

Artículo publicado en el Repositorio Institucional del IMTA

<i>Título</i>	Las técnicas isotópicas, una herramienta eficaz para el diagnóstico y evaluación de las aguas subterráneas.
<i>Autor / Adscripción</i>	Luis González Hita Luis Felipe Sánchez Díaz Instituto Mexicano de Tecnología del Agua
<i>Publicación</i>	Ingeniería Hidráulica en México; (1): 64-85
<i>Fecha de publicación</i>	1992
<i>Resumen</i>	En las últimas décadas, las aguas subterráneas se han constituido en una fuente de abastecimiento imprescindible para el desarrollo de las sociedades. La explotación de estos recursos hidráulicos ha propiciado su vulnerabilidad, en cuanto a la degradación de su calidad y a su agotamiento como recurso. Por la importancia que revisten el diagnóstico y la evaluación actualizada de las aguas subterráneas, en este trabajo se presentan las particularidades de las técnicas isotópicas como una herramienta eficaz, complementaria de los métodos clásicos, que abre una dimensión a la solución de problemas y contribuye a una mejor comprensión del comportamiento del agua en los diferentes ámbitos del ciclo hidrológico.
<i>Identificador</i>	http://hdl.handle.net/123456789/1268

Las técnicas isotópicas, una herramienta eficaz para el diagnóstico y evaluación de las aguas subterráneas

Luis González Hita
Luis Felipe Sánchez Díaz

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua,
Coordinación de Tecnología de Sistemas Hidráulicos

En las últimas décadas, las aguas subterráneas se han constituido en una fuente de abastecimiento imprescindible para el desarrollo de las sociedades. La explotación de estos recursos hidráulicos ha propiciado su vulnerabilidad, en cuanto a la degradación de su calidad y a su agotamiento como recurso. Por la importancia que revisten el diagnóstico y la evaluación actualizada de las aguas subterráneas, en este trabajo se presentan las particularidades de las técnicas isotópicas como una herramienta eficaz, complementaria de los métodos clásicos, que abre una dimensión a la solución de problemas y contribuye a una mejor comprensión del comportamiento del agua en los diferentes ámbitos del ciclo hidrológico.

Durante los últimos 100 años, las aguas subterráneas han llegado a constituir una fuente cada vez más importante de abastecimiento para usos domésticos, agrícolas e industriales en todo el mundo. A ello han contribuido la presencia casi ubicua de formaciones acuíferas, la calidad de las aguas subterráneas y el mejoramiento en las técnicas de perforación de pozos.

La explotación de los recursos hidráulicos subterráneos ha motivado, en gran parte, el desarrollo sostenido de las sociedades y también ha propiciado que la vulnerabilidad de dichos recursos se incremente, en cuanto a la degradación de su calidad, o bien en lo concerniente a su agotamiento.

En vista del interés que reviste el diagnóstico y la evaluación actualizada de las aguas subterráneas, a continuación se emiten algunas particularidades sobre el uso de las técnicas isotópicas en la geohidrología, como una herramienta que no suple, sino por el contrario, complementa a los métodos clásicos de esta disciplina. Se hace especial hincapié en los isótopos ambientales, constitutivos del agua, que permiten el estudio

regional de las aguas subterráneas. Se incluye una descripción somera de los métodos analíticos de medición empleados en el laboratorio de hidrología isotópica del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA). Se citan algunos de los principales temas de investigación con técnicas isotópicas y se presenta un caso de estudio específico: la Comarca Lagunera. Por último, se presentan algunas conclusiones al respecto.

Las técnicas isotópicas aplicadas a la geohidrología

De manera clásica, los patrones de flujo en un sistema se deducen mediante investigaciones indirectas, por ejemplo, la dirección de flujo en un acuífero se establece a partir de las equipotenciales del agua en la zona saturada y la transmisividad, a través de información derivada de pruebas de bombeo. En todas las investigaciones geohidrológicas, el punto de partida es suponer que el principio de continuidad en el agua se verifica en el

medio físico. Sin embargo, no es posible obtener identificaciones directas del agua misma.

Las técnicas isotópicas permiten resolver parcialmente esta limitación, ya que proporcionan información sobre el tipo, origen y edad del agua subterránea. Para este fin, los isótopos constitutivos de las moléculas de agua (^{18}O , ^2H , ^3H) reúnen las condiciones ideales como trazadores de las mismas moléculas del agua.

Por técnicas isotópicas se entiende el empleo de isótopos estables o radiactivos existentes en el medio ambiente, tanto de origen natural como artificial, de trazadores radiactivos inyectados artificialmente y de instrumentación generadora de radiaciones ionizantes.

En las aguas subterráneas se pueden constatar algunos aspectos generales sobre la distribución de estos isótopos: si el contenido isotópico no cambia dentro del acuífero, éste reflejará el origen del agua subterránea. Si por el contrario, el contenido cambia a lo largo de la dirección de flujo, entonces reflejará la historia del agua. El origen comprende la localización de las zonas, períodos y procesos de recarga; la historia, los procesos de mezclado, de mineralización y los mecanismos de descarga.

La aplicación artificial de radiotrazadores puede proporcionar, en teoría, información similar y, aun en casos de estudio específicos, datos más prácticos y precisos que los isótopos ambientales. Sin embargo, cada tipo de trazador cubre esferas de aplicación distintas en extensión y alcance: los radiotrazadores adicionados artificialmente, por lo general se emplean en un nivel de microescala, para dilucidar problemas de índole puntual, espacial y temporalmente hablando. En contraste, los isótopos ambientales permiten abordar a escala regional, cualquier problema geohidrológico sin limitaciones de tiempo y espacio.

Los isótopos más comúnmente utilizados en geohidrología son, como ya se mencionó, los constitutivos de las moléculas de agua, por ser conservativos en un intervalo amplio de temperaturas (^{18}O , ^2H , ^3H). Adicionalmente, otros isótopos ambientales existentes en el agua, en forma de compuestos disueltos (^{14}C , ^{13}C , ^{34}S , ^{15}N), son extremadamente valiosos para el estudio y diagnóstico del ciclo hidrológico.

La hidrología isotópica puede aplicarse como una metodología de aproximación independiente para la solución de problemas específicos; sin embargo, las investigaciones que incluyen una combinación de información hidrológica, geohidrológica, hidroquímica e isotópica conducen a

resultados y conclusiones más seguras y confiables (Payne, 1988).

En la actualidad la hidrología isotópica es una ciencia típicamente interdisciplinaria, que se emplea de manera habitual en las investigaciones hidrológicas, no obstante estar sujeta a una evolución científica permanente.

Isótopos estables constitutivos del agua

Generalidades

Como es sabido, el hidrógeno natural está formado por mezclas de sus isótopos ^1H (protio), ^2H (deuterio) y ^3H (tritio) y el oxígeno por ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O . En la naturaleza el ^1H y ^{16}O son los componentes mayoritarios, de forma que la especie molecular más abundante del agua es la que corresponde a la combinación de $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$. Pero, además de esta especie molecular existen otras más pesadas que incorporan un átomo de ^2H (también se denota con la letra D), de ^{18}O , ^{17}O , u otras combinaciones de estos isótopos. Las moléculas con ^{17}O ó las que incorporan dos componentes minoritarios no son de interés para la hidrología por encontrarse en una proporción despreciable en comparación con las moléculas DHO y H_2^{18}O .

Las proporciones medias de las tres especies moleculares de interés hidrológico, en el agua del mar son (Araguas y Gonfiantini, 1989):

H_2^{16}O :	997 680 partes por millón
HD^{16}O :	320 partes por millón
H_2^{18}O :	2 000 partes por millón

La denominada relación isotópica R está definida por la expresión:

$$R = \frac{\text{Núm. de moléculas del tipo } ^1\text{HD}^{16}\text{O} \text{ (ó } ^1\text{H}_2^{18}\text{O})}{\text{Núm. de moléculas del tipo } ^1\text{H}_2^{16}\text{O}}$$

La relación isotópica del agua en la hidrosfera es variable, porque depende de la evolución experimentada con anterioridad por las moléculas, desde que escaparon del océano hasta su llegada al lugar del muestreo.

A fin de expresar de forma homogénea las variaciones de dicha relación, fue preciso definir una muestra de agua patrón que sirviera de referencia para los distintos laboratorios dedicados a la medición del contenido isotópico de muestras de agua natural. Para ello, se preparó el llamado "patrón medio de agua del mar" conocido como

SMOW (de sus siglas en inglés, correspondientes a Standard Mean Ocean Water) (International Atomic Energy Agency, 1963). La primera versión fue originalmente preparada por H. Craig a partir de muestras de diferentes océanos, tomadas a profundidades comprendidas entre 500 y 2000 m (Craig, 1961).

Este patrón de referencia ha sido reproducido posteriormente, de manera regular, por el Organismo Internacional de Energía Atómica.

Las variaciones de la relación isotópica para oxígeno o deuterio, con respecto al patrón SMOW, se expresan como desviaciones en por mil (‰), mediante la expresión:

$$\delta(\text{‰}) = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \times 10^3 \quad (1)$$

El valor de δ puede ser positivo o negativo, dependiendo de si la muestra tiene mayor o menor relación isotópica que el SMOW. Una δ positiva indica, por tanto, mayor concentración que el SMOW en el isótopo pesado correspondiente (^{18}O ó D).

Fraccionamiento isotópico

La desviación δ en las aguas meteóricas varía entre límites amplios debido a diferentes causas. Una es el fraccionamiento producido durante los cambios de estado, el cual es motivado por la diferencia de presión de vapor de las tres especies moleculares. Si designamos por p a esta presión de vapor, se cumple:

$$p(^1\text{H}_2^{16}\text{O}) > p(^1\text{H}_2^{18}\text{O}) > p(^1\text{HD}^{16}\text{O}) \quad (2)$$

La presión de vapor determina la velocidad de evaporación o de condensación del agua. Por tanto, las moléculas ligeras ($^1\text{H}^{16}\text{O}$), que tienen mayor presión de vapor, se evaporan más rápido y se condensan más lentamente que las moléculas pesadas, es decir, presentan una tendencia mayor a permanecer en la fase de vapor durante el cambio de estado. El factor de fraccionamiento α se define por la expresión:

$$\alpha_{A(B)} = \frac{R_B}{R_A} \quad (\text{o} \quad \frac{R(B)}{R(A)}) \quad (3)$$

Y expresa la relación isotópica en la fase o compuesto B relativo al del A . Este coeficiente indica enriquecimiento ($\alpha > 1$) o empobrecimiento ($\alpha < 1$) del isótopo pesado en B con respecto a A .

En general, los efectos isotópicos son pequeños: $\alpha \neq 1$, por lo cual, la desviación de α respecto a 1 es por definición el coeficiente de enriquecimiento isotópico y se emplea con frecuencia en hidrología isotópica:

$$\epsilon = (\alpha - 1) \times 10^3(\text{‰}) \quad (4)$$

Si se cumple la condición de equilibrio entre fases (evaporación o condensación en condiciones de equilibrio), el coeficiente de fraccionamiento equivale al cociente entre las presiones de vapor de las dos especies moleculares consideradas.

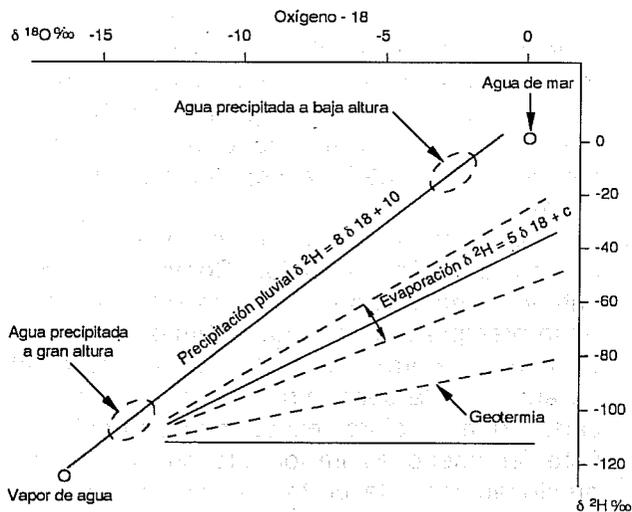
El valor de α es mayor que la unidad y aumenta a medida que disminuye la temperatura a la cual se produce el cambio de estado. Por tanto, en la fase de vapor, la relación isotópica es menor que en la fase líquida y el valor α es más negativo que el de ésta.

Cuando un sistema binario, como las mezclas de H_2O con DHO o con H_2^{18}O , se encuentra en un estado termodinámico en el cual las dos fases (líquido y vapor) pueden coexistir, las proporciones de los componentes de ambas fases están determinadas por la tendencia relativa de cada componente a pasar de una fase a otra de acuerdo con su presión de vapor. En tales condiciones, las dos fases se encuentran en equilibrio, y el valor de α permanece constante. Pero si la energía del sistema se modifica por calentamiento o enfriamiento, el valor de α se modifica también. Si este proceso es muy lento, se conserva la constancia de este coeficiente. Cuando el cambio de estado se produce en condiciones de equilibrio, las concentraciones de ^{18}O ó D , así como las desviaciones de α , se modifican en cualquiera de las fases, a lo largo de una línea que obedece a la ecuación

$$\delta_D = 8\delta_{18} \quad (5)$$

En la naturaleza, el fenómeno de condensación ocurre en condiciones muy próximas a las de equilibrio, pero éstas no se mantienen casi nunca en la evaporación. Cuando el cambio de estado se realiza en condiciones de no equilibrio, el fraccionamiento isotópico aumenta proporcionalmente en mayor magnitud para el ^{18}O que para el D y, por tanto, la relación $\text{DHO}/\text{H}_2^{18}\text{O}$ en la fase de vapor es más baja que cuando existe equilibrio. Como consecuencia de ello, la pendiente o coeficiente angular de la recta anterior es menor que 8 (entre 4 y 6, según los casos) (véase ilustración 1). Este fenómeno está motivado por el efecto cinético

1. Variaciones naturales del contenido de ^2H y ^{18}O en el ciclo hidrológico



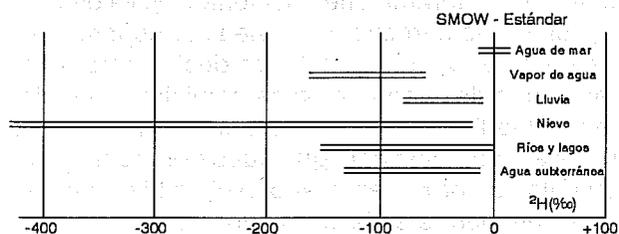
inherente a la transferencia de moléculas de una fase a otra, en la cual intervienen los coeficientes de difusión de las distintas especies moleculares, que son diferentes.

Composición isotópica de las aguas meteóricas

La composición isotópica del agua del mar es muy uniforme (valor δ próximo a cero), excepto en áreas concretas de dimensiones reducidas, donde pueden producirse variaciones significativas debido a la acumulación de aguas continentales (por ejemplo, desembocaduras de ríos) o cuando hay un efecto de evaporación (mares interiores, bahías muy cerradas, etc.). En la ilustración 2 se muestran los rangos típicos de variación en el contenido del deuterio para diferentes tipos de agua de formación natural. Las variaciones correspondientes en el contenido de oxígeno-18 son similares.

El proceso de transporte del agua del mar hacia los continentes conlleva la evaporación de aquella para formar la nube y la condensación posterior del vapor. Estos fenómenos dan lugar al fraccionamiento isotópico de las especies moleculares

2. Variaciones naturales del contenido de deuterio en diferentes tipos de agua



existentes en el agua. El fraccionamiento producido por evaporación del agua del mar hace que la nube formada tenga siempre valores negativos con respecto a ella. Como dicho fraccionamiento aumenta al disminuir la temperatura, la nube será tanto más negativa cuanto más baja sea la temperatura de evaporación. Como la evaporación se produce en condiciones de no equilibrio, se origina un efecto cinético adicional que hace que la nube y las precipitaciones subsiguientes producidas a expensas de la misma no obedezcan a la ecuación $\delta_D = 8\delta_{18}$, sino que caen dentro de una línea cuya ecuación es:

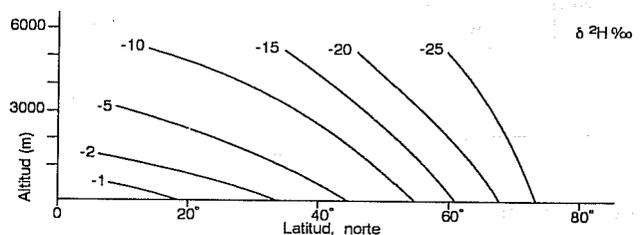
$$\delta_D = 8\delta_{18} + 10 \quad (6)$$

Esta ecuación es válida para la mayor parte de las aguas meteóricas del globo, pero hay muchas zonas donde no se cumple, por ejemplo, en regiones litorales, islas pequeñas y áreas que reciben frentes nubosos procedentes de mares interiores. La ordenada en el origen de valor 10 en la ecuación anterior se denomina exceso de deuterio.

La composición isotópica de las precipitaciones que ocurren sobre los continentes depende de la historia del agua, que se inicia en el momento de salir del mar y termina cuando se colecta la muestra (Fritz y Fontes, 1980). A medida que la nube avanza, va perdiendo agua por condensaciones sucesivas hasta que el frente nuboso pierde su actividad. Puesto que las moléculas pesadas HDO y H_2^{18}O condensan de forma preferente, la nube se va empobreciendo en estas dos especies moleculares. Esto hace que las precipitaciones tengan valores δ más negativos a medida que se alejan de la fuente de producción de vapor (véase ilustración 3).

Los océanos son las fuentes de producción de humedad, por lo cual, la precipitación pluvial en las planicies costeras no difiere sustancialmente de la precipitación oceánica, pero a medida que la humedad es transportada hacia los continentes,

3. Concentración de deuterio en función de la latitud y altitud

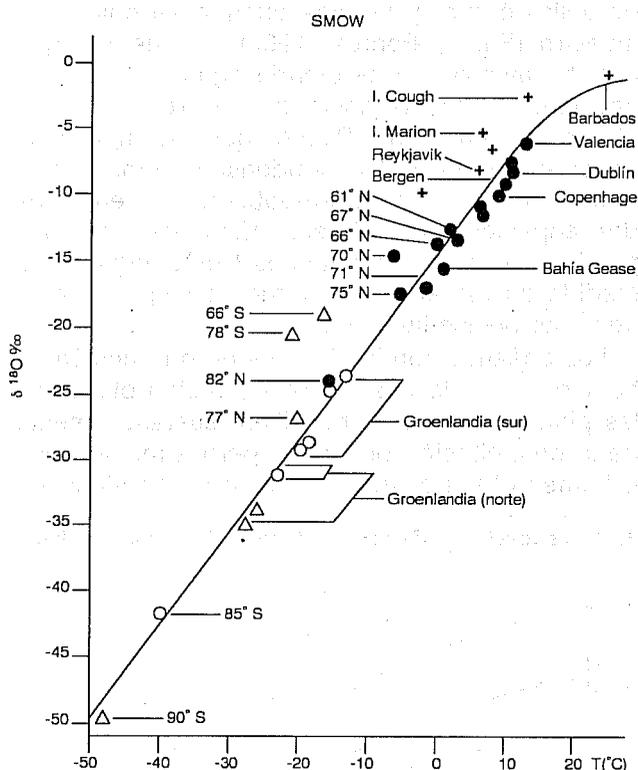


se produce un empobrecimiento de los isótopos pesados. Una parte importante de la humedad precipitada reingresa a la atmósfera, por efecto de la evapotranspiración, sin experimentar fraccionamiento isotópico adicional; es decir, retorna con la misma composición isotópica con la cual se precipita. Por ello existen correlaciones sencillas, entre los valores delta promedio de la precipitación y la temperatura. En la ilustración 4 se muestra la variación de la δ_{18} del agua de lluvia *versus* la temperatura, observada a escala global por W. Dansgaard, en estaciones del Océano Atlántico (Dansgaard, 1964).

La mayor parte del vapor atmosférico se produce en las regiones de los vientos alisios, situados alrededor de una latitud de 20° N y S. Estas regiones de producción preferencial de vapor de agua se desplazan hacia los polos en verano y se alejan en invierno por efecto térmico. Este hecho, junto con la menor temperatura ambiente de invierno (mayor coeficiente de fraccionamiento), hace que las precipitaciones de la mayor parte de los puntos del globo sean más negativas en invierno que en verano.

Además de los fenómenos relacionados, la composición isotópica de las precipitaciones líquidas

4. $\delta^{18}\text{O}$ vs. temperatura media anual en diferentes latitudes



Fuente: OIEA, 1968

puede modificarse, en el mismo momento en que se produce, por las dos causas siguientes:

- El intercambio isotópico con el vapor atmosférico previamente existente. Este fenómeno influye sólo durante los momentos iniciales de la precipitación porque, luego, la atmósfera se satura de vapor de igual composición que esta última.
- La evaporación parcial de las gotas de agua durante su caída al suelo. Como en el caso anterior, afecta sólo en los momentos iniciales de la precipitación, cuando la atmósfera no se encuentra saturada de vapor. Su efecto es el de aumentar la concentración de isótopos pesados, dando valores excesivamente positivos. Este fenómeno es importante en el caso de precipitaciones de corta duración o de poca intensidad.

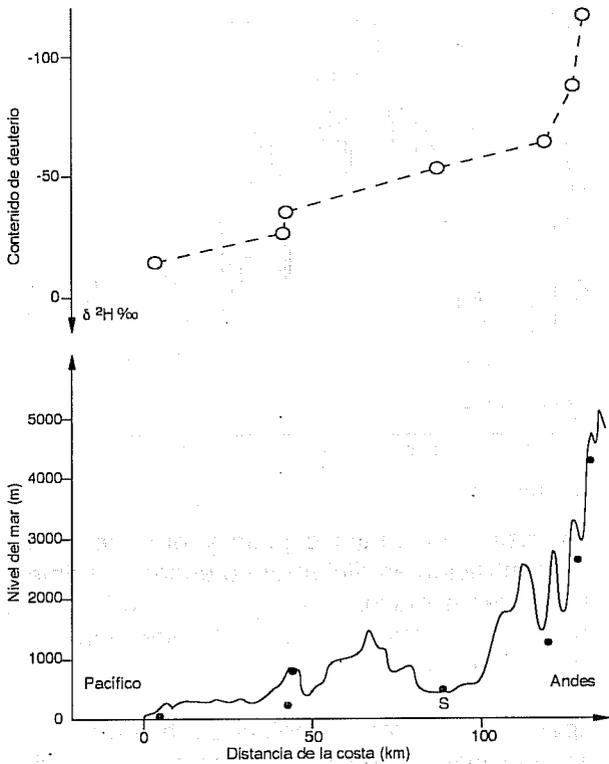
Otro factor muy importante que influye en la composición isotópica de las precipitaciones de áreas montañosas, es el llamado efecto de altitud, derivado de la mayor velocidad de difusión de las moléculas ligeras en la atmósfera durante el desarrollo vertical de las nubes y del aumento de la condensación del vapor de agua a medida que disminuye la temperatura. El resultado es que las precipitaciones de cotas más elevadas son más negativas; la proporción de cambio es del orden de 0.3 por mil para el ^{18}O y de 2.5 por mil para el D (valores δ) para cada 100 m de diferencia de altitud (véase ilustraciones 3 y 5).

A pesar de los factores indicados, las precipitaciones de cualquier punto del globo tienen una composición anual media característica, que se repite año tras año con variaciones pequeñas (véase ilustración 6).

Otros factores que causan fraccionamiento

La composición isotópica de las precipitaciones puede modificarse durante el proceso de infiltración, como consecuencia de una evaporación parcial de la misma. El resultado es que el agua se hace más pesada (valores δ más positivos) y los puntos del diagrama que relacionan los valores δ_D y δ_{18} caen a la derecha de la línea correspondiente a la ecuación $\delta_D = 8\delta_{18} + 10$, es decir, sobre la llamada línea de evaporación de coeficiente angular menor que 8 y de exceso de deuterio menor que 10. La evaporación del agua puede producirse por acumulación previa en la superficie o bien una vez que se encuentra en la capa superficial de la zona

5. Contenido de 2H de la precipitación media mensual con el perfil de altitud en la dirección W-E



Fuente: Stichler, W., 1980

no saturada. El efecto es similar y el grado de enriquecimiento isotópico depende de la fracción de agua que se evapore (véase ilustración 1).

Como consecuencia de las variaciones estacionales de los valores δ en las precipitaciones, se comprende que la composición isotópica de las aguas subterráneas depende del período del año en que se produce la recarga. Pero, como este período se conserva de forma regular, las aguas infiltradas suelen tener una composición isotópica más o menos constante.

En el caso de las aguas sometidas a elevadas temperaturas en el subsuelo (aguas termales), suele producirse un intercambio isotópico significativo entre el oxígeno del agua y el del medio rocoso (silicatos, carbonatos, etc.). Como en general el oxígeno de la roca tiene un valor δ próximo a cero por mil y el del agua suele ser negativo, el valor de esta última se aproxima a cero. El fenómeno es fácil de apreciar porque en el diagrama (δ_D vs δ_{18}) los puntos se desplazan de la línea de aguas meteóricas de forma paralela al eje de la δ_D , ya que este último no varía (véase ilustración 1).

Otro factor importante en algunos casos es el que permite identificar aguas antiguas de épocas pasadas más frías (períodos glaciares) basándose en sus valores δ excesivamente negativos. Ello es consecuencia del aumento del fraccionamiento cuando disminuye la temperatura.

Tritio ambiental

Generalidades

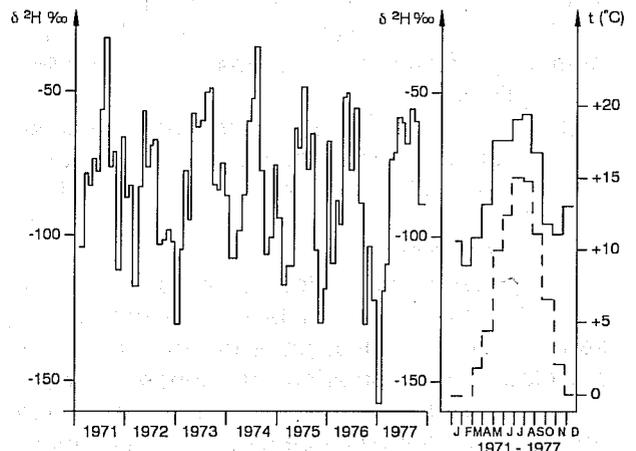
El tritio (T) es un isótopo radioactivo del hidrógeno con número de masa 3 (3H) que se desintegra por emisión de partículas beta de una energía máxima de 18 KeV, con un período de semidesintegración de 12.43 años.

La presencia del tritio en las precipitaciones se debe a las siguientes causas:

- Emisión directa por el sol a razón de 0.12 átomos/s/cm² de superficie solar.
- Reacciones nucleares producidas en la alta atmósfera por interacción de los rayos cósmicos con el nitrógeno y otros gases, variando la velocidad de producción entre 1 y 1.5 átomos/s/cm² de superficie terrestre.
- Explosiones termonucleares (reacciones de fusión de bombas de hidrógeno) producidas en la atmósfera entre 1952 y 1963 y con menos frecuencia en tiempo reciente.

Las dos primeras fuentes de producción de este elemento (origen cosmogénico) han actuado permanentemente, produciendo concentraciones

6. Contenido de 2H en la precipitación media mensual de Hohenpei Benberg (RFA), promedio pesado mensual de 2H y temperatura media mensual en el periodo 1971 a 1977



Fuente: Stichler, W., 1980

medias en las precipitaciones comprendidas entre 2 y 10 unidades de tritio (U.T.), dependiendo del lugar. La unidad de tritio corresponde a una relación en número de átomos presentes $T/H = 10^{-18}$ y equivale a 3.2×10^{-3} microcurios por m^3 de agua.

Tritio de origen termonuclear

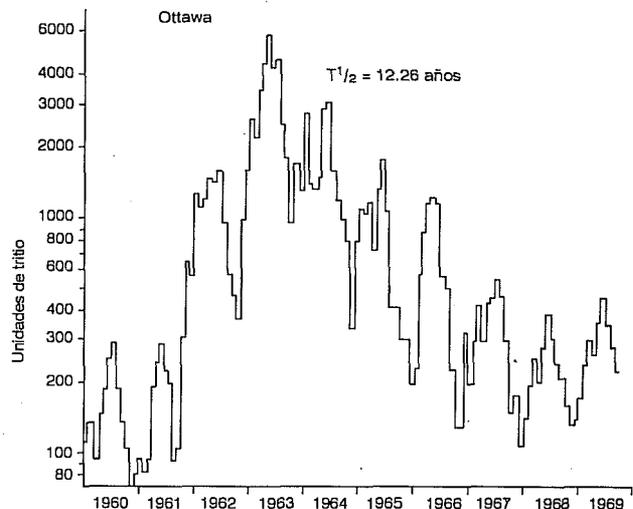
Las explosiones nucleares liberaron en la atmósfera grandes cantidades de tritio, de forma que las concentraciones en las precipitaciones llegaron a alcanzar valores de hasta mil veces mayores que los existentes con anterioridad a los ensayos nucleares. El tritio liberado en la atmósfera en forma de hidrógeno da lugar a la formación de moléculas de agua del tipo THO, y se incorpora como tal al ciclo hidrológico.

Cuando una masa de agua queda aislada en el subsuelo, después de su infiltración, su concentración de tritio disminuye de acuerdo con el período de semidesintegración de este isótopo. Debido a este proceso de desintegración natural, las concentraciones de tritio en aguas infiltradas con anterioridad a 1952 son difícilmente detectables en la actualidad y, de forma inversa, la presencia de tritio indica infiltración o recarga producida durante el lapso termonuclear.

Durante el período 1952–1981, la concentración de tritio en las precipitaciones de cualquier punto del globo ha variado dentro de límites muy amplios. Esta variación ha sido motivada, principalmente, por las causas siguientes:

- Frecuencia e intensidad de las explosiones termonucleares, representadas por el número de megatones detonados durante cada año. Estos factores determinaron la aparición de picos de concentración en 1954, 1959, y sobre todo, en 1963, siendo este último derivado del elevado número de ensayos realizados en 1961 y 1962 (véase ilustración 7).
- Lugar de realización de los ensayos, que en su mayor parte, corresponden al hemisferio norte. Por esta razón las concentraciones producidas en este hemisferio fueron muy superiores a las del hemisferio sur.
- Oscilaciones estacionales como consecuencia de los flujos existentes en la estratósfera, donde se almacena la mayor parte del tritio liberado, mezclado en la tropósfera, de donde es arrastrado por las precipitaciones. En el hemisferio norte estos fenómenos se traducen en la aparición de un pico de mayor concentración durante

7. Variación de tritio en Ottawa, Canadá



Fuente: Stichler, W., 1980

los meses de mayo o junio y otro de menor concentración en diciembre o enero; el primero es 1.4 veces mayor que la concentración media anual y el segundo, unas 0.4 veces inferior a dicha concentración.

Aparte de los efectos indicados, hay otros factores que influyen en la concentración de tritio en las precipitaciones, tales como la latitud (la concentración aumenta con ésta) y el grado de continentalidad (mayor concentración al aumentar la distancia al mar). En las zonas costeras se produce un intercambio entre el vapor de agua local procedente del mar y el agua de los frentes nubosos haciendo que la concentración disminuya. Esto es consecuencia de que la concentración en el agua de mar es muy baja (10 o más veces menor que en las precipitaciones locales) (Eriksson, 1965; Plata, 1972 e International Atomic Energy Agency, 1967).

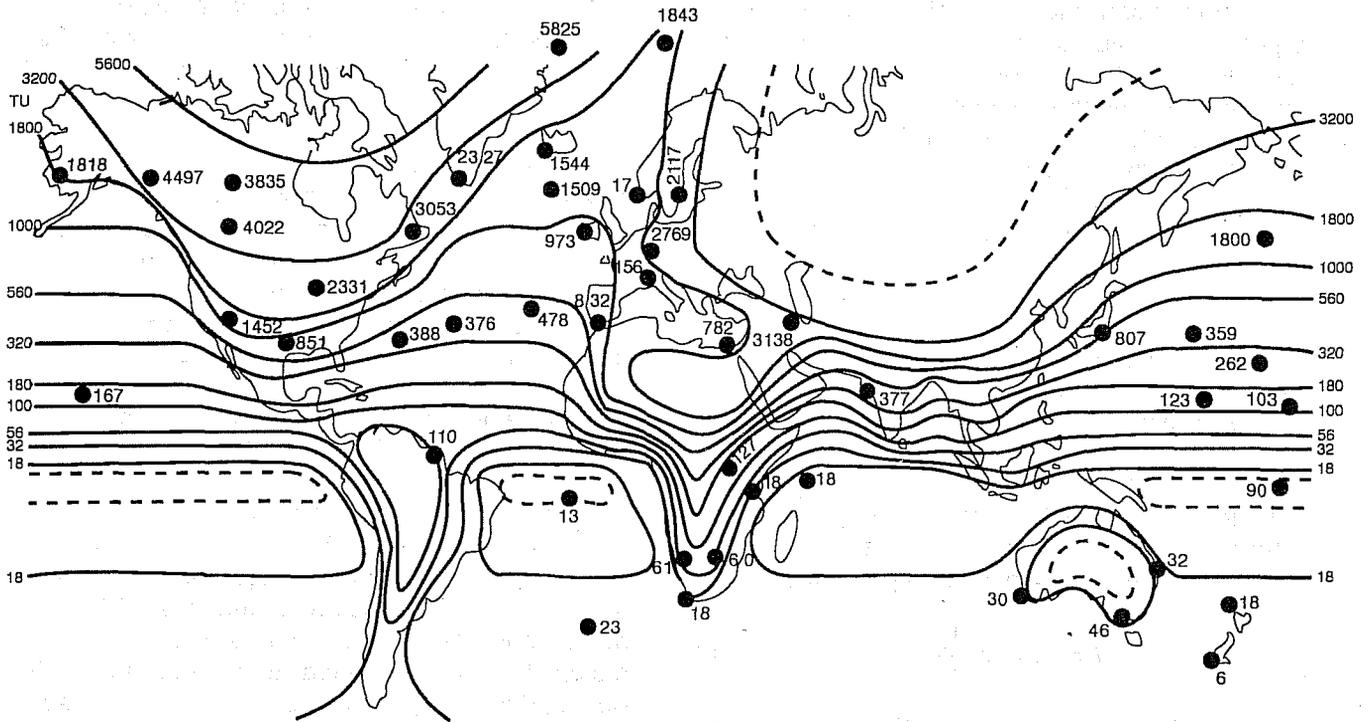
En la actualidad el hemisferio norte tiene concentraciones de tritio mucho mayores que los valores correspondientes al hemisferio sur. En la ilustración 8 se muestra un ejemplo de la distribución global de tritio, monitoreado por la red mundial de estaciones del Organismo Internacional de Energía Atómica y la Organización Meteorológica Mundial (Wilsen y Ferguson, 1960).

Carbono - 14

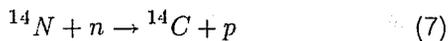
Generalidades

El carbono-14 es un isótopo radiactivo que se desintegra por emisión de partículas beta de 156

8. Distribución global de tritio (valores promedio para 1963)



KeV de energía máxima, con un período de semi-desintegración $t_{1/2}$ de valor de 5 730 años. Este isótopo se genera de forma continua en la alta atmósfera, por interacción de los neutrones liberados por la radiación cósmica con el nitrógeno-14, de acuerdo con el proceso:



(n = neutrón, p = protón)

La mayor parte del ^{14}C se produce a una altitud media de unos 1 600 m y llega a la superficie terrestre en forma de CO_2 . Entra a formar parte del ciclo biológico del carbono, distribuyéndose, por tanto, entre la atmósfera y todos los seres vivos. La composición natural del carbono se indica en el cuadro 1.

Es un hecho aceptado universalmente que la tasa de producción de ^{14}C en la atmósfera se ha mantenido constante, al menos, durante los últimos 10 000 años (International Atomic Energy Agency, 1968). Ello implica la constancia del flujo de rayos cósmicos que irradia la atmósfera. En cualquier caso, las variaciones posibles ocurridas son pequeñas y no influyen en la datación de

1. Composición natural y algunas propiedades de los isótopos del carbono

Núcleo	Peso del isótopo ($^{12}\text{C}=12$)	Tipo de decaimiento	Energía máxima (MeV)	Vida media	Abundancia natural (%)
^{10}C	10.01700	$\beta+$	1.90	191.0 s	—
^{11}C	11.01114	$\beta+$	0.98	20.4 m	—
^{12}C	12.00000	estable	—	—	98.89
^{13}C	13.00335	estable	—	—	1.11
^{14}C	14.00324	$\beta-$	0.156	5730.0 a	10^{-10} *
^{15}C	15.00940	β, γ	9.8($\beta-$) 5.3(γ)	2.3s	—
^{16}C	16.00963	—	—	0.7 s	—

*El valor está basado en la concentración atmosférica de ^{14}C de 0.2 Bq/g de carbono. El carbono de los materiales fósiles, sedimentos marinos y materiales geológicamente antiguos no contiene ^{14}C .

las aguas subterráneas, donde son mucho más importantes los errores derivados de otras causas.

El tiempo medio de permanencia del ^{14}C en la atmósfera es inferior a 5 años y su intercambio con el de los seres vivos es muy rápido. Debido a esta renovación tan rápida del ^{14}C en comparación con su vida promedio ($5\,730/\ln 2 = 8\,267$ años), la actividad específica (microcurios por gramos de carbono) del mismo en la atmósfera y en todos los seres que participan del ciclo biológico, se mantiene constante para cualquier lugar de la

Tierra (Olsson, 1968). Dicha actividad específica tiene un valor medio de 13.56 desintegraciones por minuto por cada gramo de carbono.

Cuando el carbono queda aislado del ciclo biológico por la muerte del ser vivo o, en el caso del agua, por infiltración de ésta, su actividad específica disminuye en función del tiempo, de acuerdo con la ley exponencial de desintegración radiactiva dada por la ecuación:

$$A_t = A_0 e^{-\lambda t}, \text{ o bien } A_t = A_0 e^{-t \ln 2 / t_{1/2}} \quad (8)$$

siendo:

- A_t = actividad al cabo del tiempo t
- A_0 = actividad inicial.
- λ = constante de desintegración.
- $t_{1/2}$ = período de semidesintegración.

Teniendo en cuenta el valor de $t_{1/2}$ indicado anteriormente para el carbono, la edad t de una determinada muestra viene dada por la expresión:

$$t = 8267 \ln \frac{A_0}{A_t} \quad (9)$$

La actividad inicial A_0 se obtiene a través de un patrón universal de ácido oxálico preparado con carbono de 1950, exento de C de origen termonuclear, por el National Bureau of Standards. La actividad A_t se expresa como tanto por ciento de la correspondiente al patrón A_0 y la ecuación anterior queda de la forma:

$$t = 8267 \ln \frac{100}{P_m} \quad (10)$$

P_m = tanto por ciento de actividad de la muestra respecto al patrón de carbono moderno.

Reacciones que alteran la actividad específica

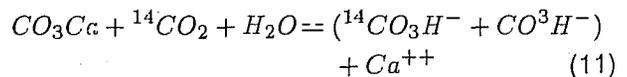
Cuando el carbono de la muestra permanece inalterado durante el período transcurrido desde su aislamiento del ciclo biológico, hasta el momento de realizar la toma de la muestra, la ecuación (9) conduce a buenos resultados. Esto ocurre con frecuencia en el caso de restos de seres vivos, sobre todo cuando se trata de carbono orgánico. Por lo que toca al agua, la datación se realiza a partir del carbono-14 asociado con las especies carbonatadas del agua (CO_2 e ión bicarbonato). Inicialmente, el ^{14}C llega al agua por disolución

de CO_2 moderno durante la precipitación y sobre todo durante el proceso de infiltración. La presión parcial de CO_2 en la atmósfera es del orden de $10^{-3.5}$ atm, mientras que en la capa superficial del suelo es de 10 a 100 veces mayor (10^{-2} atm). Esto se debe al CO_2 aportado por las plantas en su proceso respiratorio y la descomposición de sus restos. Por tanto, la mayor parte del CO_2 arrastrado por el agua durante su infiltración procede de esta capa superficial (carbono biogénico).

En el agua subterránea el carbono se encuentra presente en forma de bióxido de carbono disuelto, ión bicarbonato e ión carbonato. De acuerdo con el valor del pH más usual de las aguas subterráneas, la forma de ión carbonato rara vez se encuentra de manera natural; por lo cual la atención se centra en el ión bicarbonato y el bióxido de carbono (véase ilustración 9).

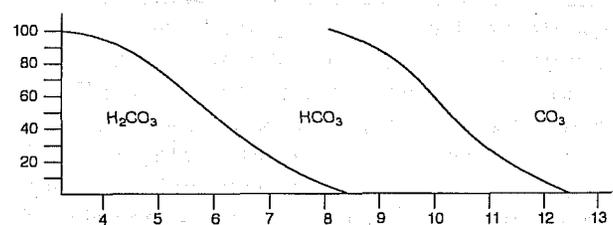
Cuando el agua se precipita sobre la superficie del terreno, contiene bióxido de carbono disuelto, el cual a su vez forma ácido carbónico. Sin embargo, el agua en contacto directo con la atmósfera no puede disolver más de 1.2 mmoles de HCO_3^- /l; no obstante, es común encontrar valores superiores en el agua subterránea. Esto se debe al hecho de que durante el proceso de percolación, el agua de lluvia al atravesar la zona de aereación, absorbe el bióxido de carbono de origen biogénico hidrolisado, en forma de iones carbonato y bicarbonato. Los principales procesos que ocurren en la zona saturada, se representan en un diagrama de bloques (véase ilustración 10).

Como se sabe, el agua con exceso de CO_2 disuelto es químicamente activa y reacciona con los carbonatos existentes en el medio sólido de acuerdo con el proceso:



Los carbonatos del medio son de formación muy antigua y, salvo casos excepcionales, están exentos de ^{14}C . Por tanto, al producirse esta

9. Variación natural de las especies carbonatadas en función del pH medio



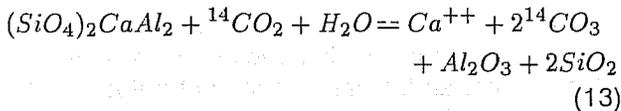
aportación de carbono antiguo, disminuye la actividad específica del carbono total. De acuerdo con el proceso anterior, todo el carbono existente en forma de CO_2 y la mitad del que está en forma de bicarbonato serían del tipo biogénico, es decir, aportado por el agua durante su infiltración. Por tanto, con un análisis químico simple del agua bastaría para determinar un factor de corrección de la edad, por efecto del aporte de carbono antiguo procedente del medio. Pero el proceso es todavía más complicado. Una vez que se alcanza el equilibrio definido por la ecuación (11) dentro de la zona no saturada, se tiene un sistema, formado por agua que contiene CO_2 y CO_3H^- en equilibrio, en contacto con una fase gaseosa que contiene CO_2 moderno. En tales condiciones, se produce un intercambio isotópico entre dicho CO_2 y las especies carbonatadas del agua, del tipo siguiente:



La constante de equilibrio de este intercambio depende de la presión parcial de CO_2 en la zona no saturada y de la temperatura. Su resultado es un aumento de la actividad específica del ${}^{14}C$ en el carbono total del agua.

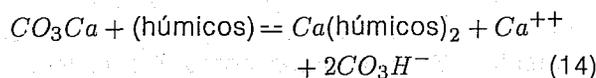
Aparte de los procesos anteriores, hay otras reacciones químicas que pueden producirse en el subsuelo y que pueden alterar la actividad específica del carbono-14 del agua. Estas son las siguientes:

- Meteorización de silicatos



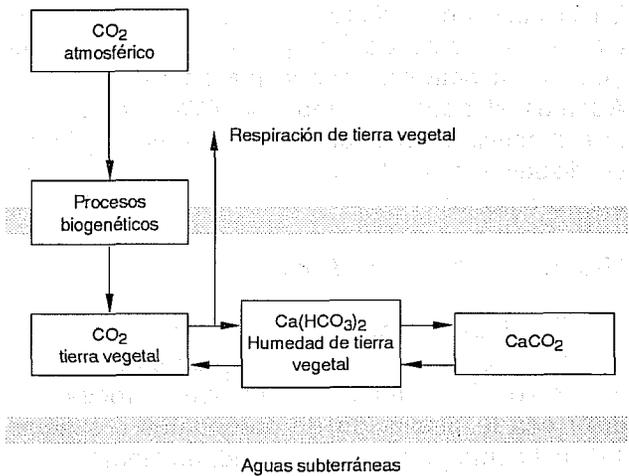
La transformación de CO_2 en CO_3H^- rompe el equilibrio de las especies carbonatadas, y puede dar lugar a la precipitación de carbonatos.

- Disolución de carbonatos por ácidos húmicos



Se produce un aporte al agua de carbono antiguo exento de ${}^{14}C$.

10. Principales procesos que afectan la composición isotópica de las especies carbonatadas durante el ciclo hidrológico del carbono

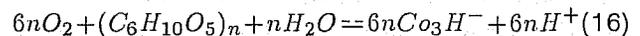


- Reducción de sulfatos por metano



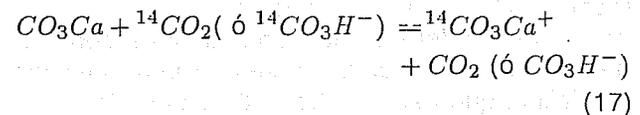
Igualmente, se produce aporte de carbono fósil al agua.

- Oxidación de restos de plantas



Los restos serían muy antiguos y estarían exentos de ${}^{14}C$. Además, los hidrogeniones liberados producirían la disolución de CO_3Ca .

- Intercambio isotópico del tipo:



Se produce una disminución en la actividad específica del ${}^{14}C$. Este intercambio sólo es importante en el caso de aguas sometidas a temperaturas elevadas.

- Precipitación de carbonatos

Puede producirse como consecuencia de un cambio del pH del agua o por efecto del ión común, por ejemplo, disolución de yeso. Al precipitar CO_3Ca quedan libres hidrogeniones y se produce la disolución de CO_3Ca del medio.

- Aporte de CO_2 de origen volcánico

En el caso de acuíferos en áreas volcánicas, el CO_2 está exento de ^{14}C y origina una disminución de la actividad específica de este isótopo. Además el aporte al agua de CO_2 proporciona nueva actividad química a ésta y, como resultado, se disuelve más CO_3Ca del medio, con el mismo efecto anterior.

Métodos de corrección de la edad

Se han desarrollado métodos de corrección de la edad del agua subterránea, obtenida por el método del ^{14}C , para el caso en que el proceso del error sea la disolución de carbonatos (ecuación 11), así como para casos en que, adicionalmente, se produzca intercambio isotópico (ecuación 12) y precipitación de CO_3Ca . Como se desprende de lo expuesto en el apartado anterior, el carbono que se extrae de la muestra de agua del acuífero procede, en parte, del carbono biogénico disuelto por el agua en forma de CO_2 en el momento de su infiltración y, en parte, de los carbonatos del medio sólido disueltos por el agua. Los métodos de corrección tratan de evaluar la proporción en que intervienen ambos tipos de carbono en el correspondiente de la muestra. El tanto por ciento en que interviene el carbono biogénico se utiliza en la ecuación (9) en sustitución del 100 por ciento. A continuación se describen brevemente algunos de los principales métodos correctivos.

- Método de Vogel

Está basado exclusivamente en resultados experimentales. Según este método, todas las muestras de aguas modernas, no contaminadas con ^{14}C de origen termonuclear presentan una actividad específica que oscila entre el 80 y 90% de la correspondiente al patrón de carbono moderno. El criterio consiste en utilizar como valor de A_0 , en lugar del 100%, el valor de $85 \pm 5\%$ (Vogel y Ehhalt, 1973; Vogel, 1970).

- Método de Tamers

Este método se basa en admitir como única fuente de alteración de la actividad del ^{14}C del agua la definida por la ecuación (11). Por tanto, se considera que todo el CO_2 presente en la muestra de agua más la mitad de los bicarbonatos proceden del carbono biogénico. La edad se calcula entonces por la expresión siguiente (Tamers, 1975):

$$t = 8267 \ln \left(\frac{100}{P_m} \frac{a + 0.5b}{a + b} \right) \quad (18)$$

siendo a la concentración de CO_2 y b la del ión CO_3H^- en la muestra de agua analizada. El método puede conducir a resultados satisfactorios cuando la presión parcial de CO_2 en la zona no saturada sea muy baja.

- Método de Pearson

Este método está basado en la medida de la relación $^{13}C/^{12}C$ o, más exactamente, de la desviación isotópica δ_{13} , dada por la expresión (Pearson y Handshaw, 1970):

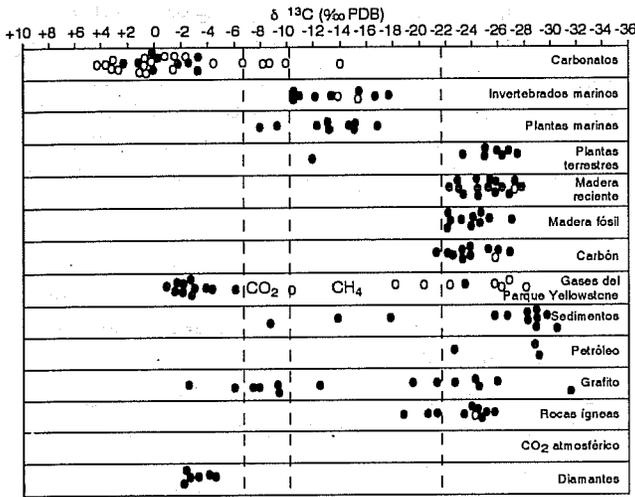
$$\delta_{13} = \frac{R_m - R_p}{R_p} \times 10^3 (\text{‰}) \quad (19)$$

siendo R_m la relación $^{13}C/^{12}C$ en la muestra y R_p la misma en un patrón internacional de carbono-13, que está formado por carbono de origen marino de la formación PDB (Peedee Belemnite de Carolina del Sur, EUA).

Es un hecho comprobado que en el proceso de asimilación fotosintética del carbono por las plantas se produce un fraccionamiento isotópico entre las especies ^{13}C y ^{12}C , de forma que el carbono asimilado está empobrecido en el primero de estos isótopos. El factor de fraccionamiento producido es constante para la mayoría de las plantas y corresponde a un valor de $\delta_{13} = -25 \pm 2$ por mil (Mann, 1983). Casi en la totalidad de los casos, se acepta este valor como la desviación isotópica del ^{13}C para el CO_2 biogénico captado por el agua durante su infiltración (en la ilustración 11 se muestran las variaciones naturales de ^{13}C , en función del estándar PDB, en diversos organismos y materiales carbonatados).

En cambio, los carbonatos del medio rocoso tienen una desviación δ_{13} comprendida entre 0 y -2 por mil si son de origen marino antiguo, pudiendo ser algo más negativos si son recientes. Puesto que el valor de δ_{13} en los carbonatos del medio es más positivo que el correspondiente al carbono biogénico, cuando el agua disuelve carbonatos del medio por cualquier proceso, el valor de δ_{13} en el carbono total del agua aumenta proporcionalmente. Si se designa como f a la fracción de carbono biogénico existente en la muestra de agua, $1 - f$ será la fracción correspondiente al carbono procedente del medio rocoso. Si se denomina δ_{13T} a la desviación isotópica del carbono

11. Variaciones naturales en los valores de la $\delta^{13}\text{C}$ en diversos organismos y materiales carbonatados (Estándar PDB)



asociado al medio rocoso y $\delta^{13}\text{b}$ a la del carbono biogénico, la desviación correspondiente al carbono de la muestra de agua $\delta^{13}\text{m}$ sería:

$$\delta^{13}\text{m} = f\delta^{13}\text{b} + (1 - f)\delta^{13}\text{r} \quad (20)$$

de donde:

$$f = \frac{\delta^{13}\text{m} - \delta^{13}\text{r}}{\delta^{13}\text{b} - \delta^{13}\text{r}}$$

por tanto la edad dada por la ecuación (1), quedaría modificada de la forma siguiente:

$$t = 8627 \ln \left(\frac{100}{P_m} \times f \right) \quad (22)$$

Al igual que el método de Tamers, este otro método conduce a buenos resultados cuando la influencia del intercambio definido por la ecuación (12) es escasa. Tiene la ventaja sobre el anterior en que es más directo y corrige la edad del error introducido por el carbono del medio rocoso presente en el agua, independientemente de los procesos químicos participantes.

• *Método de Mook*

Este método de corrección está basado en la aceptación de que el carbono inicialmente disuelto por el agua en forma de CO_2 es, como en el caso anterior, de origen biogénico, que este CO_2 disuelve carbonatos del medio por el proceso de la ecuación (11) y que los bicarbonatos formados se intercambian con el CO_2 biogénico existente en

la zona no saturada de acuerdo con el proceso de la ecuación (12) (Mook, 1972). Cuando el agua llega a la zona saturada, se produce un equilibrio isotópico entre CO_2 y CO_3H^- y, a partir de aquí, el sistema permanece inalterado.

Radiotrazadores adicionados artificialmente

Otro tipo de trazadores utilizado en la investigación de los sistemas hidrológicos, lo constituyen los radiotrazadores de producción artificial. Esta variedad de isótopos inestables es producida en reactores nucleares, en forma deliberada y controlada. Son, por lo tanto, trazadores ajenos al medio físico, de gran utilidad para resolver problemas de carácter local, que impliquen tiempos cortos de duración (días o meses).

Las técnicas de radiotrazado permiten estudiar los parámetros que caracterizan el comportamiento dinámico del agua. El trazador es una determinada sustancia, que se agrega al sistema en estudio, para marcar algunos de sus materiales constitutivos y observar su evolución a través del tiempo y/o su distribución final. El trazador debe comportarse en forma idéntica al material en estudio, pero debe tener la propiedad adicional de distinguirse y ser detectado en presencia de los demás materiales.

Para investigar cualquier sistema hidrológico, la elección del trazador depende de: la precisión requerida, las condiciones para su detección *in situ*, las consideraciones de seguridad radiológica y, principalmente, de su comportamiento en el medio físico que se estudia (International Atomic Energy Agency, 1990). Las propiedades del radiotrazador están básicamente relacionadas con la forma química y estabilidad bajo condiciones de prueba; los fenómenos de captura, migración, inestabilidad química y degradación son efectos que influyen en el comportamiento del trazador.

Los radiotrazadores se utilizan con frecuencia para determinar parámetros de acuíferos, en condiciones naturales de flujo, mediante las técnicas de pozo único y pozos múltiples, así como bajo condiciones de bombeo. Permiten determinar la velocidad de flujos verticales, la de filtración, la porosidad efectiva, los coeficientes de dispersión longitudinal y transversal y la dirección de flujo (Drost, 1989).

El trazador ideal para dilucidar una gran variedad de problemas hidrológicos es, sin duda, el tritio adicionado. No obstante, como trazador artificial debe emplearse en sistemas hidrológicos

limitados, ya que produce serios disturbios en los niveles naturales de tritio en el ambiente. Un ejemplo de una investigación mal planeada, es el caso del acuífero de Neusiedlersee, Austria, en 1964, en el cual se inyectaron 100 curios de tritio y 20 años después aún persisten niveles elevados del trazador en el área donde se realizó la inyección.

Existen riesgos radiológicos asociados con el empleo de los radiotrazadores, pero si las investigaciones se diseñan convenientemente y son ejecutadas por personal entrenado y equipo adecuado, los riesgos radiológicos pueden reducirse a un nivel de consecuencias despreciables (Plata y Moser, 1990).

En el cuadro 2, se describen los radiotrazadores utilizados con mayor frecuencia en el estudio de los sistemas hidrológicos, junto con algunas de sus características principales.

Métodos analíticos de medición

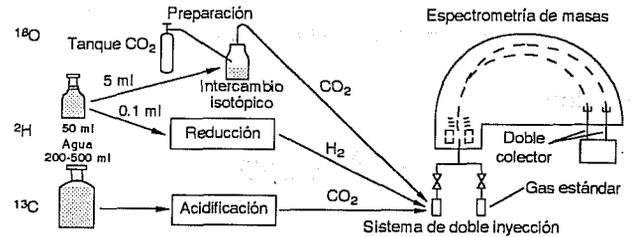
Espectrometría de masas

La determinación analítica del contenido isotópico de una muestra de agua se realiza mediante un espectrómetro de masas. Este es un instrumento que permite determinar las abundancias relativas de las especies constitutivas del agua: hidrógeno

(¹H, ²H) y oxígeno (¹⁶O, ¹⁸O). En un procedimiento típico de análisis, la muestra bajo investigación es ionizada y los iones, después de ser acelerados en un campo eléctrico, penetran en un campo magnético normal describiendo trayectorias circulares, cuyos radios dependen de la masa de los iones. Los núclidos de masas diferentes emergen del campo magnético e inciden en colectores especiales que permiten su medición separada, con lo cual es posible medir su abundancia relativa en función de un estándar de referencia (SMOW, PDB, Viena-SMOW, etc.). El error experimental de medición es del orden de 0.1 ‰ para el oxígeno y de 1 ‰ para el hidrógeno (véase ilustración 12).

Con este instrumento de precisión es posible medir además otros isótopos que se encuentran adicionados al agua y que permiten obtener conclusiones geohidrológicas significativas de la muestra en cuestión (¹⁴C, ¹³C, ³⁴S, ¹⁵N). En los

12. Técnica analítica para la determinación de los isótopos estables ²H, ¹⁸O y ¹³C



2. Radiotrazadores utilizados en hidrología

No.	Isótopo y composición química	Vida media	Energías (Mev)	Límite anual de ingestión (Bq)	Concentración máxima derivada ¹ (uCi/m ³)	Concentración mínima detectable (uCi/m ³)
1	³ H como HTO	12.26 a	0.018	3.0E9	1.40E5	0.1 ²
2	⁵¹ Cr como ⁵¹ Cr (EDTA)	27.80 d	0.324 (9%)	1.0E9	4.90E4	0.80
3	⁵⁸ Co como ⁵⁸ Co (EDTA) K ₃ (⁵⁸ Coα(CN) ₆)	71.00 d	0.810 (100%) 0.510			0.06
4	⁶⁰ Co como ⁶⁰ Co (EDTA)	5.17 a	1.170 (100%) 1.330 (100%)			0.03
5	⁸² Br como NH ₄ ⁸² Br	35.7 h	0.550 (69%) 0.610 (43%) 0.690 (29%) 0.760 (86%) 0.820 (26%) 1.300 (31%) 1.460 (16%)	1.0E8	4.90E3	0.02
6	¹³¹ I como K ¹³¹ I Na ¹³¹ I	8.05 d	0.080 (2.2%) 0.280 (5.3%) 0.360 (8.2%) 0.640 (9%) 0.720 (3%)	1.0E4	4.90	0.08

¹Concentración máxima del radionúcleo en agua, considerando un consumo de agua de 550 litros.

²Medición directa por centelleo líquido.

próximos meses se instalará en el IMTA un espectrómetro de masas VARIAN MAT 250 de doble colector, que permitirá medir ambos grupos de isótopos estables.

Tritio ambiental

El procedimiento analítico empleado en el laboratorio de hidrología isotópica del IMTA para la medición del tritio ambiental, consiste en cuatro procesos básicos: destilación de la muestra original, enriquecimiento por electrólisis, posdestilación y medición por centelleo líquido. Los principios y detalles experimentales, el lector interesado en más detalles puede consultarlos en la literatura especializada. Los procesos mencionados se muestran esquemáticamente en la ilustración 13.

Carbono-14

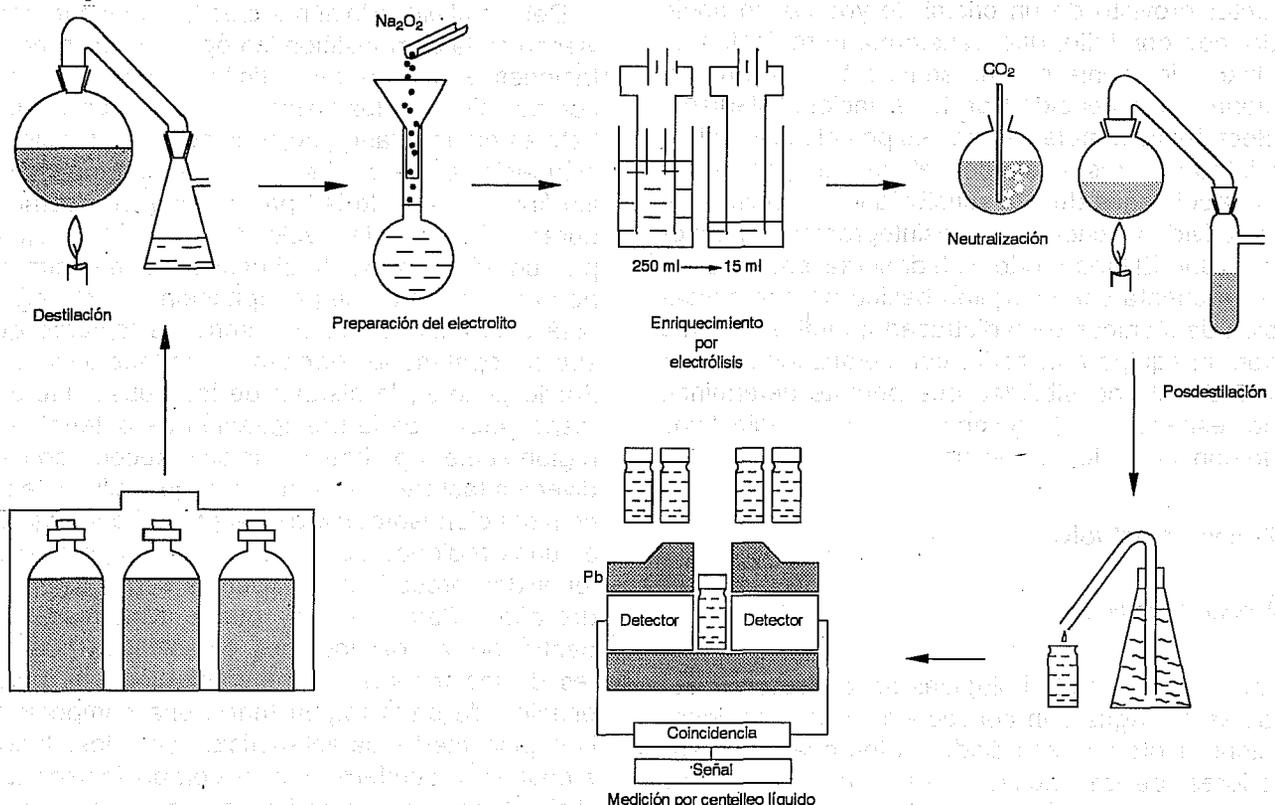
La determinación del contenido de ^{14}C en muestras de agua natural requiere previamente de la precipitación en campo de las especies carbonatadas disueltas en el agua. Para ello es indispensable realizar una estimación *in situ* del contenido de carbonatos y bicarbonatos de la muestra en

cuestión, lo cual permite estimar el volumen de agua necesario para la recolección de cuando menos tres gramos de carbono para la datación de la muestra. El método utilizado en el laboratorio de hidrología isotópica del IMTA para la obtención del carbono es el de la síntesis del benceno. Esta técnica permite obtener, a través de diversas reacciones químicas, a alta temperatura y vacío, carbono en forma de benceno líquido, el cual, mezclado con un centelleador y estandarizado con benceno muerto, permite medir por centelleo líquido el porcentaje de carbono moderno presente en la muestra de agua. Los detalles del método se muestran en la ilustración 14.

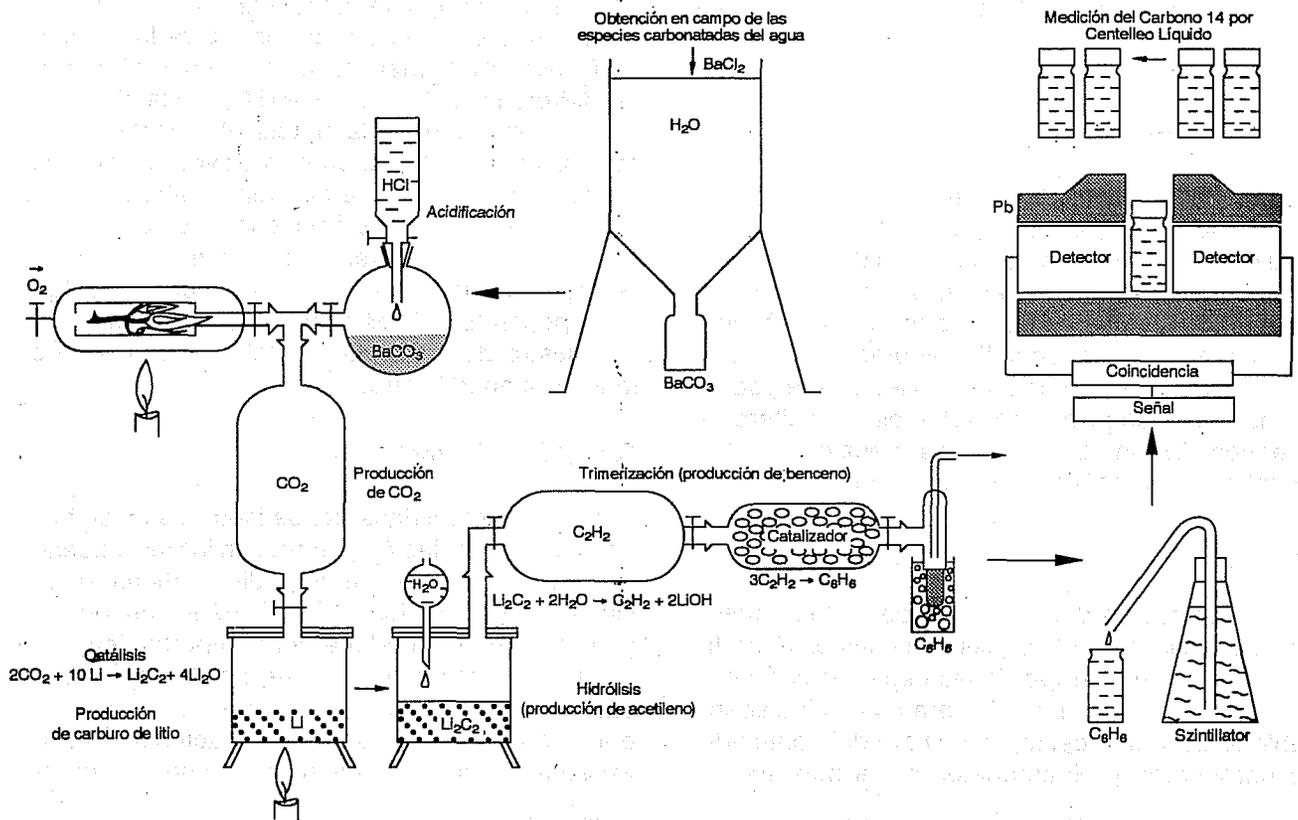
Radioisótopos emisores gamma

Por las características de los isótopos inestables, emisores de radiación gamma, en las investigaciones hidrológicas se emplean directamente dispositivos instrumentales de tipo portátil, para obtener una respuesta inmediata del comportamiento del trazador en el medio, ya que por lo general, los casos de estudio son de corta duración. Los equipos empleados son de características muy variadas; en su mayoría se componen de un de-

13. Procedimiento analítico empleado en el IMTA para la medición de tritio ambiental



14. Procedimiento analítico empleado en el IMTA para la medición del Carbono 14



ector provisto de un cristal de yoduro de sodio dopado con talio, que transforma la radiación ionizante incidente en una señal eléctrica, proporcional a la intensidad de la radiación. Mediante electrónica complementaria es posible discriminar e integrar la respuesta del detector, proporcionando mediciones de alta sensibilidad y precisión de la actividad y energía de desintegración del radio-trazador. El laboratorio de hidrología isotópica del IMTA cuenta con el equipo básico para la aplicación de técnicas de radiotrazado; también cuenta con un equipo analizador computarizado ADCAM 100 de alta sensibilidad que permite determinar, por espectrometría gamma, isótopos radiactivos de concentración ambiental.

Temas de estudio

Aplicaciones típicas

Las aplicaciones hidrológicas de los isótopos estables del agua son consecuencia del fraccionamiento isotópico estudiado en los apartados anteriores, de las causas que lo originan y de los factores que influyen en el mismo.

Debido al elevado número de factores que interviene en la composición isotópica de las precipitaciones, en realidad es difícil correlacionar dicha composición con los elementos climáticos locales. Esto es cierto cuando se considera una precipitación aislada. Pero, si se trata de la composición isotópica media de las precipitaciones ocurridas durante un largo intervalo de tiempo (por ejemplo, un año o más), la situación es más simple, porque el régimen de precipitación de una región está determinado por una serie de factores que suelen repetirse de forma más o menos periódica. Por lo general, la historia de las nubes que son responsables de la precipitación de determinada región suele repetirse y lo mismo sucede con los diversos factores climatológicos que influyen en la composición isotópica de las precipitaciones. En algunas regiones de la Tierra, las nubes pueden tener dos procedencias distintas según la época del año. Pero, incluso, puede esperarse que, dentro de las oscilaciones estadísticas peculiares de los fenómenos meteorológicos, la precipitación de cada región tenga una composición isotópica media característica. Los ríos, lagos, embalses y acuíferos tienen composiciones isotópicas que corresponden, en líneas generales,

a este valor medio típico de las precipitaciones, aunque la evaporación del agua sobre la superficie terrestre puede producir desviaciones considerables.

Gran parte de la importancia alcanzada por los isótopos estables del agua en la investigación de problemas hidrológicos se debe a las causas siguientes:

- Tanto el deuterio como el oxígeno-18 constituyen excelentes trazadores para el marcado del agua, por formar parte de la propia molécula de ésta. El comportamiento de las moléculas pesadas en los procesos de transporte es, prácticamente, idéntico al de las moléculas ligeras, siempre que no se produzcan durante el mismo proceso de cambios de estado, como sucede en el desplazamiento de las aguas subterráneas.
- La naturaleza proporciona, a través de tales isótopos, un marcado gratuito de grandes masas de agua, permitiendo el estudio de los sistemas hídricos o unidades hidrológicas en toda su dimensión. Esto contrasta con la mayor parte de las técnicas hidrológicas directas, que son de alcance local, lo cual limita de manera considerable sus posibilidades interpretativas.
- Puesto que se trata de un marcado permanente, sin limitación en el tiempo pasado, de la totalidad del agua de un sistema, la lentitud de los procesos de transporte o de mezclado no introduce una dificultad importante en la interpretación de los resultados. En muchos casos, la distribución espacial de estos trazadores corresponderá a una situación de equilibrio del sistema, con independencia de la lentitud con que se haya llegado a dicho equilibrio.
- Se trata de técnicas directas, que conducen a conclusiones inequívocas en la mayoría de los casos. Como las causas de error son diferentes a las de otras técnicas, la confiabilidad de las conclusiones se refuerza considerablemente en caso de existir concordancia.

Cuando se trata de estudios regionales relacionados con el comportamiento de las aguas subterráneas, los isótopos estables del agua proporcionan siempre resultados útiles, obteniéndose, a veces, conclusiones no asequibles por otras técnicas.

Las técnicas isotópicas se han utilizado en una gran diversidad de estudios hidrológicos. La descripción exhaustiva de tales usos haría interminable esta exposición. Por tanto, es preciso limitar

la exposición a describir las líneas generales más características de su utilización en aguas subterráneas.

- *Dinámica de cuencas hidrográficas.* Los isótopos estables del agua, junto con el tritio, constituyen trazadores gratuitos de gran importancia para el estudio de las características dinámicas de las cuencas hidrográficas. La tecnología consiste en establecer una amplia red de estaciones de medida de estos isótopos en el agua, que incluyan los siguientes puntos: a) río principal en diferentes puntos de su curso; b) afluentes principales; c) precipitaciones en puntos representativos de la cuenca y de la red de drenaje; d) nieves almacenadas; e) acuíferos que descargan en la cuenca y f) entrada y salida de embalses reguladores.

En dichos puntos se mide la composición isotópica con muestras periódicas durante un intervalo de tiempo largo (uno o varios años). Los cambios de composición pueden ser motivados por una precipitación importante en una cierta zona de la cuenca, por las variaciones estacionales estudiadas en párrafos anteriores, por un cambio en el régimen de alimentación del río o por la variación en la proporción de aguas de origen subterráneo. Se trata de registrar este tipo de cambios, correlacionándolos entre unas estaciones y otras, y analizando las causas que los originan.

La información proporcionada puede comprender los siguientes puntos: a) determinación de tiempos de tránsito; b) relación entre precipitación en la cuenca e hidrogramas característicos; c) evaporación de las distintas aguas superficiales de la cuenca; d) aportes de aguas subterráneas y e) contribución a la recarga de los acuíferos de los ríos de la cuenca.

- *Fugas en embalses.* Debido a su evaporación, las aguas embalsadas suelen ser isotópicamente más pesadas que las precipitaciones locales y que las aguas subterráneas no provenientes del embalse. Por tanto, estos isótopos permiten identificar, de forma segura, si el agua de una surgencia procede o no del embalse. En casos favorables de embalses muy estratificados puede existir también una estratificación de tipo isotópico, presentándose un gradiente de composición en función de la profundidad. En tales casos, conociendo este gradiente, es posible determinar la cota topográfica en que se produce la fuga que alimenta la surgencia.

En otros casos, puede ser interesante determinar la extensión de los acuíferos colindantes que son recargados con agua del embalse o, en el caso de embalses de nueva construcción, seguir el curso del desplazamiento del agua existente, con anterioridad, en el acuífero por agua del embalse. Ambos estudios pueden realizarse en virtud de la diferente identidad isotópica del agua del embalse.

- *Flujos en zonas pantanosas.* Se trata de una aplicación basada en el enriquecimiento isotópico del agua por efecto de la evaporación. En la mayor parte de las zonas pantanosas existe un flujo de entrada que se distribuye por toda la zona de manera irregular. El drenaje en ésta se produce a través de vías preferenciales de circulación, cuya distribución es, así mismo, irregular. Lógicamente, en estas vías preferenciales el agua se renueva con más rapidez y su composición isotópica será más parecida a la que tiene la fuente de alimentación. En cambio, en las áreas de mayor estancamiento, el tiempo de permanencia del agua será mayor y se observará un enriquecimiento en isótopos pesados debido a la evaporación. Un simple muestreo de la zona pantanosa permitirá diferenciar entre ambos tipos de áreas y determinar los tiempos de tránsito relativos a las distintas vías preferenciales.

- *Evaporación del agua de recarga.* El agua que recarga un acuífero puede experimentar una evaporación previa significativa durante el proceso de infiltración. Como consecuencia de esta evaporación, los valores de D y ^{18}O quedan situados a la derecha de la línea de precipitación. Por tanto, si se analizan los dos isótopos estables, es posible verificar la evaporación previa del agua. Como la concentración de estos isótopos aumenta con la evaporación, y esta última aumenta, a su vez, cuando disminuye la permeabilidad de los materiales superficiales, la distribución de concentraciones por la zona de recarga permite identificar áreas con diferente permeabilidad y, por ende, con diferente contribución a la recarga.

Por otra parte, como la evaporación del agua produce un aumento de salinidad, es útil relacionar las desviaciones δ_D ó δ_{18} o bien el exceso de deuterio con la concentración de determinados iones (por ejemplo, ión cloruro), con la conductividad del agua o con la cantidad total de sales disueltas (residuo seco). En el

caso de que el aumento de salinidad se deba a la evaporación del agua, se observará una correlación entre ambos tipos de parámetros: las aguas con mayor salinidad tendrán valores δ más positivos y valores de exceso de deuterio más pequeños. Por el contrario, la no existencia de correlación indica que la salinidad del agua se debe a la disolución de materiales del subsuelo y a que la influencia de la evaporación es pequeña o nula.

- *Relación entre acuíferos.* Para que dos acuíferos de una determinada zona tengan igual composición isotópica es preciso que el agua tenga el mismo origen y, además, que el proceso de recarga sea idéntico o similar. En la práctica, esto sucede en pocas ocasiones. Como se ha indicado, un cambio de permeabilidad en los materiales superficiales puede originar una variación importante de composición isotópica. Por tanto, cada uno de los acuíferos de una región puede tener un trazador de comportamiento ideal distribuido, de modo aproximadamente uniforme, en toda la masa de agua. En estas condiciones, es posible obtener conclusiones definitivas sobre la extensión verdadera de cada acuífero y sobre su interacción. Un ejemplo puede ser el estudio de las pérdidas de agua de acuíferos confinados, a través de los materiales superiores poco permeables. Estas pérdidas pueden detectarse midiendo la composición isotópica en las aguas subterráneas de los niveles superiores.

La caracterización isotópica de los acuíferos puede ser también de gran utilidad en conexión con pruebas de bombeo. Si el agua extraída en el bombeo procede de dos o más acuíferos de composición isotópica diferente y conocida, es posible determinar los caudales parciales aportados por cada acuífero y, por tanto, la relación de transmisividades. Otros trazadores, como el ión cloruro o tritio, contribuyen, a veces, a mejorar la información obtenida.

Finalmente, conviene citar los estudios basados en la caracterización de los acuíferos, cuyo fin es la identificación del agua que aflora durante la construcción de obras subterráneas o en conexión con la inundación de minas, que tan graves problemas ocasionan en muchos casos.

- *Identificación de fuentes de recarga.* La identificación de la fuente o fuentes de recarga de un acuífero es una de las aplicaciones más interesantes de los isótopos estables en hidrología

subterránea. Dicha identificación es fundamental para conocer el funcionamiento hidrológico de un sistema. La identificación se realiza comparando la composición isotópica del acuífero con las correspondientes a las posibles fuentes de recarga.

- *Afloramientos de aguas subterráneas.* La localización de afloramientos de aguas subterráneas en el cauce de un río puede llevarse a cabo a partir de las variaciones de composición isotópica a lo largo de su curso.
- *Origen de aguas salinas.* El origen de aguas subterráneas muy salinas puede aclararse, en muchos casos, con una simple medida de su composición isotópica. Si se trata de aguas que han adquirido su salinidad por evaporación en superficie, por ejemplo, de lagos antiguos, los valores de δ_D y δ_{18} serán anormalmente elevados y se encontrarán sobre una línea de evaporación. Si su origen es el agua de mar, dichos valores estarán próximos a cero, así como también el valor del exceso de deuterio. Cuando se trate de aguas meteóricas que han adquirido la salinidad por disolución de rocas, su composición isotópica será similar a la de otras aguas subterráneas no saladas de la región.
- *Identificación de aguas termales.* Las aguas subterráneas sometidas a altas temperaturas experimentan un intercambio isotópico con el oxígeno de las rocas, principalmente silicatos y carbonatos. Como consecuencia de este intercambio, el valor de δ_{18} se hace más positivo, mientras que el de δ_D permanece invariable. La identificación de las aguas termales requiere la medida de δ_{18} y δ_D y su comparación con los valores correspondientes a otras aguas subterráneas de la región. Ambas aguas tendrán valores similares de δ_D , mientras que el valor de δ_{18} será mucho más positivo en las aguas termales.

Un caso de estudio: la Comarca Lagunera

La Comarca Lagunera es una zona que presenta serios problemas de sobreexplotación de su acuífero granular, lo cual ha ocasionado efectos indeseables, como el abatimiento de los niveles piezométricos y el deterioro de la calidad del agua subterránea, principalmente por arsénico.

La región se encuentra geográficamente en la parte septentrional de la República Mexicana y

ocupa las porciones suroeste del estado de Coahuila y norte de Durango, entre los paralelos 25°15' 00" y 26°15' 00" de latitud norte y entre los meridianos 102°40' 00" y 104°00'00" al oeste de Greenwich, con una extensión de 15 000 km².

La zona se localiza en la región hidrológica número 036, donde antiguamente descargaban sus aguas los ríos Nazas y Aguanaval, formando lagunas efímeras y perennes. Presenta un clima seco, semicálido, con invierno fresco y lluvias de verano, con un promedio anual de precipitación pluvial de 260 mm y una evaporación potencial de 2 500 mm.

Con el propósito de dilucidar el origen del arsénico en el sistema, estimar la vulnerabilidad de las zonas de reserva exclusiva para agua potable (Valle de Villa Juárez y la porción comprendida entre Torreón y Francisco I. Madero) y actualizar el conocimiento de la calidad química del agua subterránea, se desarrolló un estudio isotópico e hidroquímico del acuífero granular.

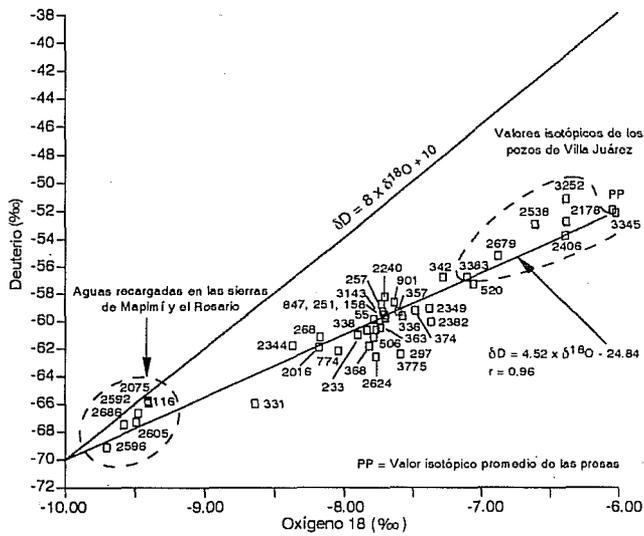
Mediante el análisis del marco físico (geología, hidrología e hidrogeología) y la caracterización isotópica e hidroquímica de las aguas subterráneas y superficiales (véase ilustración 15), se dilucidó el origen del arsénico y se estableció un modelo conceptual de funcionamiento del acuífero.

En la relación gráfica de la δ_D vs. δ_{18} de la ilustración 16, se observa claramente que los datos isotópicos se distribuyen sobre una línea de mezcla ($\delta_D = 4.5$, $\delta_{18} = 25$, $r = 0.96$), entre un tipo de agua que ha estado sujeto a procesos de evaporación intensa (muestra PP) y otro de agua de lluvia infiltrada casi inmediatamente después de precipitarse (muestras: 116, 2075, 2592, 2605, 2686). Estos dos grupos corresponden respectivamente a las aguas de lluvia que se precipitan sobre las sierras localizadas en la porción suroccidental de la zona (sierras de Mapimí y El Rosario) y el valor promedio de las aguas almacenadas en las presas Lázaro Cárdenas y Francisco Zarco ($\delta_D = -6.1$, $\delta_{18} = -51.9$), localizadas al sur de la región (véase ilustración 15).

El agua del acuífero corresponde a una mezcla formada por dos grupos, tipificados isotópicamente, que dan como resultado una clase de agua cuya calidad química depende de los porcentajes de mezcla de los dos grupos característicos originales.

En la ilustración 17 se presenta un histograma de frecuencias de los valores de δ_{18} , en el cual se observa claramente que los valores extre-

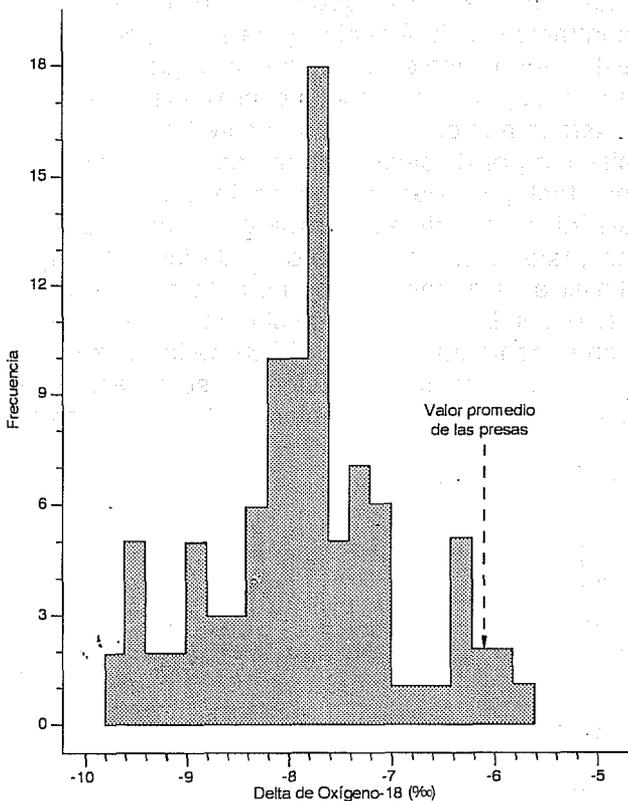
16. Deuterio vs $\delta^{18}O$



dependen de las características granulométricas e hidrológicas de los sedimentos, de la densidad de pozos y de las diferencias de presión a la que se encuentra sometida el agua en cada punto. La calidad del agua subterránea, en consecuencia, depende de esta relación de mezcla: los pozos emplazados en el Valle de Villa Juárez (al suroeste de la zona), tienen las mayores contribuciones de recarga proveniente de las presas. Por el contrario, los pozos con contribuciones en porcentajes pequeños presentan mala calidad (268, 331, 2016, 2344). Los resultados isotópicos son consistentes con la interpretación hidroquímica del sistema: existen 12 tipos de agua con predominio de las sulfatadas sódicas y cálcicas.

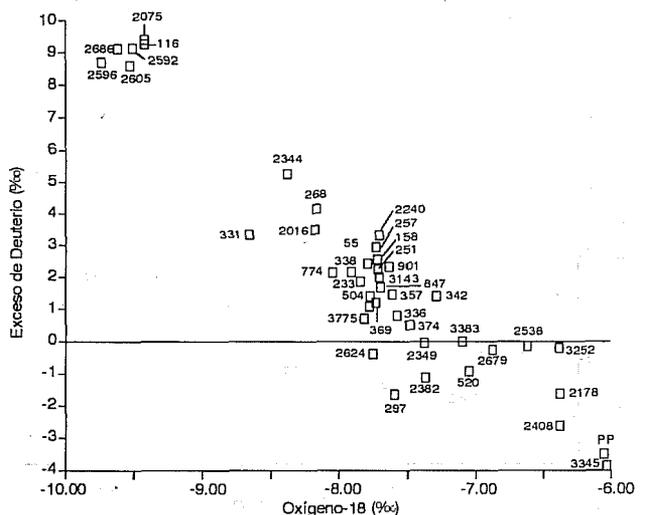
El exceso de deuterio indica, tal como se anotó en el apartado *Otros factores que causan fraccionamiento*, que las aguas sujetas a procesos de evaporación parcial se enriquecen en isótopos pesados, dando como resultado una disminución en su exceso de deuterio. Este efecto se observa en la ilustración 18, en la cual, las muestras más pesadas isotópicamente corresponden a las presas y las más ligeras a la precipitación infiltrada en las sierras de Mapimí y el Rosario. Además, este diagrama indica que el agua más enriquecida en $\delta^{18}O$ del sistema, es precisamente la proveniente de los vasos; no existe otro tipo de agua que exceda estos valores, por lo tanto, no hay evidencias sobre la infiltración de retornos de riego en el sistema. La posibilidad de una contribución en la recarga del acuífero, mediante este procedimiento, no existe de manera regional. Tampoco se observa una contribución en la recar-

17. Histograma de frecuencias. Datos isotópicos de la Comarca Lagunera



mos, correspondientes a los dos grupos de agua originales, descritos con anterioridad, producen una familia resultante, con una δ_{18} predominante. Ello indica que el agua procedente de las presas recarga localmente y de manera lateral al acuífero, a través de los depósitos de cauce del río Nazas (véase ilustración 15). Los porcentajes de mezcla

18. Exceso de deuterio vs. $\delta^{18}O$



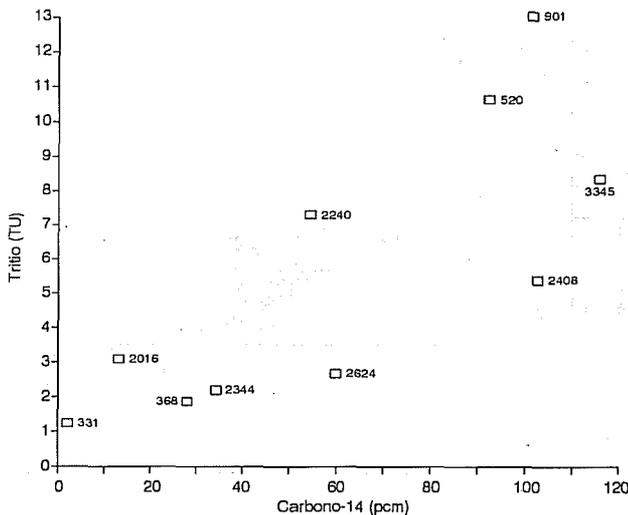
ga del acuífero por infiltración del agua de lluvia precipitada en la planicie.

Respecto al tiempo de residencia del agua subterránea en el acuífero, en la ilustración 19 se observa la existencia de una correlación entre los valores de tritio ambiental y ^{14}C ; ello permite establecer la representatividad de ambos radioisótopos, para estimar la edad del agua subterránea en las escalas de tiempo que cubren cada uno de ellos, dado que el tritio es un isótopo constitutivo de las moléculas de agua y el carbono es un elemento agregado al sistema, mediante una química compleja que requiere, generalmente, de métodos correctivos para la estimación de la edad. Por lo tanto, resulta válido suponer que el contenido de carbono 14, es directamente un indicador de la edad del agua subterránea: entre 80 y 110% del carbono moderno (PCM) corresponde a aguas de infiltración moderna, entre 40 y 80 PCM, a aguas de edad media (3 000 años) y menores al 40 PCM, a aguas muy antiguas, con edades superiores a los 10 000 años.

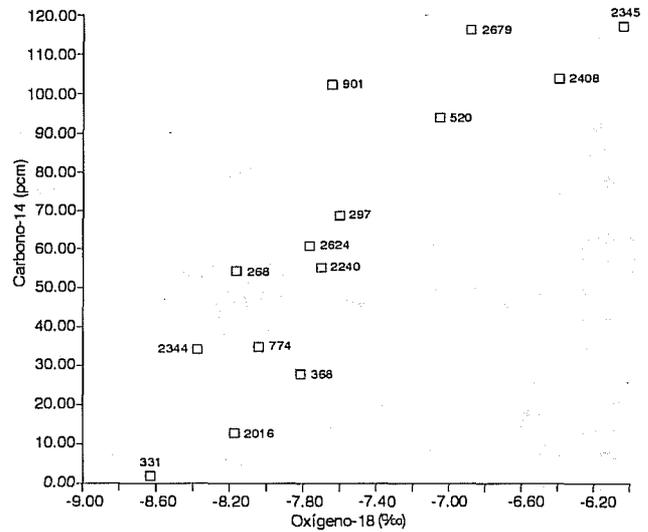
En función del contenido de ^{14}C (PCM) del agua, en la ilustración 20 se indica que el agua moderna corresponde a los pozos (2408, 2679, 3345) que han sido recargados con agua proveniente de las presas (Valle de Villa Juárez) y contrariamente, las aguas más antiguas corresponden a las originales de formación del acuífero (valores empobrecidos isotópicamente). Estos últimos están asociados a los pozos con agua de mala calidad, lo que han experimentado una mineralización alta en el sistema.

Existe una tendencia clara entre contenido de

19. Tritio vs. ^{14}C

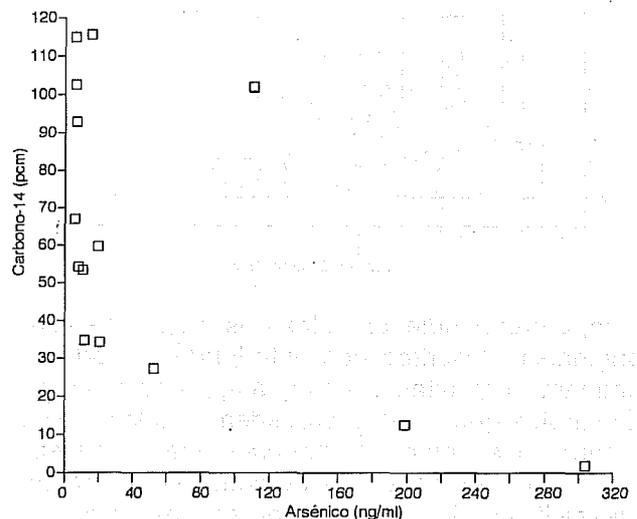


20. Carbono-14 vs. $\delta^{18}\text{O}$



^{14}C y la concentración de arsénico: las aguas más antiguas son las que presentan mayores concentraciones de arsénico y sales disueltas. Con esta información se puede concluir que el arsénico es de origen autóctono, no proviene de fuentes externas a la cuenca, sino que se ha agregado al sistema por disolución de materiales arsenicales; por tanto, se descarta la posibilidad de que el arsénico en el sistema provenga de fuentes externas, tales como depósito de materiales de origen fluvial acarreados por los ríos Nazas o Aguanaval o por lixiviación de pesticidas. De acuerdo con el contenido de ^{14}C (PCM) de los pozos monitoreados, en la ilustración 21 se muestra que las aguas con concentraciones altas de arsénico,

21. Carbono-14 vs. arsénico



tienen tiempos de residencia muy grandes en el sistema.

Conclusiones

Las técnicas isotópicas son sin duda una herramienta probada, ampliamente aceptada, para resolver una gran variedad de problemas hidrológicos.

La información que puede obtenerse de un estudio isotópico, es básicamente complementaria a la que se adquiere a través de uno hidrogeoquímico. La aplicación de los isótopos constitutivos del agua, los cuales son conservativos a la temperatura de los acuíferos, conducen a conclusiones confiables sobre:

- Mecanismos de recarga, identificación de zonas de recarga, interrelaciones entre agua superficial y subterránea, identificación de mezclas y mecanismos de recarga-descarga, entre otros temas.
- Estimación del tiempo de residencia del agua subterránea mediante tritio, el cual presenta la ventaja de formar una parte constitutiva de la molécula del agua, su interacción con suelos y rocas se limita a la del agua misma con el medio físico. El ^{14}C , a pesar de ser un isótopo agregado al agua subterránea, cubre una escala de tiempo de 40 000 años.

En sus primeras aplicaciones, el principal atractivo que motivaron las técnicas isotópicas para el geohidrólogo, fue la posibilidad de fechar el agua subterránea. En la actualidad los métodos analíticos de medición y el desarrollo en el uso e interpretación de datos isotópicos, abre una nueva dimensión a la solución de problemas y contribuye a la comprensión del comportamiento del agua en los diferentes ámbitos del ciclo hidrológico.

Referencias

- Araguas, L. y R., Gonfiantini. *Environmental isotopes in sea water intrusion studies*, IAEA, Vienna, 1989, pp. 34.
- Craig, H. "Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen in natural waters", *Science* 133, 1961, p. 917.
- Dansgaard, W. "Stable isotopes in precipitation", *Tellus*, 16, 1964, p. 436.
- Drost, J. W. *Singlewell and multi-well nuclear tracer techniques*, International Hydrological Programme, UNESCO, Paris, 1989.
- Eriksson, E. "Deuterium and oxygen-18 in precipitation and other natural waters, some theoretical considerations", *Tellus*, 17, 1965, p. 498.
- Fontes, J. CH. y W. M. Edmunds. *The use of environmental isotope techniques in arid zone hydrology*, International Hydrology Programme, IHP-III, UNESCO, Paris, 1989.
- Fritz, P. y J. CH., Fontes. *Handbook of environmental isotope geochemistry*, Elsevier Scientific Publishing Company, N. Y., 1980.
- International Atomic Energy Agency. *Guidebook on nuclear techniques reports*, series No. 91, IAEA, Vienna, 1963.
- International Atomic Energy Agency. *Guidebook on nuclear techniques report*, series, No. 91, IAEA, Vienna, 1968.
- International Atomic Energy Agency. *Tritium and others environmental isotopes in the hydrological cycle*, Technical reports series No. 73, IAEA, Vienna, 1967.
- International Atomic Energy Agency. *Use of artificial tracers in hydrology*, IAEA-TECDOC-601, IAEA, Vienna, 1990.
- Levin, I. *Regionale modellierung des atmosphärischen CO_2 auf grund von ^{13}C and ^{14}C messungen*, diplomarbeit Institut für Umweltphysik, Univ. Heidelberg, 1978.
- Mann, W. B. *New contemporary radiocarbon dating standards, proceedings of the 11th International Radiocarbon Dating Conference*, Stuiver, M. and Kra, R., Eds., Radiocarbon, 25, No. 2, 1983.
- Mook, W. G. *On the reconstruction of the initial ^{14}C (Section 5) content of groundwater from the chemical and isotope composition*, Proc. 8th Int. Conf. on Radiocarbon Dating, Vol. 1, Wellington, N. Z. (1972) 342.
- Olsson, I. V. "Modern aspects of radiocarbon dating", *Earth Sci., Rev.* 4 (1968) 203.
- Payne, B. R. "The status of hydrology today", *Journal Hydrolog.*, 100, 207-237, 1988.
- Pearson, F. J., Jr., Hanshaw, B. B. *Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon-14 dating*, Isotope Hydrology 1970, (Proc. Symp. Vienna, 1970) IAEA, Vienna, (1970) 271.
- Plata, A. y A. Moser. *Guide to the safe handling of radioisotopes in hydrology*, Working material reproduced by IAEA, Vienna, 1990.
- Plata, A. *Isótopos en hidrología*, Editorial Alhambra, Madrid, pp. 328, 1972.
- Stichler, W. *Application of ^2H and ^{18}O in hydrological studies*, GSF-Bericht, R229, 1980.
- Tamers, M. A. "Validity of radiocarbon dates on groundwater", *Geophys. Surv.*, 2 (1975) 217.
- Vogel, J. C., Ehhalt, D. "The use of carbon isotopes in ground studies", *Radioisotopes in Hydrology* (Proc. Symp. Tokyo, 1963), IAEA, Vienna (1963) 383.
- Vogel, J. C. "Carbon-14 dating of groundwater isotope", *Hydrology 1970* (Proc. Symp. Vienna, 1970) IAEA, Vienna (1970) 225.
- Wilsen, A., T. y G. F. Ferguson. "Origin of terrestrial tritium", *Geochemia et Cosmochimica Acta*, 18 (1960) 273-277.