesintegración, se expresa en unidades de tiempo, ya sean miles, millones, o miles de millones de años. Puede servir para determinar de una manera sencilla la velocidad a la cual se desintegra un isótopo radiactivo. Examinando los periodos de desintegración, se observa que mientras unos son muy breves. De una millonésima de segundo o menos, otros se miden en miles y miles de millones de años, como es el caso de ^{238}U o ^{87}Rb . Esta observación llevó a Pierre Curie in 1902 y, por otra parte, a Ernest Rutherford y Frank Soddy, a pensar que el tiempo geológico se podía medir mediante el uso de la radiactividad. Posiblemente este fue el descubrimiento más importante en geología desde que Hutton estableciera, en 1798, sus fundamentos a partir de observaciones de campo (Allegre, 2008).

1.4 Tipos de radiactividad

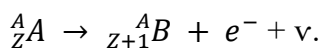
Se conocen cuatro tipos de radiactividad, cumpliendo todas ellas con la ley Curie-Rutherford-Soddy.

La primera a mencionar es beta menos (β^-), en la cual el núcleo emite un electrón de manera espontánea. Como sugirió Enrico Fermi en 1934, el neutrón se desintegra espontáneamente en un protón y un electrón. Para cumplir con la ley de la conservación de la masa y la energía, se asume que un núcleo emite un antineutrino junto con un electrón. La ecuación de desintegración es la siguiente:

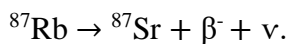


neutrón \rightarrow protón + electrón + antineutrino

para compensar la carga positiva creada en el núcleo, el átomo capta un electrón moviéndose hacia adelante en la tabla periódica:



En el diagrama (Z, N), la transformación corresponde a un desplazamiento hacia arriba a la izquierda, como se puede ver en la Figura x cuando ${}^{87}\text{Rb}$ se degrada en ${}^{87}\text{Sr}$. En este caso se expresa:



La constante de desintegración de esta reacción es $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{años}^{-1}$ y su periodo de semidesintegración es $T_{1/2} = 49 \cdot 10^9$ años.

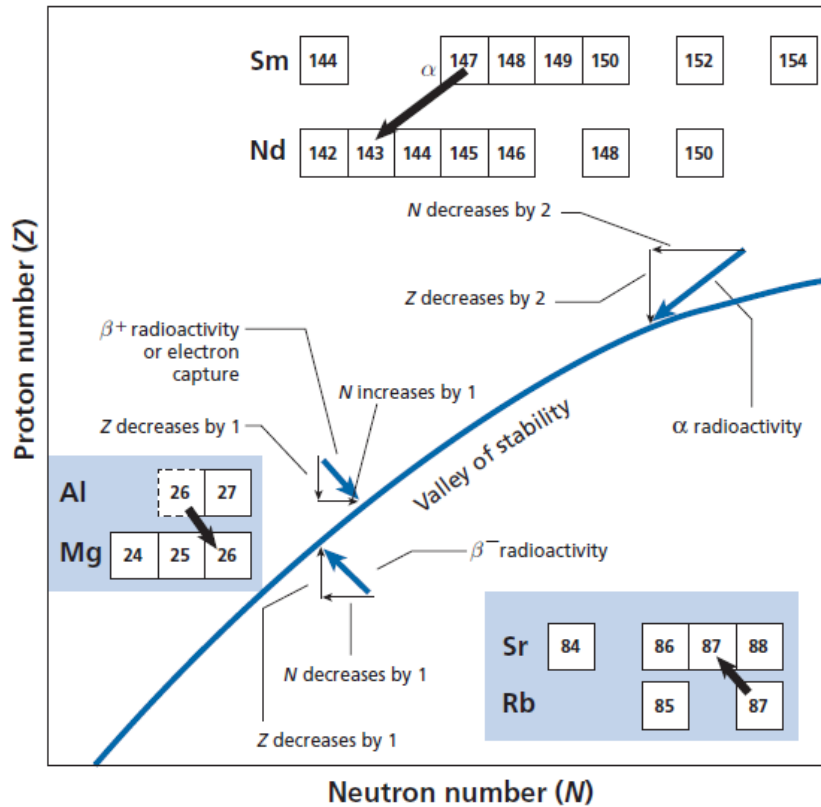
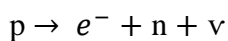


Figura 4: Los distintos tipos de radiactividad en el diagrama Z-N. Todas desplazan los productos de desintegración hacia el valle de estabilidad, restaurando el equilibrio nuclear de los nucleidos.

El segundo tipo de radiactividad es beta más (β^+), similar a la captura electrónica. En este caso, un protón se desintegra en un neutrón. Un proceso similar pero diferente es la captura electrónica por parte de un protón.



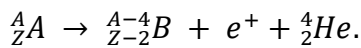
protón \rightarrow electrón + neutrón + neutrino

El átomo emite un electrón periférico para garantizar que el núclido se mantenga neutro. Si hablamos de radiactividad β^+ se da que ${}^A_Z A \rightarrow {}^A_{Z-1} B + e^+ + \nu$, y en el caso de la captura electrónica, ${}^A_Z A + e^- \rightarrow {}^A_{Z-1} B + \nu$.

En el diagrama (Z, N) queda representado por un desplazamiento diagonal hacia abajo a la derecha. Ninguna de estas formas de radiactividad implica un cambio en el número de masa.

La constante de desintegración de esta reacción es $\lambda^{40}_{\text{K}} = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ años}^{-1}$ y su periodo de semidesintegración es $T_{1/2} = 1.19 \cdot 10 \text{ años}$.

El tercer tipo de radiactividad es la radiactividad alfa (α), en cuyo caso el núcleo radiactivo expulsa un núcleo de helio ${}^4_2\text{He}$ en forma de iones He^+ con desprendimiento de calor. El isótopo radiogénico no tiene la misma masa que el núcleo progenitor. Por conservación de carga y masa, la ecuación de desintegración se puede expresar como:



En la gráfica (N, Z), la representación es la diagonal de la pendiente que se desplaza hacia la izquierda.

La constante de desintegración de esta reacción es $\lambda = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ años}^{-1}$ y su periodo de semidesintegración es $T_{1/2} = 1.059 \cdot 10^{11}$ años.

El último tipo por mencionar es la fisión espontánea. La fisión es una reacción en cadena provocada por neutrones cuando tienen la suficiente energía. La reacción elemental separa un núcleo de uranio en dos partes iguales y muchos neutrones. Estos neutrones, a su vez, chocan con otros átomos de uranio provocando nuevas reacciones de fisión y reacciones de neutrones en los núcleos formados por fisión. El núcleo que se divide no siempre produce los mismos núcleos sino series enteras de pares. En la Figura 5 se muestra la abundancia de los muchos isótopos producidos por la fisión espontánea de ${}^{238}\text{U}$.

Cabe destacar que los dos últimos tipos de radiactividad dividen el núcleo, por lo que reciben el nombre de radiactividad de partición. La fisión espontánea también cumple la ley matemática de radiactividad (CRS) (Allegre, 2008).

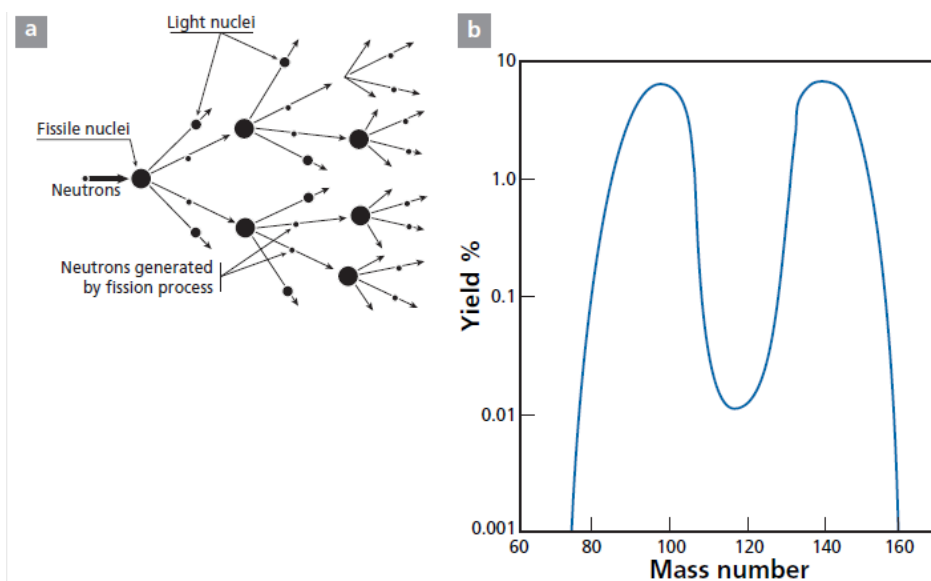


Figura 5: Fisión espontánea: a) las reacciones en cadena multiplican el número de neutrones conforme se desencadena la reacción; b) curva de distribución de los productos de fisión en función de su número de masa.

Existe también un tipo de desintegración llamada gamma (γ) donde la composición del núcleo no se modifica, pero se reduce la energía de este. En este tipo de procesos se libera radiación gamma que es radiación de tipo electromagnética.

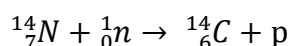
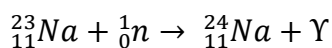
1.5 Reacciones nucleares

Como ya se ha mencionado anteriormente, algunos de los núcleos formados a partir de la nucleosíntesis, son estables, y otros radiactivos. Entre los radiactivos, algunos tienen periodos de semidesintegración muy cortos, dando lugar a sus isótopos hijos estables. Esto ocurre en todo el espacio interestelar proporcionando la materia básica del universo. Estos isótopos son incorporados en la materia interestelar en forma de gases o polvo.

Si la nucleosíntesis de elementos pesados (explosión de una supernova) ocurriera en la proximidad del lugar donde se formó el Sistema Solar, dando lugar a ciertos isótopos radiactivos de corta vida, estos isótopos recién formados serían incorporados junto al resto de material interestelar en cuerpos sólidos (planetas o meteoritos) y ahí se degradarían dando lugar a isótopos hijos. Los objetos sólidos que hayan recibido estas aportaciones tendrán, por lo tanto, posteriormente, abundancias anormales de isótopos para los isótopos producidos por degradación del isótopo radiactivo. La detección de dichas anomalías es, por tanto, el primer paso para mostrar la existencia de la radiactividad extinta.

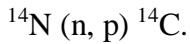
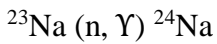
En la naturaleza tienen lugar reacciones nucleares. Así como las reacciones que tienen lugar en las estrellas y supernovas que dan lugar a todos los elementos químicos, flujos de partículas cargadas de origen cósmico o solar también producen reacciones nucleares en rocas, tanto meteóricas como terrestres. Estas reacciones generan radiactividad o isótopos estables que pueden ser utilizados para la datación geológica o cosmológica.

Los flujos de partículas, tanto si ocurren de manera natural como artificial, interaccionan con la materia. Dependiendo de sus niveles de energía, pueden causar ionización separando los electrones de los átomos, crear defectos cristalinos al desplazar átomos o provocar reacciones nucleares si la energía es suficiente. Las reacciones nucleares, en las que conviene hacer hincapié, llevan a un núcleo a transformarse en otro. Son formuladas en un sistema formal similar al de las reacciones químicas, como, por ejemplo:



donde n hace referencia a un neutrón, p a un protón y γ a la radiación gamma.

De manera que estas reacciones se expresan como:



Todas las reacciones cumplen leyes de la conservación similares a las leyes de la conservación de ecuaciones químicas excepto lo que concierne a masa y energía. En cualquier reacción nuclear hay conservación de masa-energía, y hay una equivalencia entre la transformación de masa y energía de acuerdo con la ecuación de Einstein $E = mc^2$. También se conserva el número de protones y neutrones (lo que balancea las reacciones nucleares), la carga eléctrica y el espín nuclear (Allegre, 2008).

1.6 Radiación cósmica

El universo está constantemente siendo atravesado por un flujo de partículas cargadas mayormente formado por hidrógeno ionizado, es decir, protones. Este flujo de partículas atraviesa el universo a energías cinéticas del orden de mil millones de electronvoltios (GeV). Esto se conoce como radiación cósmica. Se piensa que estos iones son emitidos por explosiones de supernovas y acelerados por sus ondas de choque y por otros fenómenos complejos de pulsación magnética en ambientes ionizados que tienen lugar en los campos magnéticos de las estrellas.

Estas partículas cargadas interactúan con la materia tanto en estado gaseoso en la atmósfera, como en estado sólido en los meteoritos o rocas terrestres. En general, la interacción con protones lleva sobre todo a la producción de neutrones secundarios y a reacciones nucleares sucesivas como ocurre en la atmósfera (Figura 6). Los neutrones secundarios de alta energía producen otros neutrones en una cadena cuya energía decae hasta ser térmica. Los neutrones térmicos son muy eficientes provocando reacciones nucleares. En la atmósfera, por ejemplo, esto ocurre por la reacción $^{14}\text{N} (n, p) ^{14}\text{C}^*$, dando lugar al ^{14}C . Cuando los neutrones térmicos reaccionan con las rocas, producen reacciones de espalación dando lugar a isótopos tanto estables como inestables. De dichas reacciones se puede calcular la llamada edad de exposición de los rayos cósmicos, que representa el tiempo que ha viajado en el espacio un cuerpo, como, por ejemplo, un asteroide, basado en los isótopos radiactivos que se acumulan en el cuerpo cuando está en el espacio.

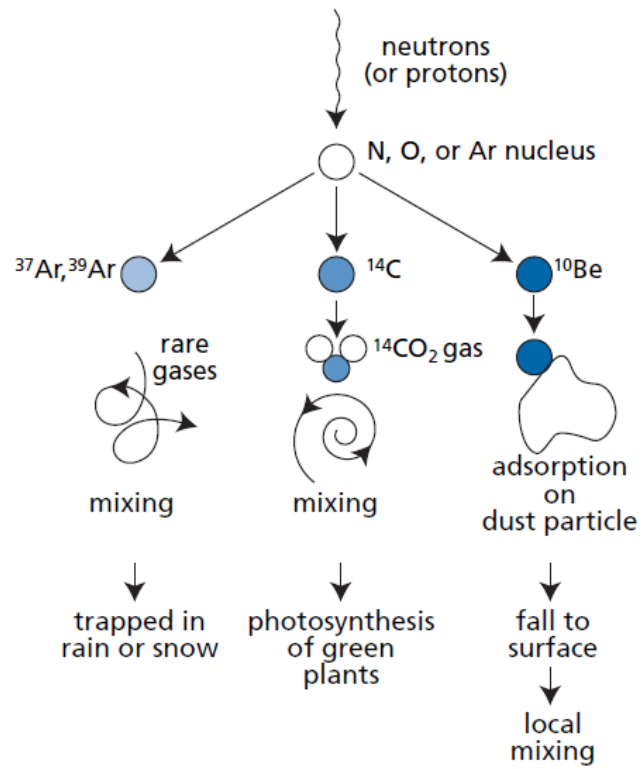


Figura 6: La transformación de los núcleos radiactivos producidos a partir de reacciones nucleares en la atmósfera bajo la influencia de rayos cósmicos. Gases como el argón permanecen en la atmósfera, otros como el ^{10}Be se adsorben en partículas sólidas cayendo al suelo con ellas, mientras que el ^{14}C se oxida.

Capítulo 2. Datación con carbono-14

2.1 Fundamentos de la técnica

El carbono-14 o ^{14}C es, como ya se ha mencionado, uno de los tres isótopos naturales del carbono, junto al ^{12}C y el ^{13}C , siendo el único inestable o radiactivo. La abundancia natural del ^{12}C y el ^{13}C es, respectivamente, del 98.89% y del 1.11%, siendo la del ^{14}C del $1.0 \cdot 10^{-10} \%$.

El carbono-14 se produce en la atmósfera a partir de rayos cósmicos cuyos protones engendran neutrones secundarios, como se ha mencionado previamente, que reaccionan con ^{14}N : $^{14}\text{N} (n, p) ^{14}\text{C}^*$.

En esta reacción, ^{14}N es el núcleo diana, n (neutrón) es el proyectil, y p (protón) es la partícula eyectada; $^{14}\text{C}^*$ es el isótopo radiactivo producido que se desintegra mediante radiactividad β^- para dar lugar a ^{14}N . En cuanto se forma, el ^{14}C se combina con el oxígeno formando CO_2 . A partir de su formación el número de ^{14}C se reduce de acuerdo con la fórmula:

$$N(^{14}\text{C}) = [N(^{14}\text{C})]_0 e^{-\lambda t}$$

donde $N(^{14}\text{C})$ es el número de átomos de ^{14}C en el momento de la medida t y $[N(^{14}\text{C})]_0$ el número inicial de átomos de carbono.

Libby demostró que la proporción de ^{14}C en la atmósfera era prácticamente constante a lo largo del tiempo. El balance de la producción de ^{14}C se formula como $\frac{d}{dt} [N(^{14}\text{C})] = F - \lambda N(^{14}\text{C})$, expresándose como $\frac{d}{dt} [N(^{14}\text{C})] = 0$ en el estado estacionario, siendo $N(^{14}\text{C}) = \left(\frac{F}{\lambda}\right)$, donde F es el producto del flujo de neutrones ϕ .

El flujo ϕ varía con la latitud, pues los rayos cósmicos poseen una carga positiva a causa de los protones que los componen, por lo que el campo magnético de la Tierra los desvía, recibiendo los polos mucha más radiación que el ecuador. El flujo varía, además, con la altitud, pues la atmósfera terrestre absorbe y transforma el flujo incidente (Figura 7).

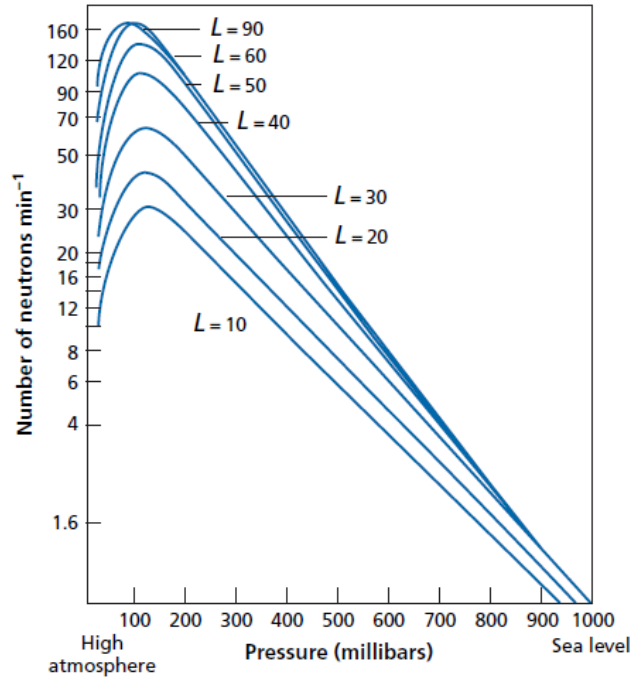


Figura 7: Número de neutrones con la altitud y latitud. La latitud geomagnética viene dada por el parámetro L y aumenta conforme nos desplazamos del ecuador a los polos. La altitud varía con la presión y se presenta en milibares.

Los protones primarios producen neutrones secundarios, que producen el ^{14}C , que reacciona con oxígeno u ozono dando lugar a CO_2 , que se suma al ya existente en la atmósfera. Esta es capaz de homogeneizar el ^{14}C a lo largo de todo el planeta en una escala de tiempo reducida, por lo que la media de ^{14}C producido en la atmósfera es un punto de referencia uniforme.

Libby y sus compañeros de trabajo (Libby *et al.*, 1949) determinaron la cantidad de ^{14}C producido en un estado estable, expresándola como el número de desintegraciones por minuto (dpm) por gramo de carbono:

$$\frac{\lambda N(^{14}\text{C})}{N_{\text{carbono}}} = \frac{F}{N_{\text{carbono}}} = 13.5.$$

Se determinó, además, la constante de desintegración del ^{14}C como $\lambda = 1.209 \cdot 10^{-4}$ año $^{-1}$, siendo por tanto el periodo de semidesintegración de 5730 años aproximadamente.

2.2 Datación radiactiva

A principios del siglo XX, con el reciente descubrimiento de la radiactividad, surge la posibilidad de aplicarla a la datación de las rocas. La datación radiactiva o radiométrica surgió en 1907 gracias a Bertram Borden Boltwood (1870-1927), al ser el primero en

determinar que el plomo es un producto final de la descomposición del uranio y realizar las primeras dataciones de rocas mediante el método del Uranio-Plomo (Cánovas, 2006-2007). A partir de este punto, los investigadores comenzaron a utilizar estos métodos para conocer la edad de la Tierra, siendo esta la mayor motivación para mejorar la datación radiactiva.

Hoy en día, la datación radiométrica se considera un método muy fiable, que nos permite determinar la edad absoluta de rocas, minerales y restos orgánicos, pudiendo extenderse hasta materiales hechos por el hombre. Entre los diferentes métodos, que se aplican a distintas escalas de tiempo, destacan la datación por radiocarbono, la datación por uranio-plomo y la datación por potasio-argón.

2.2.1 Datación mediante radiocarbono

El carbono de la atmósfera es asimilado por las plantas y pasa a los animales cuando estos se alimentan de las mismas. Del mismo modo, pasa a los animales que se alimentan de los primeros.

Cuando el carbono se incorpora en un organismo, ya sea animal o vegetal, su composición isotópica, y por tanto su actividad, se equipara a la atmosférica, pudiendo ser determinada por procesos como la respiración o la fotosíntesis. Con la muerte del organismo estos intercambios no tienen lugar, siendo la degradación radiactiva la única variación en el contenido de ^{14}C . Mediante la siguiente fórmula es posible estimar el tiempo de la muerte del organismo y por tanto el momento en el que cesó el intercambio de CO_2 con la atmósfera:

$$(^{14}\text{C}/\text{C}) = 13.5^{-\lambda t}$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{13.5}{(^{14}\text{C}/\text{C})} \right]$$

La datación mediante carbono-14 es la más conocida entre todos los métodos radiométricos. Fue desarrollada en 1946 por Willard Libby, quien posteriormente, en 1960, recibió el Premio Nobel de química por su trabajo.

Como es habitual en la ciencia, la datación mediante radiocarbono surgió a partir de la curiosidad científica. Tal y como afirmó Libby, esta técnica surgió en un estudio sobre los posibles efectos que podían tener sobre la Tierra y la atmósfera terrestre los rayos cósmicos. Al estudiar en mayor profundidad los rayos cósmicos, llegó a una predicción cuantitativa de la concentración natural de ^{14}C en la vida de la biosfera. En el capítulo I de su monografía refleja que, basándose en la tasa de producción de neutrones mediante

rayos cósmicos observada (ca. $2 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$), su transformación cuantitativa a ^{14}C y en una estimación del reservorio de carbono intercambiable (8.5g/cm^2), estimó que la concentración de radiactividad constante de ^{14}C intercambiable sería aproximadamente de 14 desintegraciones por minuto (dpm) por gramo de carbono (ca. 230 mBq g^{-1}).

Se necesita una serie de suposiciones para la datación absoluta del ^{14}C , incluyendo que tanto la intensidad de los rayos cósmicos como la proporción $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ en cada parte del reservorio global de carbono sean constantes, de media, a lo largo de miles de años, que haya una rápida homogeneización entre estos reservorios, y que la semivida del ^{14}C se conozca y se mida con la precisión apropiada (Taylor, 2001). Libby, junto con sus compañeros, consiguió demostrar la presencia de ^{14}C en materia orgánica viva, por lo que el siguiente paso importante era desarrollar una técnica para medir esta cantidad de manera práctica (Libby, 1963). Fue posible incrementar notablemente la señal convirtiendo la muestra en carbono sólido, y reducir la radiación de fondo a partir de su análisis. Concluyó que se debía principalmente a radiación cósmica ionizante secundaria y aisló la muestra rodeándola de contadores que funcionaban en modo de anti-coincidencia. De este modo tuvo inicio una técnica definitiva para determinar la edad de materiales que contienen carbono de hasta 50000 años (Plastino *et al.*, 2001; Currie, 2004).

Medir el ^{14}C es un proceso complejo, algo que se puede ver con una serie de cálculos simples. Un gramo de carbono recientemente creado emite 13.5 dpm, o, dicho de otra forma, una desintegración cada 4.5 segundos. Partiendo de 10mg de carbono tendremos una desintegración cada 7.4 minutos, poca cantidad teniendo en cuenta que los rayos cósmicos emiten radiación en el mismo orden de magnitud, y dado el ambiente radiactivo de un laboratorio.

Suponiendo que tenemos una muestra de 55000 años, esta emite únicamente $1.7 \cdot 10^{-2}$ dpm, o una desintegración por hora de media. A lo largo de la hora, se emiten otras partículas alrededor del gramo de carbono por la mera presencia de varios materiales alrededor de la muestra, como los materiales de construcción del edificio, que pueden contener impurezas de uranio del orden de 1 ppb, así como las partículas que deriven de estas. Además, flujos de partículas transcurren a través de la atmósfera desde el cosmos o el sol. Para realizar una medición fehaciente es necesario eliminar estas perturbaciones.

2.3 Técnicas para determinar el ^{14}C

2.3.1 Método de conteo

La solución a las perturbaciones por parte de Libby fue utilizar un contador Geiger, cuyo gas interno contenía ^{14}C convertido en CO_2 (Figura 8).

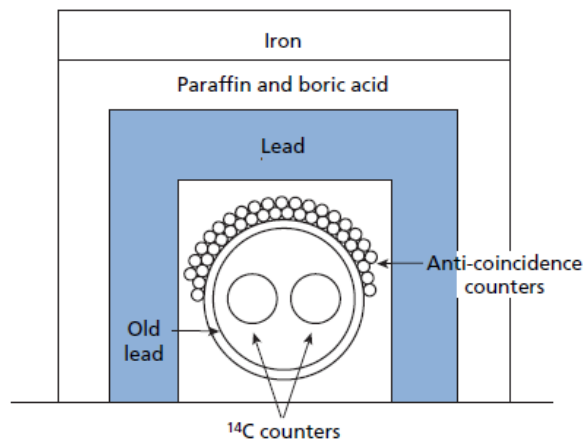


Figura 8: *Conteo anti-coincidencia de Libby.*

Cualquier radiación externa podía ser eliminada colocando una serie de contadores Geiger secundarios alrededor del contador principal, por los que la radiación debía pasar en primer lugar, lo que se conoce como método de anti-coincidencia. Además, se podía prevenir la radiación de interferencia manteniendo todo el dispositivo rodeado de un escudo de plomo “viejo”, con el cual se pasaban a detectar 400 desintegraciones por hora, de 1500 iniciales, descendiendo el número a 8 al utilizar el método de anti-coincidencia. Por lo tanto, era prácticamente imposible medir un artefacto de 55 000 años de antigüedad, ya que emitía solo una desintegración por hora, haciendo la medición complicada y duradera.

2.3.2 Espectrometría de masas con aceleradores o AMS

La espectrometría de masas se adaptó a finales de los 80 creando la espectrometría de masas con aceleradores (AMS) para la medición del ^{14}C . En este método se incorporan pequeños aceleradores de partículas con energías superiores a 1MeV (Kieser *et al.*, 1986) que, dirigidas a los iones, son capaces de purificar el halo orgánico de cualquier molécula o impureza forzando a estos iones a través de hojas estrechas de oro o a través de corrientes de gas.

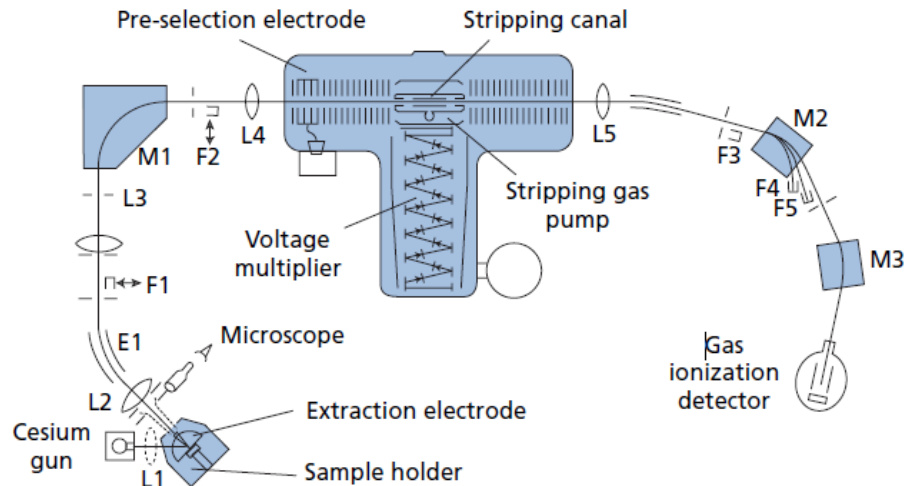


Figura 9: Esquema de un espectrómetro de masas con aceleradores (AMS).

De este modo, los iones de carbono pasan a través, pero no el resto de moléculas, haciendo el método mucho más preciso y rápido en comparación con sus inicios, pudiendo incluso realizarse en una hora. Es importante tener en cuenta que el método precisa de muestras que sean de una décima parte del tamaño, siendo capaz de alcanzar unos niveles de precisión 100 veces mayores. Este equipo es mucho más grande y complejo que un espectrómetro de masas corriente (Figura 9), pues opera a energías de aceleración de iones mucho mayores, aunque con el mismo principio. Los iones se extraen siendo bombardeados con un haz de iones de cesio y se desvían por un campo electrostático E1 y un campo magnético M1. En el centro de la figura, un micro canal inyecta gas que colisiona con los haces y destruye las moléculas (lo que se conoce como “stripping” o despojamiento). Los iones purificados son entonces desviados por dos electroimanes M2 y M3 y recogidos por un detector (Allegre, 2008).

2.4 Limitaciones de la técnica

Mediante la fórmula $^{14}\text{C} = ^{14}\text{C}(0) e^{-\lambda^{14}\text{t}}$ se puede determinar la edad de una muestra, pero no es tan sencillo. Para poder hacer la medición, se deben cumplir una serie de condiciones. Es muy importante que el sistema haya permanecido cerrado desde el momento que se quiere determinar, de manera que no haya ganado ni perdido ningún ^{14}C , pues es imprescindible saber el contenido inicial de ^{14}C ($^{14}\text{C}(0)$). Esta cantidad es la proporción de $^{14}\text{C}/\text{C}$ presente en un animal en el momento de su muerte, la cual debe ser suficiente para poder ser medida.

En un sistema abierto la muestra está expuesta a una contaminación tanto natural como artificial y se debe tener siempre en cuenta en el momento de la medición. Si, por ejemplo, el tronco de un árbol cae sobre humus este se contaminará por los carbonos del humus, de manera que distorsionará la medición, pues el tronco acaba de morir mientras que el humus todavía intercambia moléculas de carbono. Si la actividad específica, es decir, la radiactividad de ^{14}C por gramo de carbono, es r_1 y la radiactividad del humus sobre el que yace es r_2 , se puede realizar una estimación si suponemos, por ejemplo, que el 10% del carbono presente proviene del humus.

$$r_1 = \left(\frac{^{14}\text{C}}{\text{C}}\right)_{\text{tree}}, r_2 = \left(\frac{^{14}\text{C}}{\text{C}}\right)_{\text{humus}}$$

$$r_{\text{total}} = \frac{^{14}\text{C}_{\text{tree}} + ^{14}\text{C}_{\text{humus}}}{\text{C}_{\text{tree}} + \text{C}_{\text{humus}}} = \left(\frac{^{14}\text{C}}{\text{C}}\right)_{\text{tree}} \frac{\text{C}_{\text{tree}}}{\text{C}_{\text{tree}} + \text{C}_{\text{humus}}} + \left(\frac{^{14}\text{C}}{\text{C}}\right)_{\text{humus}} \frac{\text{C}_{\text{humus}}}{\text{C}_{\text{tree}} + \text{C}_{\text{humus}}}$$

$$r_{\text{total}} = \left(\frac{^{14}\text{C}}{\text{C}}\right)_{\text{tree}} w + \left(\frac{^{14}\text{C}}{\text{C}}\right)_{\text{humus}} (1 - w).$$

El valor de $w = \text{C}_{\text{árbol}}/\text{C}_{\text{total}}$ varía entre 0 y 1. Si asumimos que $(^{14}\text{C}/\text{C})_{\text{árbol}} = 12.5 \text{ dpm g}^{-1}$ y que $(^{14}\text{C}/\text{C})_{\text{humus}} = 4 \text{ dpm g}^{-1}$, tendremos que $r_{\text{total}} = 12.5 \cdot 0.9 + 4 \cdot 0.1 = 11.65 \text{ dpm g}^{-1}$, $w = 0.9$. Esto corresponde a un error del 7% por defecto, siendo la edad medida mayor que la real.

Otra limitación fundamental de la datación mediante radiocarbono es que únicamente se pueden datar muestras de hasta 50000 años de manera fiable, pues en muestras de antigüedad superior, el contenido de este isótopo será ínfimo, haciendo los tiempos de conteo imposiblemente largos para obtener una estimación significativa de la edad. Un enfoque para este problema implica la mejora de la proporción $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ usando fraccionamiento isotópico controlado.

Como en la atmósfera hay mayor abundancia de ^{12}C que de ^{13}C , dejando en último lugar al ^{14}C , durante la fotosíntesis habrá una mayor absorción de ^{12}C . Esto implica que una planta en crecimiento tendrá una menor actividad de ^{14}C que la atmósfera, por lo que, al medir sus restos fósiles, la edad resultará mayor de lo que es en realidad, y, además, como la absorción varía entre especies, diferentes partes de la biosfera aparentarán tener diferentes edades (Bowman, 1990). Al medir organismos marinos se dará el caso contrario, pues en el agua hay una mayor absorción del isótopo pesado ^{14}C , haciendo que

presenten una menor edad, aunque en algunos casos podría verse compensado por los depósitos marinos (Walker, 2005).

En los laboratorios se corrigen los efectos del fraccionamiento isotópico teniendo en cuenta que el ^{14}C está el doble de enriquecido que el ^{13}C . Como los dos isótopos estables del carbono se pueden medir directamente, la proporción $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ se compara con la proporción de una piedra caliza PDB estándar. De esta forma, se calcula la desviación:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C} / ^{12}\text{C})}{(^{13}\text{C} / ^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} - 1 \right] \times 1000$$

expresándola en ‰, que proporciona una medida precisa del grado de fraccionamiento isotópico reflejado en el material fósil. De forma estándar, se normaliza el valor a -25‰, siendo la composición isotópica de la madera. Si una muestra tiene este valor no se realiza corrección alguna, pero si es, por ejemplo, de -30‰, implica una disminución de la proporción $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, que equivale a una disminución del 10‰ en la proporción $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. En este ejemplo, la actividad de ^{14}C medida aumentaría un 10‰, que equivaldría a ca. 83 ^{14}C años (Harkness y Wilson, 1979).

Una complicación adicional bien conocida en la datación mediante radiocarbono es la variación en la producción de ^{14}C a largo plazo. En un primer momento, científicos dedicados a la dendrocronología encontraron discrepancias entre la edad de la madera basándose en sus anillos y la edad basándose en el radiocarbono, siendo esta menor (Renfrew, 1973). La causa de esta discrepancia se atribuyó a las variaciones en la actividad del ^{14}C a lo largo del tiempo de una manera casi periódica en ciclos de una duración de ca. 208 a 2300 años (Sonnet y Finney, 1990).

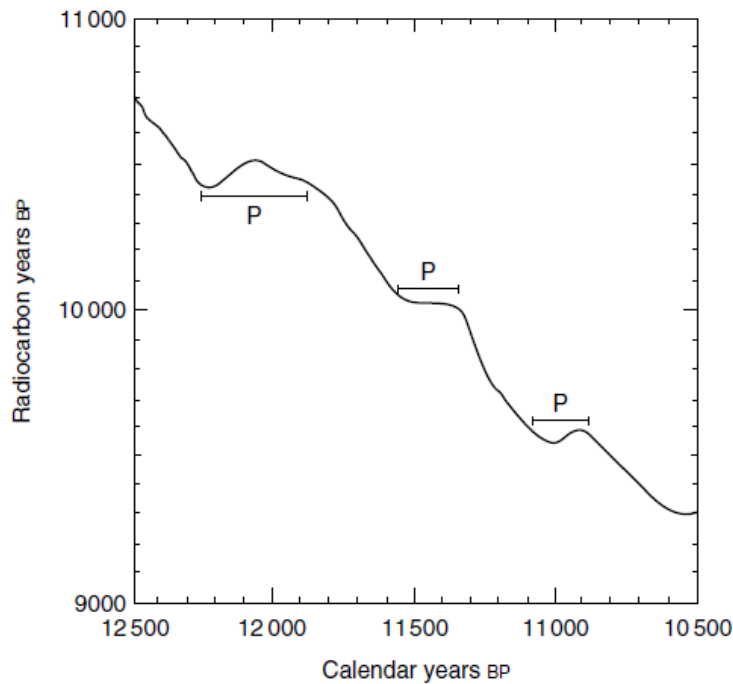


Figura 10: Años según el radiocarbono frente a los años según el calendario para el periodo 9000-11000 ^{14}C años AP. *Nature 2000 Macmillan Magazines Limited.*

Estas variaciones se caracterizan, como se puede observar en la Figura 10, por periodos más o menos estables o plateaux (P), reflejando cada uno un periodo de menor actividad de ^{14}C atmosférico. En una escala de tiempo superior a 25000 ac tienen lugar mayores variaciones en el ^{14}C atmosférico (Beck *et al.*, 2001; Hughen *et al.*, 2004), causando mayores problemas a la hora de datar muestras o eventos de entre 30000 y 50000 años ac, como la aparición de los humanos modernos en Europa (Richards and Beck, 2001).

Parece que estas variaciones están sujetas a diversos factores, como los cambios en los flujos de rayos cósmicos debidos a cambios en el campo geomagnético de la Tierra o por cambios en la actividad solar (Stuiver *et al.*, 1991; Van Geel, 2003). La producción de ^{14}C puede verse aumentada por una reducción en la intensidad del campo magnético terrestre, favoreciendo la entrada de rayos cósmicos en la atmósfera, así como por la reducción de la actividad solar (Mazeaud *et al.*, 1992). Otro posible factor hace referencia a los cambios que se producen en las corrientes oceánicas, pudiendo influir en el aporte de CO_2 de los océanos a la atmósfera, y por tanto cambiando la proporción de radiocarbono presente en esta (Goslar *et al.*, 1995).

Dejando de lado los factores naturales, es evidente que la actividad humana ha influido en los niveles atmosféricos de ^{14}C , habiendo aumentado la utilización de combustibles fósiles los niveles de ^{12}C atmosférico en los últimos 260 años (Houghton *et al.*, 2001).

Además, desde 1960 las concentraciones de ^{14}C se han duplicado debido a la detonación de aparatos termonucleares.

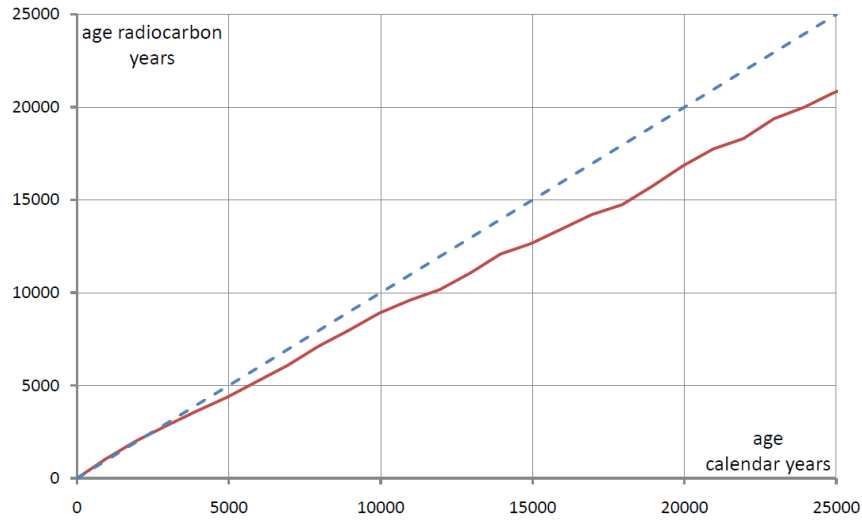


Figura 11: La tendencia general de la edad de radiocarbono suele ser un 22% menor que las edades según el calendario. De este modo, una medición que indica una edad de 10000 años de antigüedad tendrá en realidad unos 12000 años.

Si la concentración atmosférica de carbono-14 hubiese permanecido fija, la correspondencia habría sido perfecta y seguiría la diagonal recta. Sin embargo, se observa que existen desfases importantes. Por ejemplo, la edad de 15000 años según el carbono-14 (en la ordenada), corresponde a una edad real de casi 13000 (en la abscisa) (Cánovas, 2006-2007).

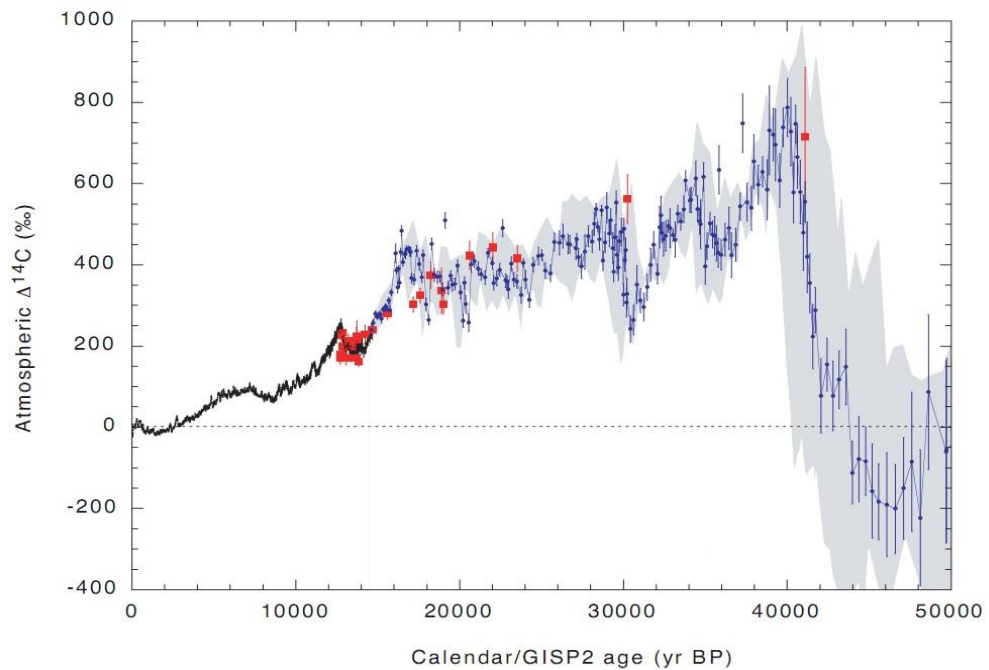


Figura 12: Variación del ^{14}C atmosférico en los últimos 50000 años con respecto al presente según mediciones en Cariaco. La zona gris representa la incertidumbre. (Hughen K. et al., 2004).

Las pruebas con armas nucleares han afectado a los niveles de radiocarbono en la atmósfera en lo que se conoce como efecto bomba. Se puede considerar como un efecto colateral de la “guerra fría” que tuvo lugar a mediados del siglo XX, donde tuvieron lugar diversas pruebas nucleares por parte de los gobiernos soviético, británico y estadounidense.

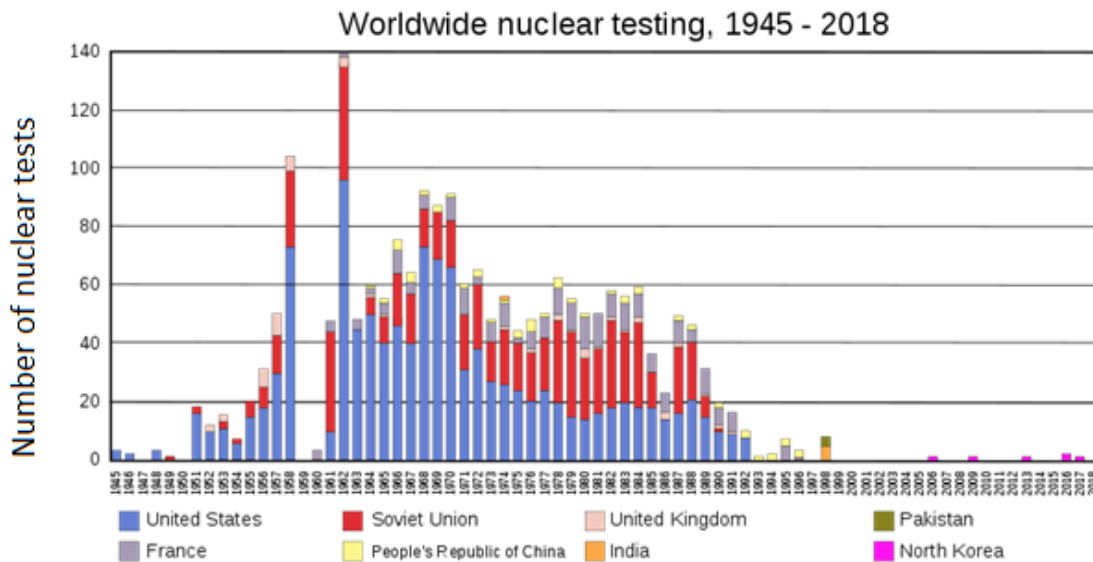


Figura 13: Pruebas nucleares llevadas a cabo entre los años 1945 y 2018. Oklahoma Geological Survey Nuclear Explosion Catalog.

Las explosiones que tuvieron lugar en el mundo entre 1945 y 1963 (año en que se firmó el primer tratado internacional de prohibición de ensayos nucleares) liberaron grandes cantidades de carbono-14 a la atmósfera, aumentando su concentración y afectando directamente a las dataciones (Figura 14). La duplicación de los niveles de radiocarbono en la atmósfera obligó a definir un nuevo estándar de referencia cuantitativa para su datación. Era necesario que el material orgánico a utilizar no estuviera contaminado con radiocarbono artificial procedente de las pruebas nucleares, por lo que el U.S. National Bureau of Standards determinó como estándar una muestra de ácido oxaálico o etanodioico ($C_2H_2O_4$) que tenía almacenado. Esta muestra tenía el mismo contenido en radiocarbono que el de una madera cultivada en 1950, que es el considerado como punto cero en la escala de tiempo de radiocarbono.

El súbito aumento de radiocarbono atmosférico alteró la relativa constancia de la proporción $^{14}C/^{12}C$, dando a entender que una muestra datada mediante esta técnica es de menos antigüedad de la que en realidad tiene.

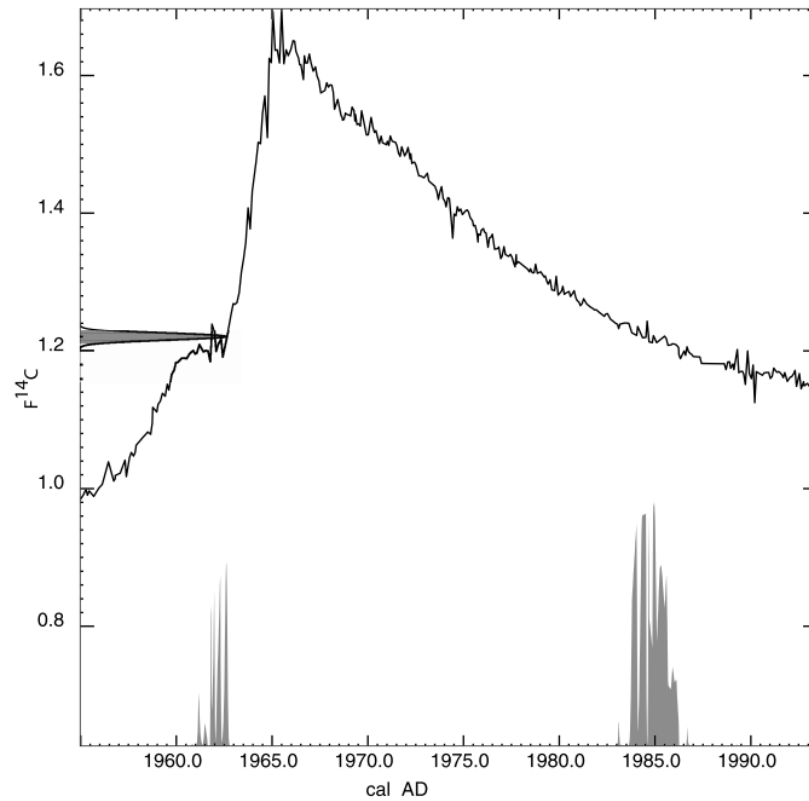


Figura 14: Ejemplo de datación post-bombas atómicas. | Fuente: “Discussion: reporting and calibration of post-bomb ^{14}C data”, Reimer, P.J., Brown, T.A., Reimer, R.W. (2004) (PDF)

También es importante tener en cuenta el llamado efecto Suess (Figura 15), que hace referencia a la quema de combustibles fósiles con la consecuente emisión de grandes cantidades de dióxido de carbono (CO_2) a la atmósfera, modificando la constancia relativa del radioisótopo ($^{14}C/^{12}C$) de forma contraria a las pruebas nucleares. Esta contaminación atmosférica ha tenido lugar desde hace dos siglos y medio, adulterando las dataciones mediante radiocarbono. El aumento de carbono-12 en la atmósfera hace que una muestra parezca tener más edad de la que tiene en realidad.

De este modo se pueden observar en conjunto las oscilaciones del porcentaje de radiocarbono atmosférico sujetas a estos dos efectos:

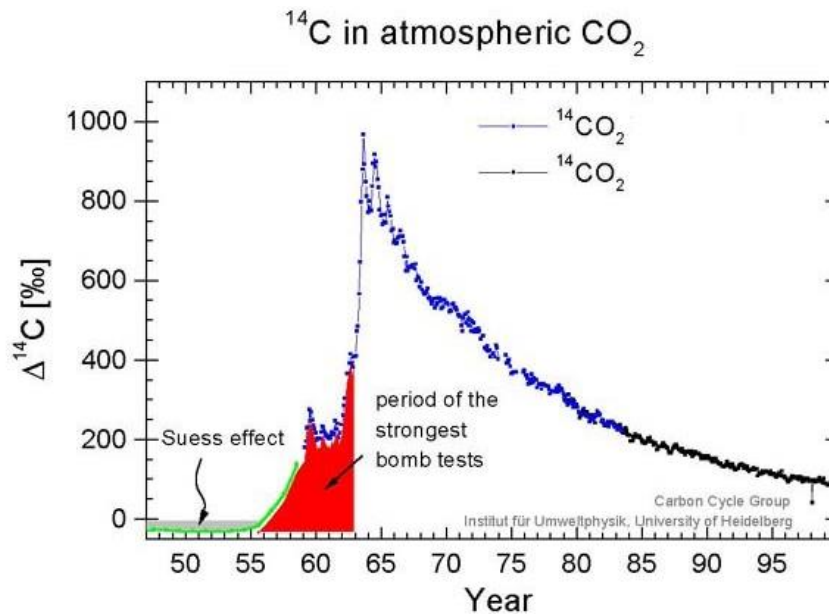


Figura 15: Oscilaciones del contenido de radiocarbono atmosférico influenciadas por los efectos Suess y bomba. Institut für Umweltphysik. University of Heidelberg.

2.4.1 Calibración de la escala temporal del radiocarbono

Dadas las discrepancias entre las edades mediante radiocarbono y las dendrocronológicas, siempre se ha buscado convertir los años basados en el radiocarbono en años fiables y reales. La base más utilizada para calibrar estos años han sido los registros dendrocronológicos, pues proporcionan una comparación directa entre la edad de la madera obtenida por sus anillos anuales y la edad de esta mediante radiocarbono. Se han llevado a cabo medidas basadas en el radiocarbono de muy alta resolución a partir de muestras de roble, de *Pinus longaeva* y de *Pseudotsuga* en Alemania, Irlanda y Estados Unidos, respectivamente, a partir de un programa internacional colaborativo consiguiendo una curva de calibración continua de hasta 12179 años ac (Kromer and Spurk, 1998). Estos datos consiguieron ayudar a realizar la curva de calibración de radiocarbono más reciente: INTCAL98 (Stuiver *et al.*, 1998).

Aparte de las series dendrocronológicas, la calibración se basa en series de uranio y en fechas basadas en radiocarbono de corales fósiles, emparejadas con fechas de muestras de material orgánico de sedimentos marinos laminados por una acumulación anual. Aunque la calibración INTCAL98 se extiende oficialmente a 24000 años ac, la resolución de los últimos 8400 años es baja, no siendo del todo representativa (van der Plicht, 2002).

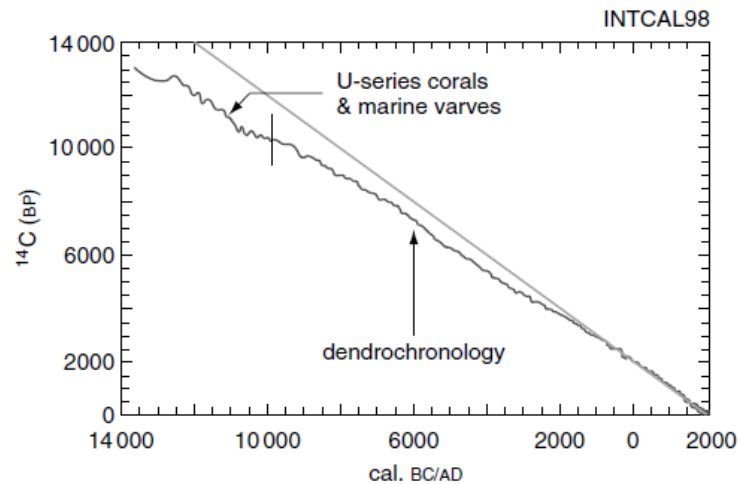


Figura 16: Curva de calibración INTCAL hasta ca. 15600 cal. AP. La parte izquierda de la curva se basa en una comparación entre los años dendrocronológicos y los basados en radiocarbono en madera. La parte derecha se basa en fechas de U-series y radiocarbono emparejadas de corales y varvas marinas datadas con radiocarbono (after van Der Plitch, 2002).

A pesar de estas faltas de precisión, la comunidad internacional del radiocarbono recomienda INTCAL98 como base para la calibración (Stuiver and van de Plitch, 1998), además de que las calibraciones se van actualizando a lo largo de los años.

Aunque la calibración sea válida a la hora de proporcionar una aproximación de la edad “verdadera”, sigue siendo una herramienta relativamente imprecisa y se debe tener en cuenta a la hora de su utilización para obtener los resultados más fiables y reales posibles.

Una forma de mejorar la calibración es el uso de un método estadístico conocido como análisis Bayesiano. En este método el conocimiento previo o “a priori” y las suposiciones se expresan en un cálculo de probabilidad (Bayes, 1763). El análisis Bayesiano permite que dicha información previa se pueda incorporar en el proceso de calibración del radiocarbono. Esta información previa que se incorpora al análisis se basa en un contexto estratigráfico y en la sucesión, trabajando sobre el principio de que en un cuerpo de sedimento estratificado la edad debería aumentar con la profundidad. Hay programas de calibración como OxCal (Bronk Ramsay, 1995) que emplean estadística bayesiana, generando dos distribuciones de probabilidad de edad calibrada, una posterior limitada por la relación conocida entre la edad y la profundidad, y una previa, independiente de este hecho. Al conseguir una gran compatibilidad entre ambas distribuciones, la edad calibrada obtenida tendrá mayor credibilidad. Donde ambas divergen, los datos serán rechazados, pues no siguen un orden estratigráfico. Con este método la cronología puede

ser realizada de una forma más fundamentada que con las fechas radiocarbónicas por sí solas.

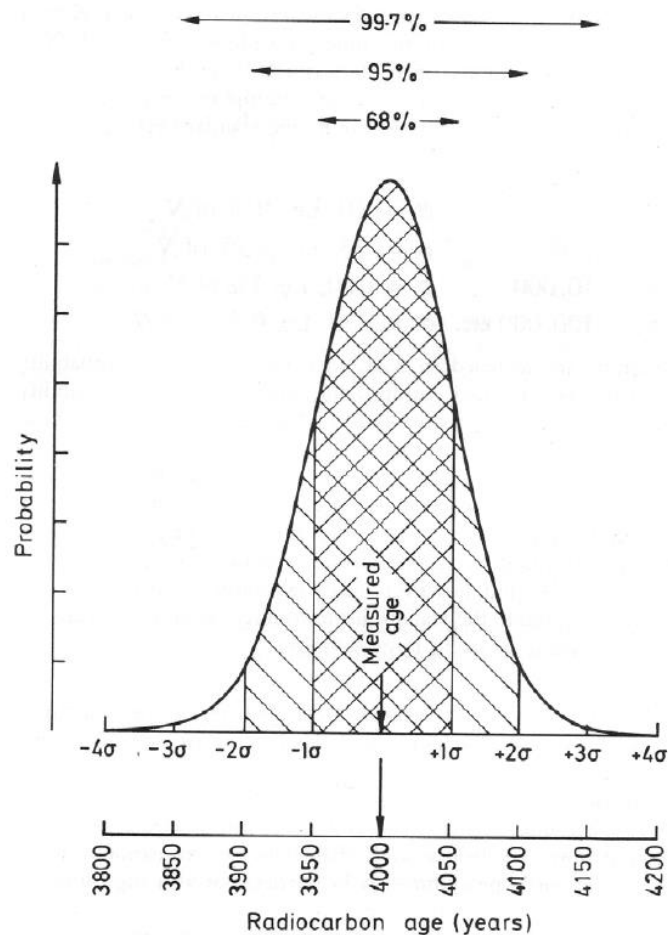


Figura 17: Distribución de probabilidad en una medición mediante radiocarbono.

Los resultados de la datación se deben interpretar en términos de distribución de probabilidad. Como se puede ver en la figura 17, la probabilidad general de que la edad medida caiga dentro de un intervalo de tiempo específico corresponde al área bajo la curva. 1σ significa que la muestra en cuestión tiene una edad de 4000 ± 50 años con un 69% de probabilidad; 2σ significa que la muestra tiene 4000 ± 100 años con un 95% de probabilidad, y así sucesivamente.

Capítulo 3. Uso de la datación por radiocarbono en biología

La datación de muestras de origen biológico mediante radiocarbono ha permitido conocer con mayor profundidad la evolución de diferentes especies animales y vegetales, así como las épocas geológicas. Es claramente un marco muy extenso que abarca muchos ámbitos de la biología y es imprescindible para entender la vida en la Tierra. Diversos ejemplos de su aplicación pueden ayudar a dar luz a la capacidad de esta técnica de resolver innumerables cuestiones.

Incluso aspectos que en principio son limitaciones de la técnica, como lo es la variación de ^{14}C atmosférico tras la guerra fría, pueden ser utilizados con un propósito, como un caso ocurrido en Canadá, donde se encontró, en 1968, un fragmento de cráneo. Un año después, un estudio antropológico determinó que los dientes pertenecían a un niño de entre 7 y 9 años, pero en 2005 los restos fueron analizados en el Centro de Espectrometría de Masas con Aceleradores (CAMS), para realizar una datación por radiocarbono, teniendo en cuenta que una vez un diente se ha desarrollado, ya no incorpora carbono, haciendo que sea un buen indicador de la edad de una persona. La datación podía indicar si el niño habría nacido antes o después de las pruebas nucleares, y los resultados determinaron que nació entre 1958 y 1962 y murió con una edad de 4.4 años \pm 1, coincidiendo con un caso de desaparición (S&TR, 2013).

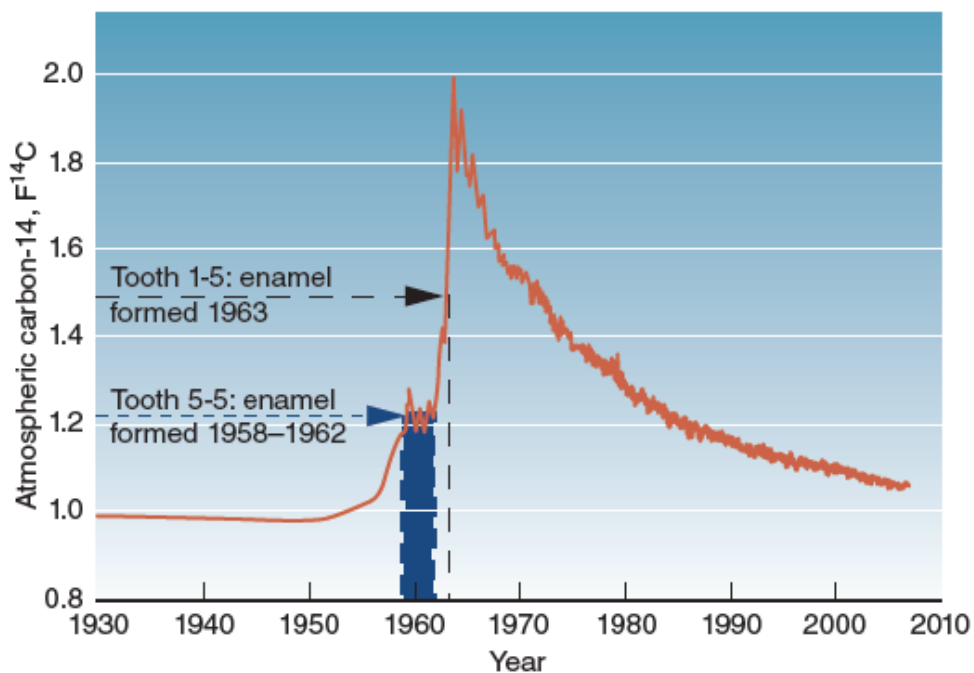


Figura 18: Investigadores del CAMS ayudaron a resolver un caso de desaparición analizando dientes de un fragmento de cráneo encontrado en Canadá en 1968. La línea naranja muestra la cantidad de C-14 atmosférico a lo largo del tiempo.

3.1 La frontera Pleistoceno/Holoceno y la datación de un bosque fósil

Esta técnica es aplicable en el estudio de la escala temporal geológica, como el Holoceno, la época geológica actual, que tiene inicio hace aproximadamente 11700 años precedido por el Pleistoceno, que empezó hace unos 2,6 millones de años. La datación por radiocarbono ayudó a precisar dónde tenía lugar el límite situado entre ambas épocas, marcado por un calentamiento global, que se había estado estudiando desde el siglo XX (Taylor y Bar-Yosef, 2014). La investigación tuvo lugar en Wisconsin, tras el descubrimiento del bosque fósil de Two Creeks, que reveló que el último movimiento de hielo hacia el sur antes del final del Pleistoceno en esa área fue el causante de la desaparición de este bosque. Este ejemplo es muy ilustrativo a la hora de plasmar la importancia de la datación por radiocarbono y las calibraciones que se deben realizar. Antes de la invención de la técnica, se estimó que los fósiles de los árboles tenían entre 24000 y 19000 años a partir de las capas de sedimento depositado, coincidiendo con el avance final de la glaciación en Wisconsin antes del Holoceno en América del Norte. Tras la publicación de Libby en 1952 de la edad de varias muestras de Two Creeks obtenidas mediante la datación por radiocarbono se vio que el bosque tenía unos 11404 años, con un error estándar de 350 años. A lo largo de los años los resultados se fueron corroborando y en los años 90 las muestras fueron analizadas con AMS, respaldando las dataciones de Libby, pero con mayor precisión: 11788 años con un margen de error de 8 años, siendo su confiabilidad de 2σ . A partir de estos resultados se llevó a cabo la calibración concluyendo que la edad del bosque era de entre 13730 y 13550 años, siendo un elemento clave para ampliar el conocimiento de la glaciación de finales del Pleistoceno en esa región (Macdougall, 2008).

3.2 El radiocarbono contra el fraude en los vinos

Más allá de la evidente aplicación de la técnica en el estudio de las especies y la geología, esta se puede utilizar con fines legales en prácticas fraudulentamente lucrativas, como puede ser el caso de la vitivinicultura.

Un grupo de científicos de la Universidad de Adelaida y de la Organización Australiana de Ciencia y Tecnología (ANSTO) fueron pioneros en aplicar la datación por radiocarbono para autenticar muestras de vinos que se venden como gran reserva, pero pueden no serlo. La captación de dióxido de carbono atmosférico por parte de las plantas implica que los productos derivados de estas pueden ser datados de forma bastante precisa

según la proporción del isótopo ¹⁴C. El estudio fue dirigido por el doctor Graham Jones, que afirma que en una muestra de vino la edad queda evidenciada en los azúcares y compuestos acumulados en las uvas durante su fermentación que quedan retenidos en el alcohol una vez las uvas han fermentado en vino.

Al tratarse muestras de la última mitad del siglo XX, con el aumento de carbono-14 en la atmósfera tras la Guerra Fría, las mediciones deben ser extremadamente sensibles, por lo que fueron supervisadas por el grupo del Acelerador de Espectrometría de Masa (AMS) del ANSTO, siendo el AMS una técnica analítica ultrasensible.

La mayor parte de sus resultados coincidieron con las fechas del etiquetado, pero los investigadores prosiguen los análisis con alguna muestra imprecisa, siendo clave no solo en la resolución de la cuestión en que se enfoca el estudio, sino en la mejora de la precisión de estas mediciones tras los cambios en la proporción ¹⁴C/¹²C en la atmósfera (Cánovas, 2006-2007).

3.3 La datación de los manuscritos del Mar Muerto

La historia de la humanidad siempre ha estado rectificándose en base a los hallazgos de continuas investigaciones, y el radiocarbono juega un papel fundamental en la cronología, es decir, en la datación y ordenación de los hechos históricos.

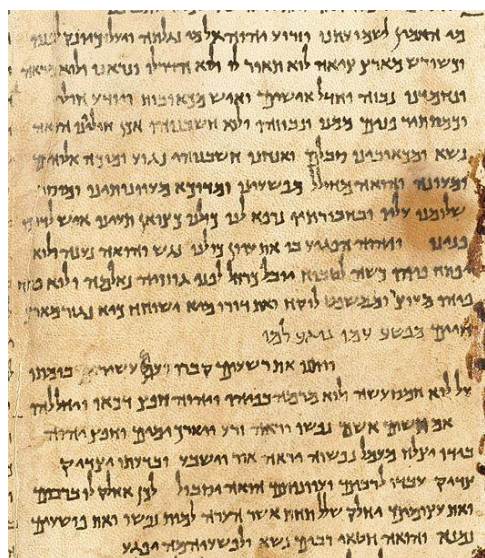


Figura 19: Parte del manuscrito del Gran Isaías, uno de los manuscritos del Mar Muerto. Documentos de El Museo de Israel. Jerusalén.

En 1947 se descubrieron unos manuscritos en unas cuevas cerca del Mar Muerto cuyo contenido mostraba escrituras en hebreo y arameo que aparentemente pertenecían a los esenios, una secta judía. Estos manuscritos son de gran importancia en el estudio de textos bíblicos, muchos de los cuales contienen la primera versión conocida de libros de la biblia hebrea (Taylor and Bar-Yosef, 2014).

Una muestra de la envoltura de lino de uno de estos manuscritos, el Manuscrito del Gran Isaías, fue analizada por Libby en 1955, resultando tener una edad de 1917 ± 200 años. (Libby, 1965).

En la década de 1990 se dataron diversas muestras de estos manuscritos situándolos entre principios del siglo IV a. C. y mediados del siglo IV d. C. Posteriormente se determinó

que el manuscrito databa de 210-45 a. C. con un 84% de probabilidad y una confiabilidad de 2σ (Taylor and Bar-Yosef, 2014).

3.4 Uso de la técnica en el estudio del *Homo Sapiens*

En el ámbito de la biología la datación mediante radiocarbono ha sido crucial en el estudio del *Homo Sapiens* y la distribución del mismo alrededor del mundo, a partir, sobre todo, de los yacimientos cuyos restos se conservan a día de hoy. Estos yacimientos proporcionan información no únicamente de la localización de nuestros antepasados desde sus inicios, sino que sirven para dar luz a las migraciones que tuvieron lugar, influyendo en nuestra genética, costumbres y cultura, sin olvidar las importantes prácticas funerarias que revelan el crecimiento de nuestra especie como seres autoconscientes y como sociedad.

Ampliar el conocimiento sobre la aparición de las sociedades y sus costumbres es de suma relevancia teniendo en cuenta que el ser humano evolucionó para vivir en sociedad, aumentando esto nuestras posibilidades de sobrevivir, influyendo por completo en nuestro estilo de vida.

3.4.1 Investigaciones en España

En la Península Ibérica se han realizado numerosas investigaciones enfocadas en la cronometría de su historia, que posee una cultura rica y variada. En España hay una serie de laboratorios donde se realiza la datación mediante radiocarbono: el Centro Nacional de Aceleradores (CNA), en Sevilla; el Laboratorio de Datación por C-14, en Granada; y el Laboratori de Datació per Radiocarboni, en la Universidad de Barcelona. Hasta finales de 2013 contábamos también con el Laboratorio de Geocronología del CSIC, en Madrid, que fue pionero a nivel nacional.

Este país cuenta con multitud de universidades cuyos investigadores han sido pioneros en la investigación de la evolución de nuestros antepasados en diferentes zonas del país. Un buen ejemplo son los artículos publicados en todo el país, que sirven para retratar todavía más la utilidad de la datación por radiocarbono.

3.4.1.1 Un enfoque bayesiano para datar la neolitización en el Mediterráneo ibérico

Un reciente estudio realizado por investigadores de Valencia, contando con la colaboración de investigadores estadounidenses, determina la veracidad del conocido como modelo dual, un modelo que postula la coexistencia de pioneros de la agricultura y de grupos de indígenas forrajeros en el holoceno medio. Esto puede ayudar a explicar la propagación de la agricultura y las técnicas de cultivo en el este de la Península Ibérica. En el estudio, mediante una recopilación de dataciones recientes por radiocarbono relacionadas con la neolitización en la zona mediterránea ibérica se presenta una aproximación cronológica utilizando el método bayesiano para probar este modelo. De acuerdo con los resultados, tuvo lugar una coexistencia entre agricultores migrantes y grupos mesolíticos cerca del comienzo del neolítico en el este peninsular, marcando un punto de partida para futuras investigaciones relacionadas en esta área (García-Puchol *et al.*, 2017).

3.4.1.2 Múltiples dataciones de un esqueleto y evaluación de los problemas de precisión en la cultura argárica de la Edad de Bronce

La precisión y exactitud de las fechas de radiocarbono al probar una hipótesis arqueológica específica son temas en constante discusión y construcción, por lo que investigadores de la Universidad Autónoma de Barcelona, con colaboración internacional, realizaron un estudio con el objetivo de resolver algunas de estas cuestiones. La metodología de este estudio se enfoca en la datación múltiple de un esqueleto argárico de la Edad de Bronce en el sureste español, teniendo en cuenta que se necesita una alta resolución cronológica para interpretar la diferencia temporal entre las muertes de los dos adultos de sexo opuesto que suelen encontrarse en entierros dobles. Los resultados de la datación múltiple de un solo evento apoyan la precisión del método, pero siempre surgen nuevos límites sobre su exactitud.

Dos eventos físicos, como puede ser la muerte, producidos con varias décadas de diferencia pueden producir fechas de radiocarbono (estadísticamente) idénticas, pero dos fechas de radiocarbono estadísticamente diferentes no hacen referencia a que dos eventos hayan tenido lugar en un mismo momento. En el caso de los entierros dobles argáricos, se ha comprobado que en muchos casos la segunda inhumación tuvo lugar varias décadas tras la primera, sugiriendo que se trata de un descendiente y no de un cónyuge, aunque

siempre se debe contar con resultados de análisis de DNA que refuercen la hipótesis (Lull *et al.*, 2016)



Figura 20: El esqueleto totalmente articulado en AY67. Aunque se observaron algunos desplazamientos menores, como la dispersión de algunos huesos de los dedos de la mano, la apertura de la caja torácica bajo el peso de la rodilla izquierda y el desplazamiento del brazo izquierdo, todos ellos indican un llenado lento de la tumba una vez que el cuerpo ya estaba esquelético.

3.4.1.3 Enterramientos de cal en Baleares y nuevas percepciones sobre un viejo ritual funerario

En las Islas Baleares se han investigado recientemente los entierros de cal viva, que son un ritual protohistórico específico de esta zona. Muchos de ellos han sido excavados en el siglo pasado, pero la datación por radiocarbono de este fenómeno específico comenzó con los yacimientos de Son Matge y Son Muertos de Gallard en los años setenta, que se ve ampliada en esta investigación. El análisis de los huesos y la cal ha demostrado que los entierros de cal viva son el resultado de la cremación con carbonato de roca triturada, que debe haber cubierto el cadáver. Nuevas excavaciones en los yacimientos de Cova de Na Dent, Son Pellisser (Mallorca) y Cova de Sa Prior (Menorca) han aportado nuevos conocimientos sobre la cronología de este ritual. La conclusión extraída de las mediciones de ^{14}C es que el ritual se remonta al principio de la Edad del Hierro Temprana y perdura hasta el principio del período imperial romano, como lo demuestra un estudio tipocronológico de la cerámica, pudiendo tener así una cronología más exacta de la cultura en el pasado de España (De Mulder *et al.*, 2016).

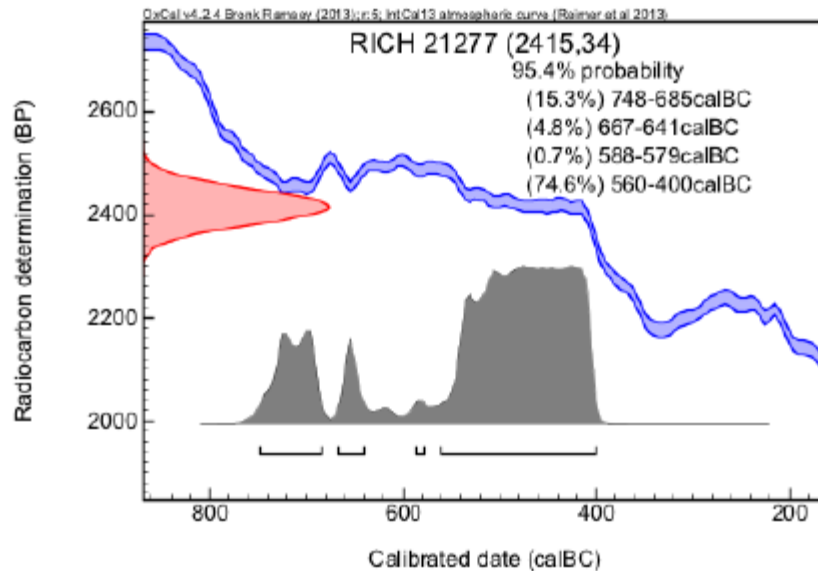


Figura 21: Los resultados de radiocarbono en un hueso quemado en la Cova de Na Dent.

3.4.2 Investigaciones en la Universidad de Alicante

En la Universidad de Alicante se han llevado a cabo numerosas investigaciones utilizando la datación mediante radiocarbono como metodología en el departamento de Prehistoria, Arqueología e Historia Antigua. Gabriel García Atiénzar, profesor titular de la universidad, ha liderado varios proyectos de investigación llegando a tener una considerable repercusión. Las principales líneas de investigación de Gabriel García se centran en el análisis de la Prehistoria reciente, poniendo el foco principalmente en las primeras comunidades agrícolas y ganaderas de la fachada oriental de la península Ibérica y de los procesos de expansión y consolidación de estas sociedades hasta la aparición de las primeras evidencias de jerarquización social. Ha participado en varios proyectos de investigación arqueológica, destacando los trabajos dirigidos en los poblados prehistóricos de Cabezo Redondo y Peñón de la Zorra, así como en la dirección de varios proyectos competitivos financiados por diferentes instituciones públicas. Fruto de esta actividad científica son más de un centenar de trabajos publicados entre artículos de revista, capítulos de libro, y aportaciones en libros y congresos como el Congreso de Cronometrías Para la Historia de la Península Ibérica (IberCrono2017), además de sus referencias.

3.4.2.1 La secuencia crono-cultural del yacimiento de Peñón de la Zorra

La proliferación de analíticas radiocarbónicas en las últimas décadas ha permitido una mejor concreción del marco cronológico de la secuencia prehistórica de la Península

Ibérica, pero en ocasiones se ha observado una notable disparidad entre la realidad material, la secuencia estratigráfica, y la datación obtenida. Por eso, Gabriel García Atiénzar se centra en este artículo en las explicaciones de estas diferencias. Muchas veces se ha tratado de explicar estas anomalías aludiendo a contaminaciones de diferente tipo que habrían podido afectar a la muestra o a procesos postdeposicionales no observables claramente, sin atender a que una de las posibles explicaciones podría estar en la inexistencia de una relación directa entre la muestra datada y el contexto arqueológico que se pretende estudiar. En este estudio esta cuestión es abordada a partir de un yacimiento con una secuencia cronológica y estratigráfica amplia que arranca en el Campaniforme y perdura durante buena parte de la Edad del Bronce. De esta forma, se discute la metodología seguida a la hora de seleccionar las muestras a datar, así como una primera evaluación de la secuencia estratigráfica y cronológica del asentamiento, teniendo en cuenta la relación de su historia deposicional con una serie de eventos históricos de carácter regional (García, 2016).

3.4.2.2 Dataciones absolutas de la Cova d'En Pardo sobre muestras de sedimento y hueso extraídas entre 1994 y 2006

En este volumen, Gabriel García junto con el profesor asociado a la Universidad de Alicante Jorge A. Soler Díaz, recoge lo que se consigna como la primera Memoria de las excavaciones realizadas en la Cova d'En Pardo en relación a las 27 dataciones que dispone la cavidad. Se sitúa en Planes, Alicante, y supone un importante yacimiento arqueológico con materiales que han dado muestras de ocupación humana desde el final del Paleolítico hasta la Edad Media. Su mayor valor radica en su utilización como necrópolis desde el Neolítico hasta la Edad del Bronce, además de ser el punto de descubrimiento de una de las cerámicas más antiguas y valiosas de la Comunidad Valenciana, con más de 6000 años de antigüedad. En las siguientes tablas se puede observar cómo se representan algunos de los resultados de las dataciones realizadas, así como su correspondiente calibración mostrando sus índices de probabilidad (García *et al.*, 2012).

| Nº | MATERIAL | Measured C14 Age | C13/C12 Ratio | Conventional Radiocarbon age | Analysis | Laboratory Report date |
|----|---------------------------------------------------|------------------|---------------|------------------------------|-----------------------|---------------------------|
| 1 | (bone collagen): collagen Extraction with alkali | 2.830 ± 70 | -19.0 ‰ | 2.920 ± 70 bp | Radiometric-Standard | Beta 124123 17/12/1998 |
| 2 | (bone collagen): collagen Extraction: with alkali | 2.980 ± 40 | -24.5 ‰ | 3.080 ± 40 bp | AMS-Standard Delivery | Beta 202432 13/04/2005 |
| 3 | (bone collagen): collagen Extraction with alkali | 4.210 ± 50 | -21.4 ‰ | 4.270 ± 50 bp | AMS (LLNL) | Beta 95394 09/09/1996 |
| 4 | (bone collagen): collagen Extraction with alkali | 4.350 ± 40 | -19.9 ‰ | 4.430 ± 40 bp | AMS-Standard Delivery | Beta 231886 08/07/2007 |

Tabla 2: Dataciones absolutas de la Cova d'En Pardo

| Nº | Nivel-Localización | Material | Referencia | Datación bp | CAL BC 2 σ + | CAL BC 2 σ - | Prob. (95.4%) | CAL BC 1 σ + | CAL BC 1 σ - | Prob. (68.2%) |
|----|------------------------------|---------------------|----------------|----------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------|
| 1 | Enp'96 II-42D (150) | Fémur humano | Beta 124123 | 2.920 \pm 70 | 1.370 1.316 | 1.356 923 | 0.010 0.990 | 1.254 1.214 | 1.239 1.015 | 0.063 0.937 |
| 2 | Enp'99 Vd/II-44B (7) | Clavicula humana | Beta 202432 | 3.080 \pm 40 | 1.434 1.227 | 1.260 1.222 | 0.994 0.006 | 1.409 | 1.313 | 1.000 |
| 3 | Enp'95 IIb-75D(8) | Fémur humano | Beta 95394 | 4.270 \pm 50 | 3.023 2.813 2.729 2.686 | 2.850 2.741 2.694 2.680 | 0.766 0.181 0.050 0.004 | 2.997 2.927 2.804 | 2.995 2.866 2.762 | 0.008 0.809 0.184 |
| 4 | III-EMP 1 F289084 1965 | Cráneo humano | Beta 231886 | 4.430 \pm 40 | 3.330 3.185 3.126 | 3.215 3.156 2.922 | 0.273 0.045 0.682 | 3.310 3.284 3.265 3.105 2.982 | 3.296 3.275 3.240 3.009 2.935 | 0.050 0.028 0.127 0.622 0.172 |

Tabla3: Calibración Dataciones de la Cova d'En Pardo. Calibración conforme al programa OxCal v. 4.1, basado en las curvas de calibración IntCal09 (Reimer et al., 2009). En la columna nivel/localización se destaca en gris el nivel originario de la muestra cuando su datación difiere de la asignación cronológica propuesta.

3.4.2.3 Las primeras comunidades campesinas en la fachada oriental de la península Ibérica (ca. 5600-2800 cal a. C.)

En la síntesis de su tesis doctoral, el profesor Gabriel García Atiénzar presenta una discusión en profundidad de la serie de cambios que involucran las comunidades humanas que tuvieron lugar en la franja de tierra situada entre los ríos Júcar y Segura durante un periodo de cerca de 3000 años, ca. 5600 – 2600 cal BC, desde el Antiguo periodo Neolítico a la época Calcolítica o la Edad del Cobre. Se centra en el origen de comunidades agriculturas en el área mediterránea, como parte de un complejo mosaico de relaciones entre los grupos Neolíticos de esta área. Mediante las dataciones radiocarbónicas obtenidas se investiga la posible existencia de estrategias definidas por parte de las comunidades para obtener un mayor beneficio económico de cada una de las áreas. Se observa un patrón de asentamiento que está perfectamente adaptado al ambiente circundante, con transformaciones graduales y cambios específicos correspondientes a separaciones y agregaciones sociales. Este estudio concluye analizando el momento histórico en que se empieza a encontrar clara evidencia de la ruptura en el modo de vida igualitario y las primeras desigualdades sociales (García, 2009).

Capítulo 4. Conclusiones

El átomo, de acuerdo con el modelo desarrollado en primer lugar por Niels Bohr y Ernest Rutherford y extendido por Arnold Sommerfeld, está compuesto por un núcleo central, con protones y neutrones, y por uno o varios electrones en órbita. Thomson (1914) y Aston (1919) demostraron que, para un número atómico dado Z (número de protones), es decir, para una posición dada en la tabla periódica de Mendeléyev, hay átomos con diferentes números de masa A , y, por lo tanto, núcleos que difieren en el número de neutrones que contienen. Tales núclidos son conocidos como isótopos de un elemento. Estos isótopos se crean durante los procesos nucleares y pueden ser estables o inestables. Estos últimos, conocidos también como radiactivos, se transmutan en otros elementos mediante la emisión de radiación, ya sea mediante emisiones de protones o neutrones o de otros tipos de reacciones como la fisión espontánea.

La radiactividad fue descubierta y estudiada por Henri Becquerel y posteriormente por Marie y Pierre Curie, de 1896 a 1902. La ley de desintegración radiactiva dicta que el número de núcleos que se desintegran por unidad de tiempo es una fracción constante del número de núcleos presentes, independientemente de cualquier condición ambiental.

El ^{14}C se produce en la atmósfera a partir de rayos cósmicos cuyos protones engendran neutrones secundarios, que reaccionan con ^{14}N . Cuando se forma, el ^{14}C , se combina con el oxígeno formando CO_2 , y se va desintegrando mediante radiactividad β^- para dar lugar a ^{14}N .

La datación radiactiva o radiométrica surgió en 1907 gracias a Bertram Borden Boltwood (1870-1927), siendo hoy en día un método muy fiable para determinar la edad absoluta de rocas, minerales y restos orgánicos, así como materiales creados por los humanos. El ^{14}C es asimilado por las plantas y pasa a los animales a través de la cadena alimenticia, pudiendo determinar la actividad del radiocarbono por procesos como la respiración o la fotosíntesis. Cuando un organismo muere, el carbono ya no se intercambia, por lo que la variación del ^{14}C se debe a su degradación radiactiva, lo que permite estimar el momento en el que cesó el intercambio de CO_2 con la atmósfera, y por tanto la muerte del organismo. La datación por radiocarbono fue desarrollada en 1946 por Willard Libby, y se desarrollaron dos técnicas para determinar el ^{14}C : el método de conteo y la AMS. Con el primer método, Libby consiguió eliminar la contaminación ambiental, y el segundo método surgió a partir de los 80, siendo mucho más rápido y preciso. Se debe tener en cuenta, además de la contaminación, que la datación está limitada por su

rango de acción, sirviendo para datar muestras de hasta 50000 años de manera fiable, así como por las variaciones de ^{14}C atmosférico a lo largo del tiempo.

Para solventar estas variaciones los resultados siempre deben ser calibrados mediante un método estadístico, conocido como análisis Bayesiano.

La datación por radiocarbono de muestras de origen biológico abarca un extenso marco de aplicaciones, desde ampliar el conocimiento sobre diversas especies animales y vegetales, hasta corroborar con exactitud los límites de las épocas geológicas, así como ilustrar la historia del *Homo Sapiens* como especie que vive en sociedad. En la Península Ibérica se han llevado a cabo numerosas investigaciones centradas en esta técnica para profundizar en la cronometría de su historia desde varias universidades y centros de investigación. Una de esas universidades es la Universidad de Alicante, donde se han investigado cuestiones como la precisión de la técnica, la correcta calibración de los resultados, y la cultura de nuestros antepasados en su modelo de sociedad.

4.1 Perspectivas futuras

La ciencia siempre está en constante cuestionamiento, ampliando y confirmando el conocimiento que tenemos acerca del mundo que nos rodea. La datación por radiocarbono, que no es la excepción, busca continuamente la perfección de su metodología, pudiendo así proporcionar resultados exactos y fiables. Por muy precisas que resulten ser las calibraciones, siempre hay un margen de error que conviene reducir, por lo que se sigue trabajando con el objetivo de mejorar la datación mediante radiocarbono todo lo posible.

Bibliografía

Allegre CJ. (2008) *Isotopy geology*. Cambridge University Press.

Bayes, F. R. S. (2004) Communicated by Mr. Price, in a letter to John Canton, A. M. F. R. S. *Phil. Trans. R. Soc.* **53**:370–418.

Bayes T, Price M. (1763) *An essay towards solving a problem in the doctrine of chances*.

Beck JW, Richards DA, Edwards RL, Silverman BW, Smart PL, Donahue DJ, Hererra-Osterheld S, Burr GS, Calsoyas L, Jull AJT, Biddulph D. (2001) Extremely large variations of atmospheric ^{14}C concentration during the last glacial period. *Science* **292**:2453–2458.

Bronk Ramsay C. (1995) Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program, *Radiocarbon*, **37**:425–430.

Cánovas Picón F. (2006-2007) *Física Nuclear y Partículas. Datación radiactiva*.

Center for Accelerator Mass Spectrometry, Lawrence Livermore National Laboratory, S&TR December 2013. p. 17.

Currie LA. (2004) *J. Res. Natl. Inst. Stand. Technol The Remarkable Metrological History of Radiocarbon Dating [II]* **109**.

De Mulder G, Van Strydocnk M, Boudin M, Ramis D, Fontaine L. (2016) Balearic lime burials. New insights on an old funerary ritual.

García Atiénzar G. (2009) *Territorio Neolítico. Las primeras comunidades campesinas en la fachada oriental de la península Ibérica (ca. 5600-2800 cal BC)*. BAR International Series 2021.

García Atiénzar G. (2016) La secuencia crono-cultural del yacimiento de Peñón de la Zorra (Villena, Alicante).

- García Atiénzar G, Soler Díaz JA, Ferrer García C, de Togores Muñoz CR. (2012) Dataciones absolutas de la Cova d'En Pardo sobre muestras de sedimento y hueso extraídas entre 1994 y 2006.
- García-Puchol O, Bernabeu-Aubán J, Barton CM, Pardo-Gordó S, McClure SB, Diez-Castillo A. (2017) A Bayesian approach for timing the neolithization in Mediterranean Iberia. *Radiocarbon*, p. 1–25.
- Goslar T, Arnold M, Bard E, Kuc T, Pazdur MF, Ralska-Jasiewiczowa M, Rozanski K, Tisneret N, Walanus A, Wicik B, Wieckowski K. (1995) High concentration of atmospheric ^{14}C during the Younger Dryas cold episode, *Nature* **377**:414–417.
- Harkness DD., WILSON HW. (1979) Scottish universities research and reactor centre radiocarbon measurements III. *Radiocarbon*, **21**:203-256.
- Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden PJ, Xiaosu D. (eds) (2001) *Climate Change 2001: The Scientific Basis* (Cambridge: Cambridge University Press).
- Hughen K, Lehman S, Southon J, Overpeck J, Marchal O, Herring C, Turnbull J. (2004) ^{14}C Activity and Global Carbon Cycle Changes over the Past 50,000 Years. *Science* **303**:207.
- Kieser WE, Litherland AE, Zhao XL, Kilius LR, Beukens RP. (1996) A high capacity ion source for AMS. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research* **113**:461-464.
- Kromer B, Spurk M. (1998) Revision and tentative extension of the tree-ring based ^{14}C calibration, 9200–11855 cal BP, *Radiocarbon* **40**:1117–1125.
- Libby WF. (1961) Radiocarbon dating (Nobel Lecture), *Science* **133**:621-629.
- Libby WF. (1965) [1952]. *Radiocarbon Dating* (2nd (1955) ed.). Chicago: Phoenix.
- Libby WF, Anderson EC, Arnold JR. (1949) Age Determination by Radiocarbon Content: World-Wide Assay of Natural Radiocarbon *Science* 04 Mar **109**:227-228.
- Lull V, Micó R, Rihuete-Herrada C, Risch R, van Strydonck M, Boudin M. (2016) Multiple radiocarbon dating of a single skeleton. Assessing issues of precision and accuracy in the Argaric Bronze Age.

Macdougall D. (2008) *Nature's Clocks: How Scientists Measure the Age of Almost Everything*. Berkeley, California: University of California Press.

Mazeaud A, Laj C, Bard E, Tric E. (1992) *A geomagnetic calibration of the radiocarbon timescale*, in E. Bard and W. Broecker (eds), *The Last Deglaciation: Absolute and Relative Chronologies*, *NATO ASI Series* **1,2**:163–169. Berlin: Springer-Verlag.

Plastino W, Kaihola L, Bartolomei P and Bella F. (2001) Cosmic background reduction in the radiocarbon measurement by scintillation spectrometry at the underground laboratory of Gran Sasso, *Radiocarbon*, **43**:157–161.

Renfrew AC. (1973) *Before Civilisation, the Radiocarbon Revolution and Prehistoric Europe*, London: Pimlico.

Rodríguez L. (2011) Pura Química. El núcleo: Inestabilidad nuclear. (15 Septiembre 2011; www.blogdequimica4.blogspot.com.es/2011/09/el-nucleo-inestabilidad-nuclear.html) (consultada el 17 de abril de 2018).

Sánchez JG. (1994) Los isótopos radiactivos y nuestro pasado. *Mundo Científico*. **146**:452-459

Sonnett CP, Finney, SA. (1990) The spectrum of radiocarbon: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **30**:413–426.

Stuiver M, van der Plicht J. (eds) (1998) INTCAL98 Calibration issue, *Radiocarbon*, **40**:1041–1164.

Stuiver M, Braziunas TF, Becker B, Kromer B. (1991) Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change. *Quaternary Research* **35**:1-24.

Taylor RE. (2001) *Radiocarbon Dating*, in D.R. Brothwell, A.M. Pollard (eds), *Handbook of Archaeological Sciences*, 23–34 (Chichester and New York: John Wiley).

Taylor RE, Bar-Yosef O. (2014) *Radiocarbon Dating*. 2ª Edición. Walnut Creek, California: Left Coast Press.

Van der Plicht J, (2002) Calibration of the 14C timescale: towards the complete dating range, *Netherlands Journal of Geosciences*, **81**:85–96.

Van Geel B, van der Plicht J, Renssen H. (2003) Major $\Delta^{14}\text{C}$ excursions during the late glacial and early Holocene: changes in ocean ventilation or solar forcing of climate change, *Quaternary International*, **105**:71–76.

Walker MJC. (1947) *Quaternary dating methods*. Editorial Wiley. 1ª Edición. UK: Lampeter.