

4. TRAZADORES ISOTOPICOS AMBIENTALES RADIATIVOS

4.1. Fundamentos de la utilización del tritio

Las variaciones del contenido en tritio de la lluvia

4.2. Método del Carbono-14

Fundamentos de la datación con carbono 14

Variaciones del contenido de radiocarbono en la atmósfera

Fraccionamiento isotópico

La datación en hidrogeología con el carbono 14

4.1.- FUNDAMENTOS DE LA UTILIZACION DEL TRITIO

La desintegración del tritio (^3H), el isótopo radiactivo del hidrógeno con una vida media de 12.43 años, haría de él un radionucleido apropiado para "datar" el agua subterránea. El tritio era producido en cantidades modestas por procesos naturales antes de la detonación de dispositivos termonucleares. Desde entonces, el tritio atmosférico ha sido dominado por tritio generado por el hombre.

Si el tritio estuviera aleatoriamente distribuido en el espacio y en el tiempo dentro de la atmósfera, sería casi un radionucleido ideal para datar el agua subterránea. Desgraciadamente no es fácil hacer una reconstrucción histórica adecuada de la concentración efectiva de tritio en la recarga de agua para un determinado acuífero. No solamente son mal conocidas las concentraciones de tritio en la precipitación, sino la evapotranspiración y otros fenómenos naturales en relación con la geología local. La vegetación, el clima, etc. afectarán a las concentraciones de tritio en el agua subterránea. Se ha visto que algunos microorganismos del suelo pueden oxidar el hidrógeno molecular tritiado, directamente de la atmósfera. Así como el tritio contenido en la atmósfera puede alcanzar 10^3 ó 10^4 veces las concentraciones de tritio en el agua de lluvia, la contribución de tritio al agua subterránea, a través de las bacterias del suelo, en algunas circunstancias puede ser tan importante como el procedente de la precipitación.

Debido a la complejidad del problema de definir la concentración de tritio en el tiempo de la recarga, la mayor parte de los estudios basados en el tritio sólo hacen una

evaluación cualitativa de la edad del agua.

La moratoria nuclear ha producido una considerable reducción del nivel de tritio en la lluvia, que ha descendido casi a niveles naturales anteriores a la bomba, lo que prácticamente ha eliminado el valor de tritio en la datación.

LAS VARIACIONES DEL CONTENIDO EN TRITIO DE LA LLUVIA

Con anterioridad a 1952, la mayor parte del ^3H natural, o tritio, provenía de la interacción de los rayos cósmicos con la atmósfera. Las concentraciones históricas en agua de lluvia en latitudes medias eran del orden de 10 unidades de tritio (UT) (una unidad de tritio es igual a un átomo de ^3H por 10^8 átomos de hidrógeno estable). La prueba y ensayo de dispositivos de fusión nuclear han inyectado en la atmósfera grandes cantidades de tritio en los últimos 30 años. La primera cantidad masiva de ^3H fabricado por el hombre tuvo lugar en 1952. Pruebas adicionales tuvieron lugar en los años 1954, 1958, 1961 y 1962, antes de la moratoria nuclear de pruebas atmosféricas entre USA y la URSS.

Desde las pruebas termonucleares, el tritio se ha monitorizado en numerosas localidades en el hemisferio norte y en pocas, pero significativas del sur. Considerando los datos separadamente por hemisferios, hay un fuerte paralelismo en la concentración de ^3H en tiempo, aunque los valores absolutos varíen de un lugar a otro. En el hemisferio sur los valores de ^3H son mucho más bajos a causa de la alta proporción área oceánica (sumidero) respecto a la continental. La más larga toma de datos de concentraciones de ^3H en agua de lluvia está en Ottawa, Canadá, donde el muestreo comenzó en 1952. Se midieron picos de más de 10.000 TU después de los masivos ensayos nucleares de 1960. En la figura 4.1 se muestra la variación de los registros de Ottawa. Los datos de tritio obtenidos por la International Atomic Energy

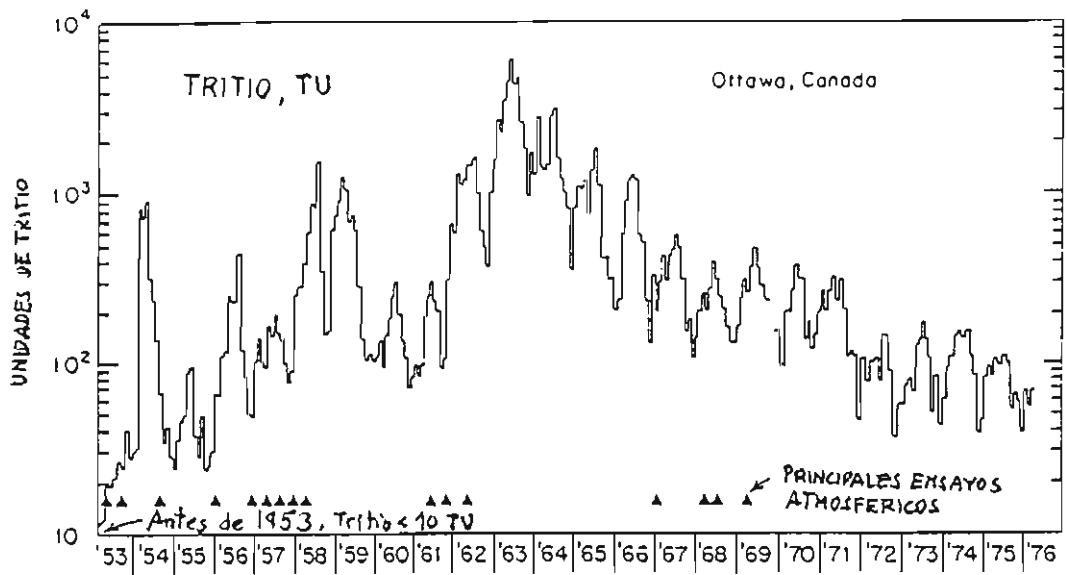


FIGURA 4.1.- Valores de tritio en la precipitación (concentraciones medias mensuales expresadas en unidades de tritio). Ottawa, Canadá.

Agency (IAEA) de una malla de muestreo global permiten estimar la variación de ^3H en el tiempo. A una determinada latitud, la concentración de tritio en las precipitaciones registrada en las estaciones de muestreo cerca de la costa, son más bajas que en el interior por la dilución con vapor de agua oceánico, que es bajo en tritio. Los valores de la concentración de tritio se incrementan lentamente hacia el continente, doblándose en Europa Central cada 1.000 Km. Las variaciones estacionales también son muy grandes. En el hemisferio norte durante el verano de 1960 la concentración máxima fue diez veces superior a la mínima del invierno. Normalmente, el máximo tiene lugar hacia el final de la primavera-principio de verano y suele ser 2,5 veces mayor que en el invierno. Hay también una dependencia marcada de la latitud con valores unas cinco veces más bajos en los trópicos.

Corrección de las concentraciones de entrada

Las variaciones estacionales de la concentración de (^3H) tritio en las precipitaciones causan serios problemas en el cálculo de la función de entrada, $C_{\text{ent}}(t)$. La concentración ponderada media anual para los ratios de infiltración es:

$$C_{\text{ent}} = \frac{\sum_{i=1}^{12} C_i \cdot a_i \cdot P_i}{\sum_{i=1}^{12} a_i \cdot P_i} \quad (4.1.1.)$$

donde C_i , a_i y P_i son las concentraciones de ^3H en la precipitación, coeficientes de infiltración, y precipitación mensual para el mes i , respectivamente. Normalmente se aplica una simplificación de la ecuación 3.5.1. Se asume que en los meses de verano se infiltra sólo una fracción (α_v) del coeficiente de invierno (α_I). Poniendo $\alpha = \alpha_v/\alpha_I$ se obtiene:

$$C_{\text{ent}} = \frac{(\alpha \sum C_i P_i)_V + (\sum C_i P_i)_I}{(\alpha \sum P_i)_V + (\sum P_i)_I} \quad (4.1.2.)$$

donde los subíndices "V" y "I" significan las sumas de los meses

de verano e invierno, respectivamente. Una mayor simplificación resulta de asumir un mismo valor de (α) para cada año. Un nuevo método para estimar (α) ha sido propuesto recientemente por Grabczak y otros (1984). En este método, las variaciones estacionales del isótopo estable contenido en la precipitación se utilizan para determinar la concentración en el agua infiltrada en los acuíferos durante el verano y el invierno.

La función de entrada se construye aplicando la ecuación 4.1.2 a los datos conocidos C_i y P_i de cada año, para un valor asumido de (α) . Puede aplicarse la ecuación 4.1.1 a aquellos casos en que no hay escorrentía superficial y los coeficientes (α_i) pueden obtenerse a partir de los datos de precipitación y evapotranspiración. La evapotranspiración se calcula a partir de fórmulas empíricas o de los resultados obtenidos en tanques de evaporación. La precipitación mensual se mide en el área de recarga o se toma de una estación próxima. Las concentraciones mensuales de ^3H se conocen por las publicaciones de la IAEA, tomando datos de la estación más próxima, o eventualmente por correlación de datos de otras estaciones.

Las actuales concentraciones de ^3H en las precipitaciones de las diferentes estaciones de observación se pueden correlacionar bien. Sin embargo, en algunas áreas se producen incrementos esporádicos de la concentración de ^3H debido a emisiones procedentes de instalaciones nucleares. En el futuro la distribución de ^3H en la atmósfera será menos homogénea geográficamente y más constante en el tiempo que en el presente.

En la figura 4.2. se muestran ejemplos de funciones típicas de entrada de ^3H para dos valores de α , representando las concentraciones calculadas ajustadas a los datos experimentales del periodo 1966-1970. Conociendo la función de entrada se puede resolver el problema directo (p.e. calcular las concentraciones de salida para modelos supuestos). Estos resultados ayudan a

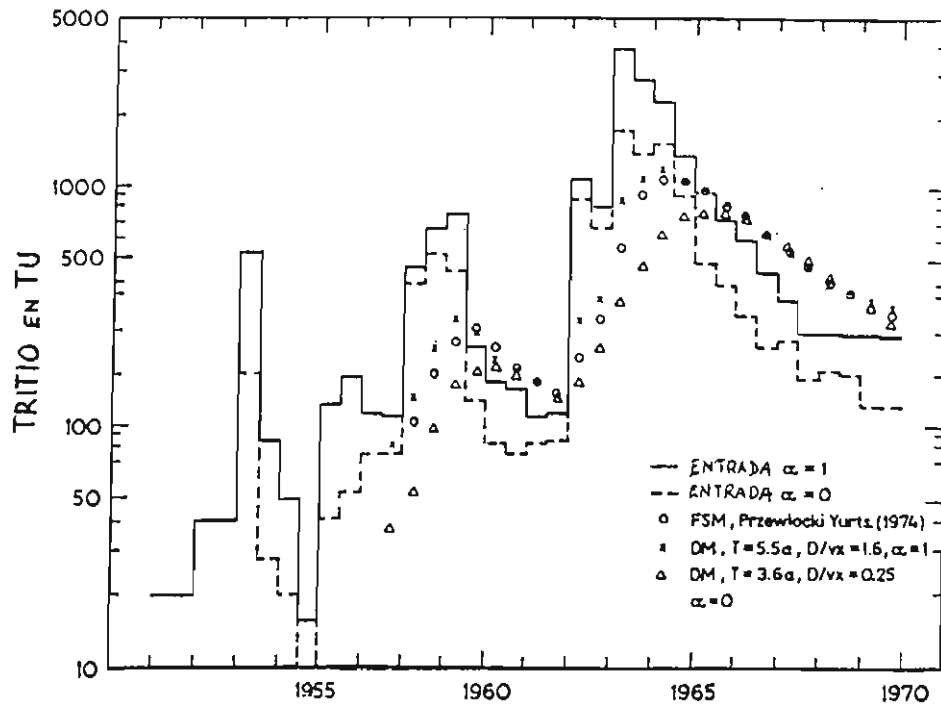


FIGURA 4.2.- Funciones de entrada de tritio aplicadas a la cuenca Modry Dul, calculadas para dos valores externos de α .

estimar la aplicación potencial del método y a planificar el trabajo de campo (escoger el intervalo de muestreo). Ejemplos de la solución del problema directo para ambas versiones del modelo de dispersión y para valores extremos del parámetro de dispersión se dan en las figuras 4.3 y 4.4. Estas figuras muestran que en sistemas hidrogeológicos altamente dispersivos con tiempo de retorno no superior a unos 50 años, hay una tendencia a suavizar las concentraciones de ^3H . Sistemas con bajos valores del parámetro de dispersión son todavía interpretables.

El problema inverso consiste en la búsqueda de un modelo para un sistema dado en el que las concentraciones de entrada y salida son conocidas. Para este propósito se pueden utilizar los gráficos que representan las soluciones al problema directo. En tal caso, el gráfico que pueda ser identificado como los datos experimentales representará la solución al problema inverso. Un camino más apropiado es realizar la búsqueda del modelo que mejor ajuste. Sin embargo, aún el modelo que mejor ajuste no es necesariamente el mejor. En otras palabras, el proceso de ajuste tiene que usarse junto con los conocimientos geológicos y la intuición del interpretador. Esto quiere decir que toda la información disponible debe de utilizarse en la selección del tipo adecuado de modelo antes del ajuste. Si no es posible la selección antes del ajuste, y si más de un modelo da un buen ajuste, pero con valores de parámetros diferentes, la selección se debe de hacer después del ajuste.

Aplicaciones

La medida de la concentración de tritio puede ser muy útil en muchas investigaciones hidrogeológicas. Permite estimar la edad de recarga de aguas subterráneas recientes. Los criterios de concentración-edad adoptados para las dataciones, son los siguientes:

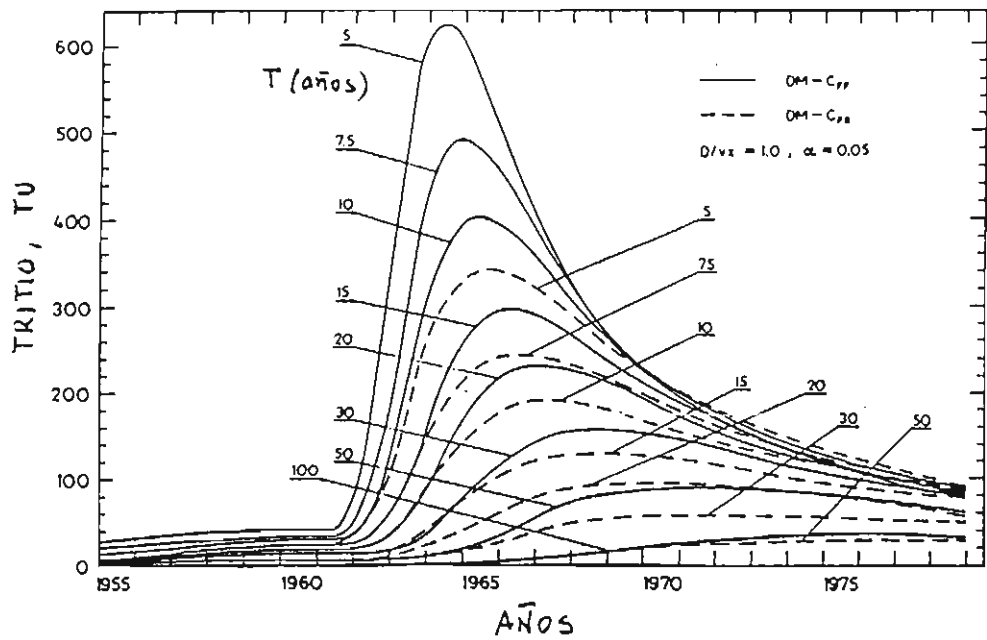


FIGURA 4.3.- Concentraciones de salida de tritio en una región próxima a Cracow ($\alpha=0.05$), calculadas con el modelo de dispersión -- ($D/vx = 1.0$).

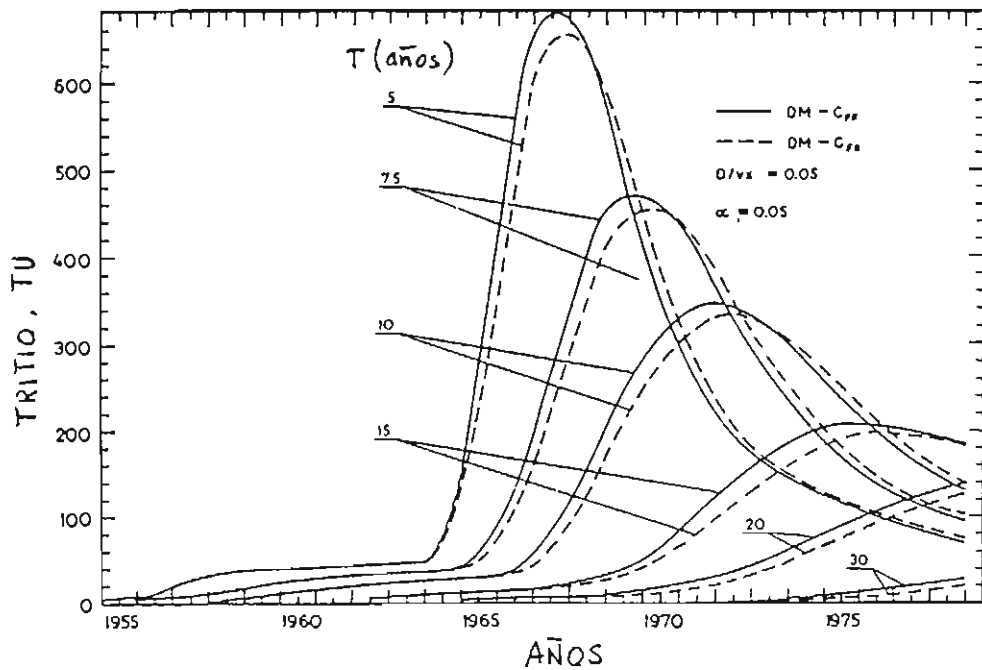


FIGURA 4.4.- Gráfico de salida de concentraciones ($D/vx = 0.05$).

<u>Concentración (TU)</u>	<u>Interpretación agua recargada</u>
>100	Agua recargada durante los ensayos nucleares
10-100	Agua de menos de 35 años
2-10	Agua de menos de 20 años
<2.0	Más vieja de 30 años
<0.2	Más vieja de 50 años

EJEMPLO 1. Intercomunicación de acuíferos

Para ilustrar un uso potencial de isótopos en los estudios hidrogeológicos considérese el diagrama esquemático de la figura 4.5. Representa uno de los ejemplos hipotéticos que se pueden resolver utilizando isótopos para proporcionar información sobre el régimen de agua subterránea. Un vertedero está situado sobre el nivel piezométrico de un acuífero freático poco profundo. Bajo este acuífero hay una capa de arcilla que lo separa de un acuífero confinado infrayacente. El acuífero interior se utiliza para el abastecimiento de un núcleo rural. Las medidas del nivel de agua nos muestran que el agua se mueve del punto A al B en los dos acuíferos. Los gradientes hidráulicos también nos muestran que puede haber un flujo potencial del acuífero freático al confinado. El problema que debe de ser resuelto es si el nivel de arcilla, que parece separar los dos acuíferos entre A y B, impide el flujo del acuífero superior al inferior o, en otras palabras, si hay comunicación entre el acuífero superior y el inferior.

Análisis de tritio se podrían utilizar para determinar si hay tal conexión. Por ejemplo, si las concentraciones de ^3H son superiores a 2.0 TU en los piezómetros por encima y por debajo del nivel de arcilla, se podría deducir que agua post-1953 ha entrado en los dos acuíferos y que el nivel de arcilla no ha

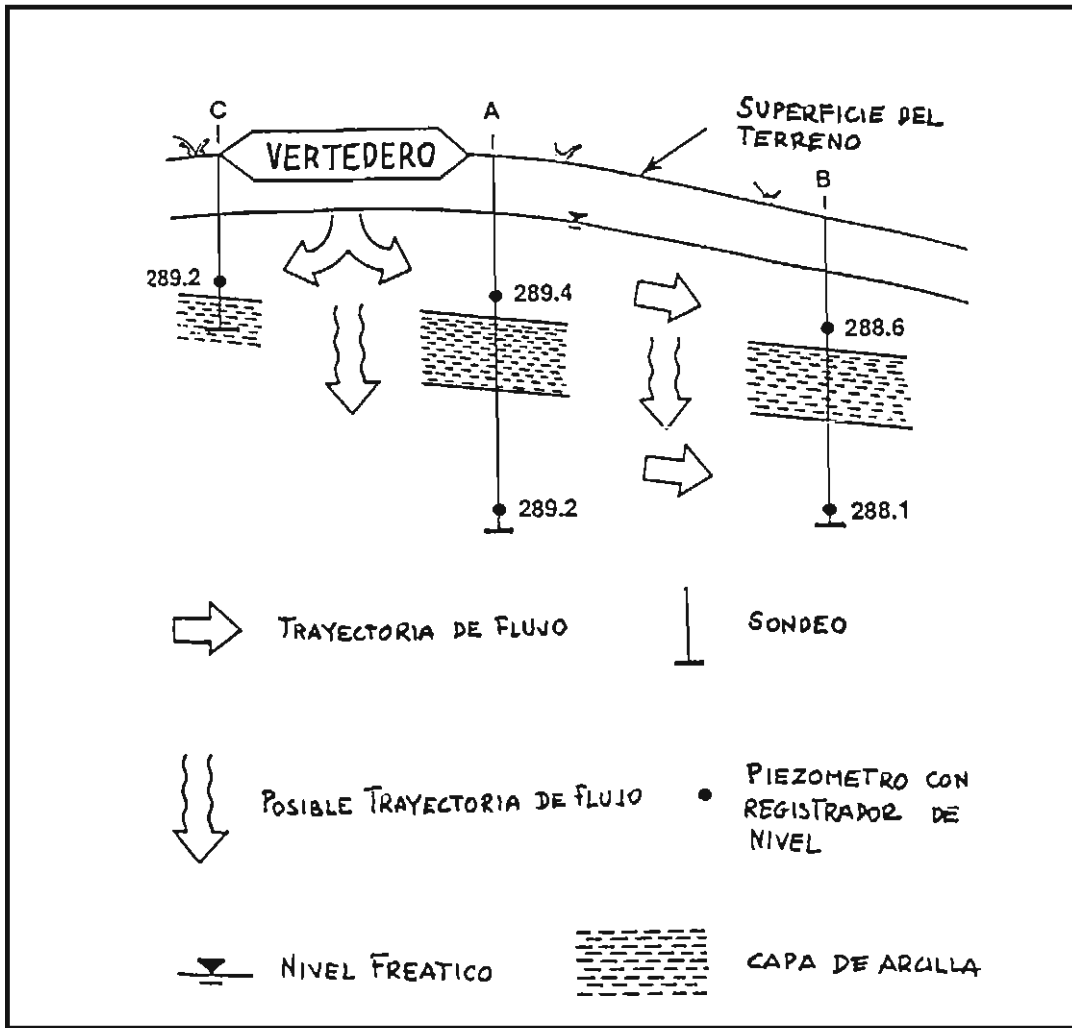


FIGURA 4.5.- Esquema hidrogeológico

actuado como barrera efectiva al movimiento del agua. Por tanto cualquier contaminante puede migrar desde el vertedero y contaminar el abastecimiento rural.

Si los piezómetros en el acuífero inferior en A y B producen concentraciones de ^3H menores de 0,2 TU, se puede asumir que el agua tiene más de 50 años. Esto proporciona poca información sobre el carácter impermeable del nivel de arcilla. Si se hicieran análisis de ^{14}C en los piezómetros del acuífero profundo en A y B, y los resultados proporcionaran edades de algunas decenas de miles de años, se podría deducir que el nivel de arcilla es continuo y actúa como barrera separando los dos sistemas de flujo. Por tanto, cualquier contaminante que migrara del vertedero sería retenido en el acuífero freático.

Para ilustrar la utilidad de los análisis de ^{18}O y ^2H , supóngase que el vertedero se ha aprovechado para eliminar y almacenar salmueras en un proyecto de recuperación secundaria de petróleo. Se quiere estudiar la posible percolación de salmueras al acuífero. Puesto que la salmuera procede de una formación geológica profunda sus $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, serían muy diferentes de los de las aguas superficiales. Utilizando ^{18}O y ^2H se podría determinar el grado de contaminación de los pozos domésticos.

Hay que resaltar que la información obtenida de los isótopos habría sido difícil y costosa de conseguir por procedimientos de hidrogeología convencional.

EJEMPLO 2.- Isla Volcánica

Un estudio muy interesante sobre la isla de Cheju, fue presentado por Davis (1970). Los estudios isotópicos estaban dirigidos a determinar si se podría encontrar agua subterránea en cantidad sustancial. Se muestrearon muchos sitios para ^3H y

$\delta^{18}\text{O}$. Las medidas de los isótopos estables, ayudaron a determinar la altitud de la recarga; por el contrario, el ^3H sirvió para determinar el tiempo de retorno. En el trabajo original se utilizó el modelo binomial para determinar el tiempo de retorno. Maloszewski y Zuber (1982), utilizando EPM reinterpretaron dos casos que se presentan en la figura 4.6. El punto 45 muestra un tiempo de retorno $T = 2,5$ años y el ratio del volumen total al volumen de flujo exponencial (n) igual a 1.7. La situación puede ser aproximadamente la d en la sección 3 de la figura 3.12, aunque el flujo real tiene lugar en fisuras y túneles de lava. Este punto es una fuente de altitud media con la recarga ligeramente superior. El modelo así obtenido es consistente en otros datos y el tiempo de retorno adecuado.

El punto 2 (fig. 4.6) muestra un largo tiempo de retorno (21 años) y un valor de (n) 1.1, que implica que el principal cuerpo de agua está en el área de recarga y que el agua es conducida al punto de descarga por un túnel de pequeño volumen. Este modelo es consistente con los datos de isótopos estables, que muestran que este gran manantial costero se recarga a gran altitud en el centro de la isla. El modelo exponencial [$n = 1$] no coincide con los datos de isótopos estables y tiene que ser rechazado a pesar del buen ajuste.

Las figuras 4.6 y 4.7 muestran que en estos dos casos el EPM da mucho mejor ajuste que el binomial. Puede esperarse que los resultados obtenidos sean adecuados y al mismo tiempo más indicativos cuando el parámetro n tiene un claro significado físico.

EJEMPLO 3. Cuenca de Montaña.

Otro ejemplo fue dado por Przewlocki (1975) al

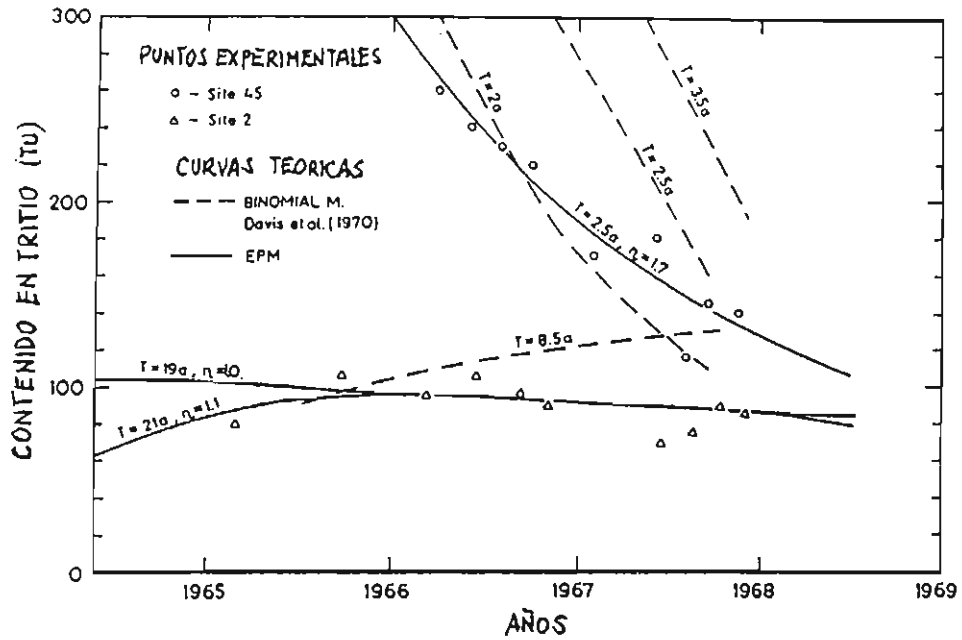


FIGURA 4.6.- Ejemplos ilustrativos del problema inverso (parámetros determinados por ajuste) en la Isla de Cheju (Maloszewski y Zuber, 1982).

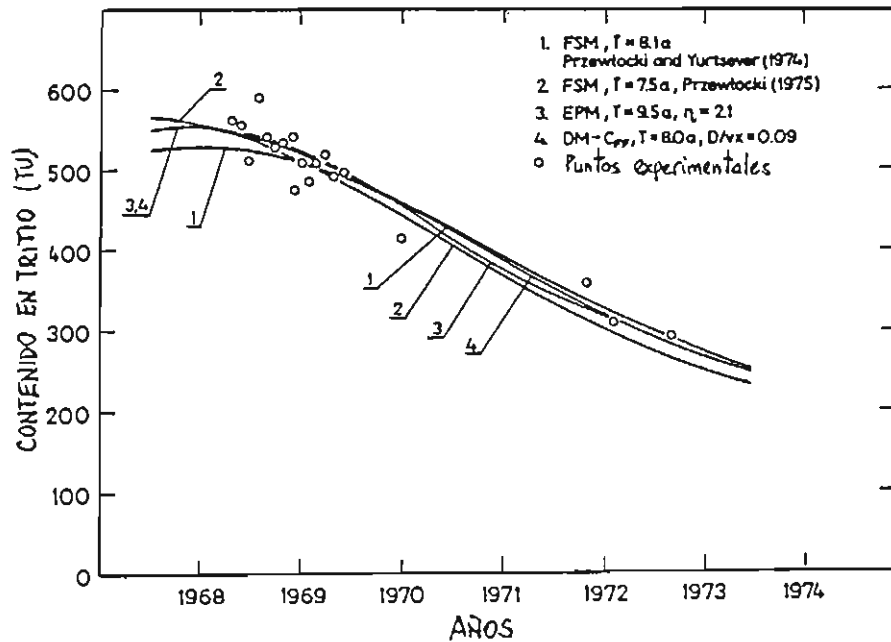


FIGURA 4.7.- Resultados según diferentes modelos, mostrando el mismo ajuste (Maloszewski y Zuber, 1982).

interpretar datos de una pequeña fuente de montaña de Grafendor (Austria) con la ayuda de un modelo FSM. Los mismos datos fueron reinterpretados por Malowzewski y Zuber (1982) con la ayuda de EPM y DM (figura 4.7). A primera vista puede parecer extraño que distintos tipos de modelos den prácticamente el mismo ajuste. El uso de criterios cuantitativos de mejor ajuste no resolvería el problema, porque la repartición de puntos experimentales resulta más probable en el régimen transitorio, que no es tomado en cuenta en los modelos. Sin embargo, todos los modelos dan un tiempo de retorno similar. Por otra parte, otros parámetros de los modelos indican que todos describen un fenómeno similar. Especialmente en el FSM, se asumió que la mitad del volumen del acuífero estaba en el área de recarga, y que el flujo tenía lugar en varias de celdas sin recarga directa. EPM describe exactamente la misma situación [(n) = 2.1]. DM es quizá el menos indicativo a este respecto, pero el bajo valor del parámetro de dispersión ($D/vx = 0.09$) es consistente con los resultados de otros modelos. De acuerdo con lo ya discutido, este valor muestra una pequeña extensión de área de recarga, en comparación con la longitud del acuífero.

De una manera general, los modelos con menor número de parámetros de ajuste dan valores más adecuados de los parámetros físicos que otros modelos. En otras palabras, en este ejemplo los modelos EPM y DM son preferibles al FSM.

Debe advertirse que el planteamiento de FSM de la manera antes descrita, requiere un conocimiento previo de la estructura del sistema. En los casos de EPM y DM los resultados se obtienen sin hipótesis adicionales que, o bien son consistentes con la estructura conocida del acuífero, o proporcionan nueva información.

Considérese de nuevo la figura 4.2, donde además de las dos funciones típicas de entrada, se calculan las concentraciones

de salida para tres modelos diferentes. Los modelos se obtuvieron por ajuste a los datos experimentales recogidos en el espacio de tiempo 1965-1969. Todos los modelos dan prácticamente el mismo ajuste. Si las observaciones se hicieran durante más tiempo, no habría dificultad en seleccionar el modelo que mejor se ajustara. El modelo FSM no es adecuado en este caso por el elevado número de parámetros a ajustar. Se han incluido dos versiones del modelo de dispersión porque el ajuste se realizó para dos valores extremos de α . Una interpretación más exacta requeriría una mayor toma de datos o una mejor estimación del coeficiente de infiltración, porque ni $\alpha = 0$, ni $\alpha = 1$ son hipótesis reales para el sistema investigado. Sin embargo, el tipo de modelo y los valores medios obtenidos de T (4,5 años) y D/vx (aproximadamente 1), parecen ser consistentes con el conocimiento geológico del sistema (una pequeña cuenca de drenaje montañosa), que coincide aproximadamente con el caso de la sección 2 de la figura 3.12. Dince y otros (1970) ajustaron los modelos exponencial y binomial a los datos de la cuenca de Modry Dul asumiendo $\alpha = 0$, que no es extraño conforme a la discusión sobre la aplicabilidad del modelo binomial.

EJEMPLO 4.- Acuífero kárstico en Nueva Zelanda

Steward y Downes (1982), proporcionan una excelente ilustración de cómo son posibles diferentes interpretaciones en función del modelo escogido. El acuífero artesiano kárstico del valle Takaka drena en las fuentes Wailoropupu, con una descarga media de 15 m³/s. Se hicieron medidas de tritio en 1966, 1972 y 1976, y se compararon con los valores de tritio de la lluvia local y de la zona exterior (tabla 4.1). El tritio se incrementó rápidamente en la fuente local hasta 40 TU en 1964/1965. Los resultados para la fuente principal en 1966 muestran la salida

TABLA 4.1.

INTERPRETACION DE DATOS DE TRITIO DE WAIKOROPUPU SPRINGS, NUEVA ZELANDA
(Stewart y Downes, 1982)

Fecha	Contenidos en tritio (TU)			Tiempos de Flujo	Tiempos de Retorno
	Precipitación media anual ponderada	Recarga por escorrentía local	Manantial principal	Modelo de flujo pistón	Modelo de caja única
27/5/66	34	-	14±0.9	3-4	7-8
29/7/72	15	20±1.2	15.3±1.9	<1 ó 8-10	10-12
4/5/76	8	11.9±2.0	11.2±1.2	2-4 ó 12-14	0-20

de agua enriquecida por este tritio joven; por el contrario, los valores de 1972 muestran un menor contenido de tritio (agua más vieja). Los valores en la lluvia disminuyeron rápidamente después de 1971 y los resultados de 1976 indican que no permanece agua de alto contenido en tritio. Stewar y Downes concluyen que las salidas de la fuente son de varias edades, pero que predominan las recientes y más viejas. Las circunstancias geológicas en un acuífero parcialmente cautivo, sugieren que un modelo de flujo pistón es más real que el modelo de un tanque, pero datos detallados de los isótopos estables demuestran que el acuífero tiene una buena mezcla. Por esto, la edad media del flujo se incrementa en época de estiaje.

En conclusión, en muchos acuíferos kársticos el agua tiene componentes de diferentes tiempos de residencia y, por tanto, asignar una edad media puede dar origen a equívocos. Esta misma observación fue hecha por Siegenthaler (1984) respecto a una fuente del Jura suizo. En los caudales de base, predominaba agua vieja relativamente homogénea; por el contrario, después de las tormentas o eventos de fusión incluso el agua de escorrentía rápida es importante. En estos casos no tiene sentido hablar de una edad media del agua de una fuente. El principal interés está en saber el tiempo de residencia medio del agua más vieja del almacén.

4.2.- METODO DEL CARBONO 14

FUNDAMENTOS DE LA DATACION CON CARBONO 14

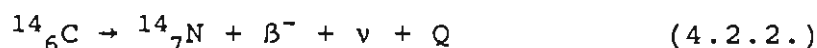
Se sabe que el ^{14}C se produce en la atmósfera por varias reacciones nucleares relacionadas con interacciones de neutrones y de rayos cósmicos con isótopos estables de nitrógeno, oxígeno y carbono. La más importante de las reacciones es la producida por neutrones lentos de rayos cósmicos y el núcleo

estable ^{14}N :



donde n es el neutrón y ^1_1H es el protón emitido por el núcleo resultante. La producción de ^{14}C se ha estimado en unos 2,5 átomos/s.cm² (Lal y Suess, 1968). Los átomos de carbono 14 se incorporan entonces a las moléculas de dióxido de carbono por reacciones con el oxígeno y por reacciones de intercambio con isótopos de carbono estable en moléculas de CO o CO₂. Estas moléculas se mezclan rápidamente en la atmósfera y en la hidrosfera alcanzando niveles constantes de concentración correspondientes a un equilibrio en régimen permanente. La concentración en régimen permanente de ^{14}C en la atmósfera es, aproximadamente, de un átomo de ^{14}C en 10¹² átomos de carbono 12. Esta concentración de equilibrio se mantiene por la producción de ^{14}C en la atmósfera y por su continua desintegración. Las moléculas de CO₂ se incorporan al tejido de las plantas como resultado de la fotosíntesis y de la absorción a través de las raíces. La concentración de ^{14}C en plantas verdes vivas se mantiene a nivel constante mediante un ciclo de absorción y desintegración. Los animales que se alimentan de plantas y absorben iones o moléculas de la atmósfera o de la hidrosfera que contienen carbono, también adquieren un nivel de radiactividad debido al ^{14}C . Cuando la planta o el animal mueren, cesa la absorción de ^{14}C y su actividad debido al ^{14}C disminuye como resultado de la desintegración radiactiva. Si la actividad en el tejido vivo es conocida, la actividad del ^{14}C del tejido de la planta muerta puede ser usado para determinar el tiempo transcurrido desde su muerte. Esta es la "edad ^{14}C " de la muestra.

La desintegración del ^{14}C tiene lugar por la emisión de una partícula negativa que conduce a un ^{14}N estable:



La energía del último término es 0.156 MeV. La desintegración está relacionada con el estado básico del ^{14}N y ningún rayo γ es emitido. La radiactividad de una muestra de carbono extraído de tejido animal o vegetal, que murió hace t años viene dado por:

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad (4.2.3.)$$

donde A es la actividad media debida al ^{14}C en unidades de desintegración por minuto, por gramo de carbono; A_0 es la actividad de la misma muestra en el tiempo en que el animal o la planta estaban vivos. La mejor estimación de la actividad del ^{14}C en equilibrio con la atmósfera (A_0) es 13.6 ± 0.07 dpm/g. Los equipos modernos de medida del ^{14}C pueden detectar niveles de actividad tan bajos como 0.2 dpm/g. La sustitución de estas actividades específicas en la ecuación, produce un máximo de edad de 50.000 años. El periodo de semidesintegración del ^{14}C es 5.730 ± 4 años, valor que fue adoptado por la V Conferencia de Datación con Radiocarbono (Cambridge, U.K., 1962). La revista RADCARBON (P.O. 2161, Yale Station, New Haven, Connecticut, 06520), ha publicado sistemáticamente todas las determinaciones edad con carbono 14 desde 1959. La edad de una muestra conteniendo carbono que ya no está en equilibrio con el ^{14}C de la atmósfera o de la hidrosfera se obtiene resolviendo la ecuación:

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \rightarrow t = 1/\lambda \ln A_0/A \quad (4.2.4.)$$

$$T = \ln 2/\lambda \rightarrow \lambda = 0.693/5730 = 1.209 \times 10^{-4} \text{ años}^{-1}$$

cambiando de logaritmos y sustituyendo, se obtiene la fórmula:

$$t = 19.035 \times 10^3 \log(A_0/A) \text{ años} \quad (4.2.5.)$$

La relación entre la actividad del ^{14}C (A) de una muestra y el tiempo transcurrido desde que se terminó el intercambio con el almacén (t) se muestra en la figura 4.8.

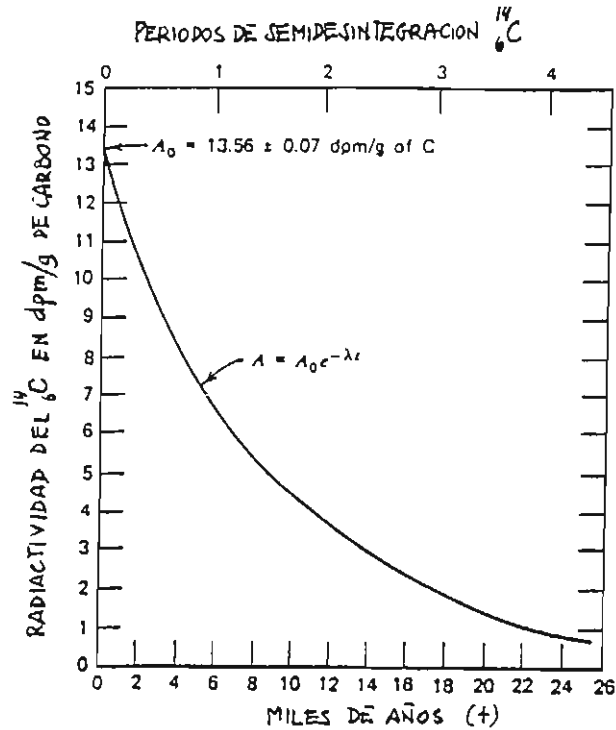


FIGURA 4.8.- Desintegración del ^{14}C contenido en tejidos de plantas y animales que estaba en equilibrio con moléculas de $^{14}\text{CO}_2$ de la atmósfera e hidrosfera.

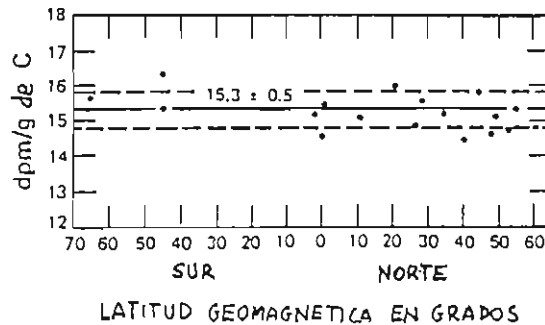


FIGURA 4.9.- Valores de la actividad específica del ^{14}C en muestras actuales de tejidos procedentes de diferentes latitudes geomagnéticas terrestres. (Anderson y Libby, 1951).

Es evidente que la precisión de la datación con carbono 14 depende de una manera crítica de la validez de varias hipótesis respecto a (A_0) y (A) . Se asume que la actividad inicial de ^{14}C en animales y plantas (A_0) es una constante conocida que ha sido independiente del tiempo durante los pasados 70.000 años; que su valor es independiente de la localización geográfica, y que no depende de las especies de animales y plantas cuyos tejidos se datan. Además, se asume que la muestra no ha sido contaminada y que la actividad observada no está afectada por impurezas radiactivas de la muestra. Libby y sus colaboradores demostraron con sus medidas que la actividad inicial del ^{14}C en tejidos de plantas modernas y animales es constante en una primera aproximación, y que la actividad en objetos arqueológicos de edad conocida se puede medir con suficiente precisión y exactitud, como para decir que las dataciones con carbono 14 están en una buena concordancia con sus edades históricamente conocidas. Sin embargo, estudios más detallados han demostrado variaciones sistemáticas en el contenido de radiocarbono de la atmósfera, ocurridas en el pasado, que han dado lugar a inexactitudes en las dataciones.

VARIACIONES DEL CONTENIDO DE RADIOCARBONO EN LA ATMOSFERA

Para ayudar a comprender por qué el contenido de radiocarbono en la atmósfera puede mostrar variaciones locales y seculares, se consideran con más detalle alguno de los procesos que determinan el grado de producción de ^{14}C . La producción de radiocarbono por la reacción (n,p) con ^{14}N depende principalmente de la densidad del flujo de neutrones producidos por los rayos cósmicos. Se sabe que el flujo de neutrones aumenta con la altitud y con la latitud. Alcanza un máximo entre 10.000 y 14.000 metros sobre la superficie de la Tierra y es alrededor de cuatro veces mayor en los polos que en el ecuador. Consecuentemente la producción de ^{14}C es mucho mayor en los polos que en el ecuador.

Esto se refleja en un mayor contenido en radiocarbono en plantas y animales de las regiones polares en comparación con las de bajas latitudes. Anderson y Libby investigaron el efecto de la latitud en la actividad del ^{14}C analizando tejido de plantas y animales de diferentes latitudes geomagnéticas (ver figura 4.9). Se usa la latitud geomagnética porque la densidad del flujo de neutrones depende del flujo de protones, que es modificado por el campo magnético de la tierra. La uniformidad aparente de la actividad del ^{14}C se debe a la mezcla rápida, menos de dos años, que tiene lugar en la atmósfera.

La magnitud absoluta del flujo de neutrones en la alta atmósfera depende de la intensidad de flujo de protones de rayos cósmicos que inciden sobre la Tierra. La mayor parte de los protones son emitidos por el Sol. Por tanto, el radiocarbono contenido en la atmósfera debe de haber variado en una función de tiempo relacionada con la actividad cambiante del Sol. Además, el flujo de protones de rayos cósmicos está modulado por los cambios en la intensidad de campo magnético de la Tierra. Sólo estos dos factores parecen haber producido variaciones en el contenido de radiocarbono de la atmósfera de la Tierra, dependientes del tiempo, durante los pasados 30.000-40.000 años. El primer trabajo de Arnold y Libby parecía sugerir que la actividad inicial de muestras datadas arqueológicamente era compatible con los valores actuales. Sin embargo, de Vries, demostró más tarde que el contenido atmosférico en radiocarbono ha variado sistemáticamente en el pasado, y que la actividad del carbono 14 entre 1.500 y 1.700 A.D. fué un dos por ciento más alta que en el siglo diecinueve. Estas variaciones del contenido de carbono 14 son ahora conocidas por el efecto *De Vries*. Otro efecto fue observado por Sues (1955), quien encontró que la actividad de la madera del siglo veinte es casi el dos por ciento más baja que la de la madera del siglo diecinueve. Atribuyó esto a la introducción de CO_2 "muerto" en la atmósfera por la combustión de combustibles fósiles desde el comienzo de la revolución industrial. Este

fenómeno es ahora conocido como *efecto Suess*. En la actualidad, la explosión de bombas en la atmósfera y en subsuelo, y la operación de reactores nucleares y aceleradores de partículas desde 1945 ha incrementado en gran manera la actividad del ^{14}C en la superficie de la tierra debido a la dispersión de radiocarbono producido artificialmente. Por ejemplo, en Wellington (Nueva Zelanda) el contenido en material de plantas alcanzó un pico del 69 por ciento sobre el normal en enero de 1969 (figura 4.10).

Actualmente se admite que el contenido en radiocarbono en la atmósfera ha variado sistemáticamente en el pasado. Estas variaciones introducen errores serios en dataciones, especialmente en las arqueológicas.

Si la actividad inicial de una muestra fuera menor que la indicada por la madera del siglo diecinueve, la datación calculada por la actividad observada de acuerdo con la ecuación 4.2.5, sería demasiado vieja. Si fuera mayor que el valor asumido, la fecha sería demasiado reciente. La variación secular de el contenido en radiocarbono de la atmósfera ha sido estudiado por análisis de madera de árboles muy antiguos que han sido datados por dendrología. El crecimiento de los árboles por adición de una capa de tejido leñoso a sus troncos y ramas cada año, sirve para su datación. Los anillos depositados en los años previos, no son capaces de absorber ^{14}C de la atmósfera y su contenido en radiocarbono disminuye por desintegración radiactiva. La variación de radiocarbono en la atmósfera durante varios miles de años puede ser medida por análisis de muestras de madera cuya edad, antes del presente (B.P.), se ha establecido por dendrología. Una gran cantidad de información sobre la variación secular de la actividad del radiocarbono se ha obtenido del estudio de pinos (*Pinus aristata*) y secuoyas (*Sequoia gigantea*). Miche y Ralph (1970) utilizaron las desviaciones de la

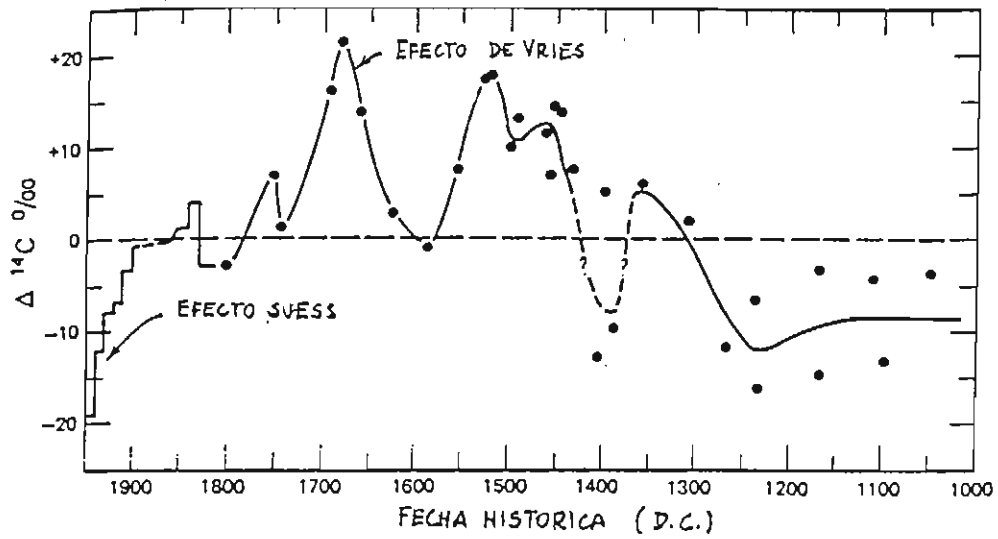


FIGURA 4.10.- Desviación de la actividad inicial del radiocarbono en muestras de madera de edad conocida, respecto al 95% de la actividad del ácido oxálico patrón del National --- Bureau of Standards (EE.UU.). (Lermon, 1970).

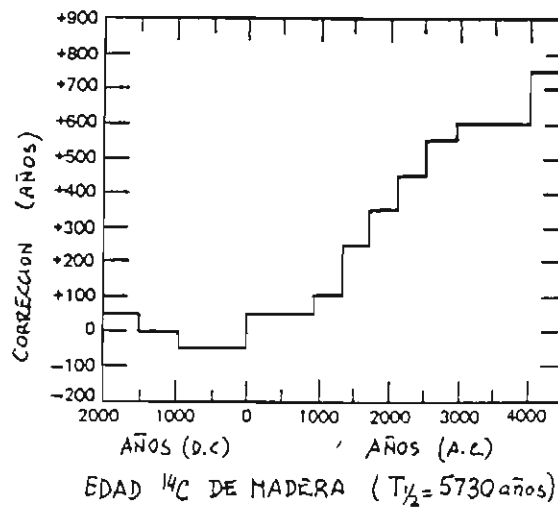


FIGURA 4.11.- Correcciones necesarias para ajustar las edades de ^{14}C a las indicadas por los anillos de los troncos de los árboles. (Michael y Ralph, 1970).

edad corregida del radiocarbono contenido en tales árboles, para calcular las correcciones a aplicar a las dataciones con radiocarbono convencional. Los datos se recogen en la figura 4.11. A modo de ejemplo, supongamos que la datación por radiocarbono da 3.500 años. Es costumbre expresar tal datación en términos de *años antes del presente (B.P.)*, donde el presente se toma como 1950. Si la fecha fue medida en 1973, la datación por radiocarbono es $3500 - 23 = 3477$ B.P.. Para relacionar esta fecha con el calendario histórico relativo al nacimiento de Cristo, se resta 1950 de 3477 se obtiene la fecha histórica. La figura 4.11 indica que se deben añadir 250 años a las fechas en el intervalo 1325 a 1700 B.C.. La fecha corregida es, por tanto, 1777 años. La curva de Lerman muestra los efectos De Vries y Suess y las desviaciones de la actividad del ^{14}C de muestras de madera de todo el mundo hasta 1000 años atrás (figura 4.10).

La dendrocronología nos permite sólo adentrarnos 7000 años en el pasado. Para explorar la actividad del radiocarbono en tiempos anteriores, se deben de relacionar las dataciones con las varvas de sedimentos lacustres glaciales. Continuas y sistemáticas diferencias se han usado para determinar la diferencia del conteo anual y las dataciones con ^{14}C . Stuiver (1970) mostró que las dataciones con radiocarbono en lagos de Minnesota incluídas en el intervalo 3.000-10.000 años, son 800 años más jóvenes que las realizadas con varvas. Esto a su vez implica que el radiocarbono contenido en la atmósfera en aquella época era un 9 por ciento superior que durante el siglo pasado. En general, existe la evidencia de que el radiocarbono contenido en la atmósfera ha variado un diez por ciento arriba o abajo respecto al contenido en la atmósfera en el siglo XIX, durante los pasados 30.000 años.

Las causas de esta posible variación son mucho más difíciles de establecer. Básicamente hay tres posibles razones: (1) variaciones en la intensidad del flujo de protones de rayos

cósmicos causadas por el comportamiento del Sol; (2) variaciones en la intensidad del campo magnético terrestre que modula el flujo de protones y afecta a la producción de ^{14}C ; (3) cambio de los almacenes de carbono en la Tierra debido a variaciones climáticas. Es posible que las tres causas hayan influido en el contenido en radiocarbono de la atmósfera durante el pasado.

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO

Otra causa de la variación del contenido en radiocarbono de las muestras naturales, es el hecho de que los isótopos del carbono se fraccionan por reacciones físicas y químicas que ocurren en la naturaleza. Como resultado la abundancia de isótopos estables de carbono (^{12}C y ^{13}C) que se incorpora a la plantas por fotosíntesis, es diferente de la del CO_2 de la atmósfera. Las plantas generalmente se enriquecen en ^{12}C y se empobrecen en ^{14}C . De una manera similar, la actividad del ^{14}C en el tejido de la planta difiere del carbonato cálcico precipitado química o biológicamente. El fraccionamiento de isótopos de carbono en la naturaleza introduce pequeños errores sistemáticos en las dataciones con carbono. Estos errores se pueden eliminar cuando la composición isotópica del carbono estable de la muestra a datar se mide en el espectrómetro de masas.

La composición isotópica del carbono se expresa por medio del parámetro $\delta^{13}\text{C}$ que se define como

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{std}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{std}}} \right] \times 10^3 \text{‰} \quad (4.2.6.)$$

El valor $\delta^{13}\text{C}$ es simplemente la desviación entre el ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

de la muestra y el de una estándar expresado en tanto por 1000. Cuando la muestra está enriquecida en ^{12}C respecto a las estándar, $\delta^{13}\text{C}$ es negativo, y cuando está enriquecida en ^{13}C , $\delta^{13}\text{C}$ es positivo. El estándar más comunmente usado es el dióxido de carbono preparado a partir de belemnites (*Belemnitella americana*) recogidos de la formación Peedee (Cretácico de South Carolina). Este es conocido como el PDB o estándar de la Universidad de Chicago, donde este material fué analizado por Urey (1951) para determinar paleotemperaturas en base al fraccionamiento de los isótopos del oxígeno.

El problema de corregir actividades del radiocarbono por el fraccionamiento isotópico se ha entremezclado con el problema de utilizar ácido oxálico como ^{14}C estándar.

La corrección se hace asumiendo que el fraccionamiento depende de la diferencia de masas y que el ^{14}C se enriquece o empobrece por valor de dos veces la relación ^{13}C a ^{12}C . La fórmula establecida para este fin es:

$$A_{\text{ox}} = A'_{\text{ox}} \left[1 - \frac{2 (19 + \delta^{13}\text{C}')}{1000} \right] \text{ dpm/g} \quad (4.2.7.)$$

donde

A_{ox} = actividad del ácido oxálico corregido por el fraccionamiento del $\delta^{13}\text{C} = -19\%$, relativo al PDB estándar.

A'_{ox} = actividad observada de un particular batch de CO_2 preparado del ácido oxálico estándar.

$\delta^{13}\text{C}'$ = Valor medio de este parámetro relativo al gas CO_2 , relativo al CO_2 estándar.

Con estas correcciones, a actividad inicial de la madera del siglo XIX viene dada por:

$$A_0 = 0.95 A'_{\text{ox}} \left[1 - \frac{2 (19 + \delta^{13}\text{C}')}{1000} \right] \text{ dpm/g} \quad (4.2.8.)$$

Cuando es necesario medir la actividad de radiocarbono de muestras de madera o conchas cuya composición isotópica difiere de la media de la madera ($\delta^{13}\text{C} = -25\%$), surgen nuevas desviaciones. La actividad observada en tales muestras, con valor de $\delta^{13}\text{C}$ es diferente de -25% , debe de ser corregida por medio de la siguiente fórmula:

$$A_{\text{corr}} = A_{\text{med}} \left[1 - \frac{2}{1000} (25 + \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}) \right] \text{ dpm/g} \quad (4.2.9.)$$

La edad del radiocarbono se calcula a partir de la actividad corregida por fraccionamiento de los isótopos de carbono (ec. 4.2.9) y de la actividad inicial igual a $0,95 A_{\text{ox}}$. Finalmente, hay que hacer correcciones para tener en cuenta la variación secular del contenido en radiocarbono de la atmósfera.

Otra manera frecuente de expresar las concentraciones de radiocarbono en la atmósfera es mediante la notación $\Delta^{14}\text{C}$:

$$\Delta^{14}\text{C} = A/A_g (1000 - 2\delta^{13}\text{C} + 50) - 1000 \quad (4.2.10)$$

donde A es la actividad de la muestra, A_g la actividad de la estándar (0.95 de la NBS estándar) y $\delta^{13}\text{C}$ es la concentración de ^{13}C expresada como desviación por mil de PDB estándar. La ecuación 4.2.10 significa físicamente que las concentraciones de radiocarbono están expresadas en desviaciones por mil de las concentraciones modernas. El término $\delta^{13}\text{C}$ introduce las correcciones para el efecto de fraccionamiento, si $\delta^{13}\text{C}$ difiere del valor más común para las plantas (-25%).

LA DATACION EN HIDROGEOLOGIA CON EL CARBONO 14

La datación con ^{14}C del agua subterránea fue propuesta por primera vez por Munnich (1957), siguiendo el desarrollo de las técnicas de datación con ^{14}C de materiales con carbono, en la que fue pionero el Premio Nóbel de 1950, Libby. Cuando el agua se

mueve debajo del nivel piezométrico y queda aislada del CO_2 acumulado en la superficie, la desintegración radiactiva del ^{14}C existente en la fracción disuelta hace que el contenido en ^{14}C disminuya de acuerdo con la expresión:

$$A = A_0 2^{-t/T} \quad (4.2.11.)$$

donde A_0 es la actividad específica del ^{14}C (desintegraciones por unidad de tiempo y por unidad de masa de la muestra) en la atmósfera de la Tierra, A la actividad por unidad de masa de la muestra, t la edad del carbono desintegrado y T la vida media del isótopo (5730 años).

En las investigaciones hidrogeológicas, las determinaciones de ^{14}C se hacen sobre el carbono inorgánico extraído de muestras de agua cuyo volumen suele variar entre 20 y 200 litros. La masa de carbono necesaria para un análisis exacto por métodos tradicionales es de alrededor de tres gramos. Los valores de ^{14}C obtenidos de esta manera son una media del contenido de ^{14}C del CO_2 (agua) H_2CO_3 , CO_3 y HCO_3 en el agua en el momento del muestreo. El ^{14}C puede estar en el agua también como carbono orgánico disuelto, en especies tales como ácidos fúlvicos y húmicos. Esta fuente de ^{14}C es pequeña y normalmente no está incluida en los estudios de datación de agua.

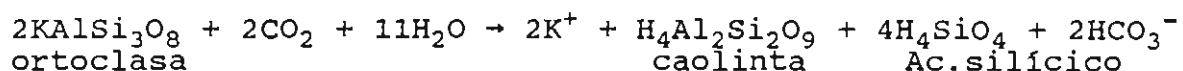
La actividad específica en equilibrio con la atmósfera de la Tierra, antes de las explosiones nucleares, era de aproximadamente 10 desintegraciones por minuto y por gramo (dpm/g). Los equipos modernos de medida pueden detectar niveles de actividad del ^{14}C tan bajos como 0.02 dpm/g. Sustituídas estas actividades específicas en la ecuación 4.2.10 producen una edad máxima de 50.000 años. Para obtener información hidrogeológica con este tipo de datos hace falta determinar la fuente de carbono inorgánico.

Específicamente, el contenido inicial en ^{14}C de los

compuestos de carbono presentes en el agua, depende de la abundancia de este isótopo entre las especies iónicas y moleculares. En sus primeros trabajos Libbys sugirió que la actividad específica del ^{14}C en muestras de carbonatos es ligeramente más alta que en las plantas (por un factor 1.05), a causa de su enriquecimiento en ^{14}C por fraccionamiento isotópico. Sin embargo, trabajos posteriores mostraron un cuadro más complicado.

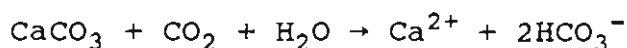
Es conveniente discutir las variaciones de los contenidos en radiocarbono de los carbonatos modernos distinguiendo entre los carbonatos de agua dulce y marinos.

El radiocarbono contenido en las conchas de moluscos de agua dulce depende, en primer lugar, de la fuente de los iones bicarbonatos en solución. En áreas con rocas compuestas de materiales silicatados, el ión bicarbonato procede del CO_2 atmosférico. Por ejemplo, la acción del CO_2 disuelto en el agua sobre el k-feldespató está representado por la siguiente reacción química:



Todos los iones de bicarbonato producidos por la alteración del feldespató-K a caolinita proceden del CO_2 atmosférico. Por tanto, la actividad específica del ^{14}C de tales muestras, corregidas por fraccionamiento isotópico de $\delta^{13}\text{C} = -25\%$, es próxima a la de la materia vegetal en equilibrio con la atmósfera.

Por otra parte, en cuerpos de agua dulce en contacto con rocas carbonatadas antiguas, más de 50% del ión carbonato procede de las rocas antiguas según la siguiente reacción:



Uno de los iones bicarbonato de esta reacción se ha originado a partir de una molécula de carbonato de calcio cuyo contenido original en radiocarbono ha disminuido hasta cero en el tiempo transcurrido desde su sedimentación. Por tanto, el radiocarbono contenido en conchas modernas de moluscos (carbonato cálcico inorgánico precipitado en "aguas duras" de acuíferos, ríos o lagos), normalmente es menor que la predicha en base al equilibrio con el CO_2 atmosférico. La magnitud de este efecto varía localmente en función de la geología de cada arroyo y a lo largo del curso de los ríos, al atravesar distintos tipos de rocas y mezclarse con masas de agua diversas. Por esta razón, las dataciones de moluscos de agua dulce no están de acuerdo con las dataciones basadas en restos de plantas o animales terrestres.

La actividad del ^{14}C en el agua de mar y la de moluscos marinos también suele ser menor que la esperada. La razón en este caso hay que buscarla en la circulación de agua en las cuencas oceánicas.

Para obtener una adecuada significación de la estimación con ^{14}C de la edad de agua subterránea es necesario conocer la extensión en que el carbono muerto proviene de la desintegración del ^{14}C .

Para tener en cuenta el efecto del carbono muerto que entró en el agua subterránea como consecuencia de la disolución de un mineral bajo la superficie piezométrica, se utiliza un factor de ajuste denominado Q , donde

$$t = 8720 (\ln Q - \ln R) \quad (4.2.12.)$$

La medida del contenido en ^{14}C se expresa normalmente como un ratio (R) del ^{14}C de la muestra al contenido en ^{14}C del carbono moderno. Q es la fracción del carbono total inorgánico derivado de la disolución mineral o la oxidación de carbono

orgánico bajo la superficie piezométrica. Se supone que este carbono añadido no contiene ^{14}C . El carbono inorgánico que entra en el agua por encima de la superficie piezométrica tiene poca influencia en el contenido en ^{14}C del agua, a causa de un rápido equilibrio con el ^{14}C del aire contenido en el suelo, que tiene ^{14}C a niveles modernos.

Bajo ciertas circunstancias, el grado de disolución de rocas carbonatadas marinas se puede estimar utilizando el ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, cuyo valor es mayor que para el carbono de las plantas terrestres. Aproximadamente, el CO_2 de suelos producido biológicamente en latitudes medias tiene un $\delta^{13}\text{C}$ de -25% , mientras que los carbonatos de rocas marinas tienen valores próximos a 0. Puesto que la mayor parte del carbono presente en el agua entra en el subsuelo procedente de la disolución del CO_2 , que a su vez viene de las plantas, un incremento del ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ reflejaría la disolución de carbonatos marinos, que se han supuesto desprovistos de ^{14}C .

El significado de Q se ha ilustrado con varios ejemplos en los que se supone que no hay mezcla de aguas de orígenes diferentes.

EJEMPLO 1.

Se considera una situación donde el agua se infiltra en una zona de suelo y durante la infiltración adquiere 100 mg/l de carbono inorgánico disuelto, por travesar la zona de producción de CO_2 , y por disolución de calcita. El agua entonces se mueve en un sistema de flujo subterráneo sin más disolución de calcita, hacia algún lugar donde es muestreada. Para este caso, el valor de Q para el agua muestreada será 1. La disolución de carbonatos en la zona de suelo, produce un contenido en ^{14}C en el agua igual al contenido en ^{14}C del carbono moderno; ello independientemente

de que la calcita o dolomita que se disuelve en la zona de suelo tenga cantidades significativas de ^{14}C . Cuando tiene lugar la disolución de minerales carbonatados en la zona no saturada, hay normalmente suficiente cantidad de CO_2 generada por la descomposición de la materia orgánica moderna, para mantener el equilibrio del contenido en ^{14}C entre el agua y la atmósfera del suelo. Si la materia orgánica tiene decenas de años o algunas centenas, no importa mucho: estos períodos de tiempo son cortos con relación a la vida media del ^{14}C (5.730 años).

EJEMPLO 2.

El agua adquiere 100 mg/l de carbono inorgánico disuelto en la zona de suelo en condiciones de sistema abierto, y adquiere otros 100 mg/l de carbono inorgánico por disolución de calcita y dolomía bajo la superficie piezométrica. En este caso el valor de Q es 0.5. Casi toda la calcita y dolomía existentes en sistemas hidrogeológicos no contienen ^{14}C , porque originalmente esos minerales se formaron cientos de miles o millones de años antes y su ^{14}C se ha perdido por desintegración radiactiva. La aportación de carbono inorgánico al agua subterránea mediante la disolución de minerales del sistema cerrado, da origen a que el carbono inorgánico original sea diluido con el carbono no radiactivo. El valor de Q en este ejemplo es 0.5, porque este es el ratio inicial de ^{14}C moderno a carbono total (carbono original más el carbono adicional no radiactivo).

EJEMPLO 3.

El agua descrita en el ejemplo anterior se mueve según líneas de flujo a una zona en la que el contenido total de carbono inorgánico procedente de carbonatos minerales se

incrementa. El valor de Q entonces se hace más pequeño. Por ejemplo, si el agua entra en una zona donde está siendo generado CO_2 por sulfato reducción, y la calcita está siendo disuelta como resultado de un incremento de CO_2 , el intercambio Na-Ca el carbono adicional se puede esperar que esté desprovisto de ^{14}C . Si el agua adquiere 100 mg/l de carbono inorgánico de la materia orgánica y de la calcita, el valor de Q será $100/300 = 0.33$.

EJEMPLO 4.

Consideremos un agua que se mueve a lo largo de líneas de flujo a través de granito, que está completamente desprovisto de carbono mineral. El agua que se mueve a través del suelo en la zona de recarga, donde se carga en CO_2 a una presión parcial de 10 bar y a 15°C . El contenido de carbono orgánico disuelto es entonces 21 mg/l, y puesto que el pH del agua en equilibrio a esta presión sería 5, el carbono inorgánico disuelto está casi todo en forma de H_2CO_3 . Cuando el agua se mueve según líneas de flujo en el granito, los valores de pH y HCO_3 aumentarán gradualmente cuando tiene lugar la disolución de minerales silicatados tales como feldespatos y micas. Eventualmente el valor de pH puede llegar a 7 y casi todo el carbono inorgánico mineral estará presente como HCO_3 . El valor de Q , sin embargo, permanecerá como 1, mientras estos cambios ocurren, porque ningún carbono inorgánico nuevo es introducido en el agua subterránea de la masa de roca.

Estos ejemplos ilustran cómo el agua subterránea evoluciona químicamente durante su movimiento regional a lo largo de líneas de flujo y cómo Q puede disminuir en algunas ocasiones. Si se desea obtener información útil de la edad verdadera del agua a partir del ^{14}C es necesario comprender antes el origen geoquímico del carbono inorgánico en el agua. Esto se puede hacer usando modelos geoquímicos conceptuales. Estos modelos pueden ser

verificados y mejorados utilizando datos del contenido en ^{14}C basados en la interpretación hidroquímica y datos de ^{13}C como los trabajos de Pearson y Hanshaw (1970), Wigley (1975) y Reardon y Fritz (1978), Fontes y Garnier (1979).

Aunque en los ejemplos anteriores se ha focalizado la atención en el hecho de que la dilución de ^{14}C por procesos geoquímicos puede ejercer gran influencia en la datación del agua, se debe enfatizar que las edades ^{14}C pueden ser muy útiles en muchos tipos de investigaciones hidrogeológicas. Las edades ^{14}C pueden proporcionar una información muy válida, aunque haya una considerable incertidumbre en la determinación de Q . Las estimaciones detalladas de la edad a menudo no son necesarias para la solución de un problema. Por ejemplo, si el agua tiene 15.000 ó 30.000 años no es crucial muchas veces, si uno tiene un razonable grado de confianza de que está en ese rango. Con esta manera de pensar, inexactitudes grandes de Q tienen una relativa pequeña influencia en el cálculo de la edad.

Por ejemplo, si la edad no ajustada del agua de una muestra es 40000 años y el valor de Q , 0.7, la corrección de la edad obtenida es 37050 años. Si la inexactitud asociada a Q es grande, por ejemplo +0.2, el rango correspondiente en la edad ^{14}C es 34250-39135 años. Puesto que Q está en forma logarítmica, el efecto de Q es pequeño para valores grandes de t .

Como regla general, Mook (1972) ha sugerido que un valor de Q de 0.85 es una estimación razonable para muchas situaciones. Wigley, ha demostrado que en situaciones donde no hay generación de CO_2 debajo de la superficie piezométrica, no es probable que se obtengan valores de Q inferiores a 0.5.

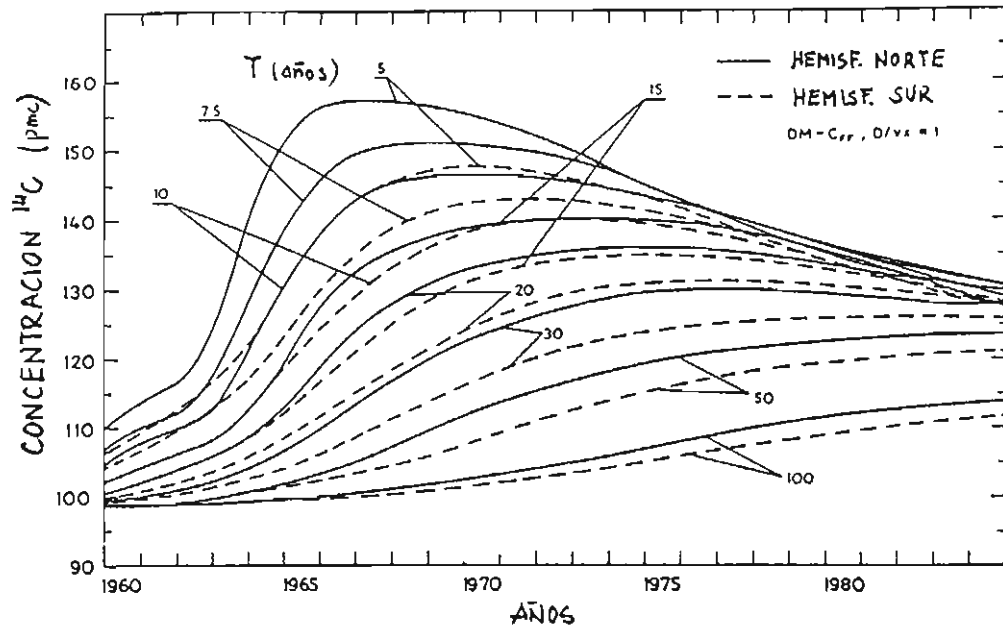


FIGURA 4.12.- Concentraciones de ^{14}C obtenidas con modelo de dispersión (altos valores de D/vx) y muestreo de flujo saliente (caso C_{FF}), para ambos hemisferios.

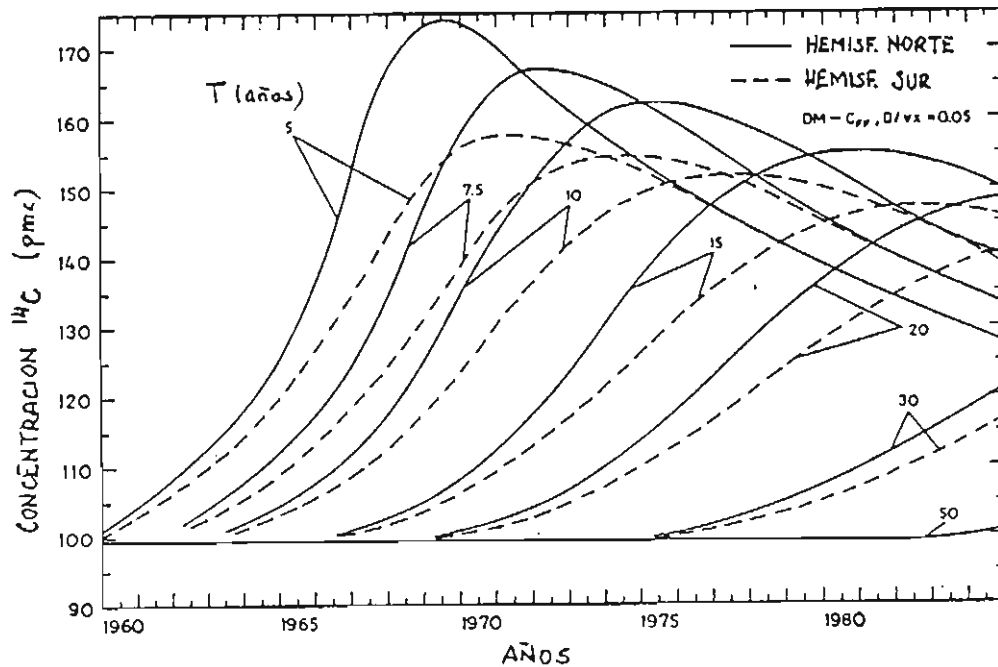


FIGURA 4.13.- Concentraciones de ^{14}C obtenidas con modelo de dispersión (bajo D/vx) y muestras de flujo saliente (caso C_{FF}), para ambos hemisferios.