

January 2012

Hidrologia de trazadores en la gestion ambiental de yacimientos de petroleo onshore

L. F. Molerio León

Follow this and additional works at: https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles

Recommended Citation

León, L. F. Molerio, "Hidrologia de trazadores en la gestion ambiental de yacimientos de petroleo onshore" (2012). *KIP Articles*. 2388.

https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles/2388

This Article is brought to you for free and open access by the KIP Research Publications at Digital Commons @ University of South Florida. It has been accepted for inclusion in KIP Articles by an authorized administrator of Digital Commons @ University of South Florida. For more information, please contact scholarcommons@usf.edu.



HIDROLOGÍA DE TRAZADORES EN LA GESTIÓN AMBIENTAL DE YACIMIENTOS DE PETRÓLEO ONSHORE

No. 154, Julio - Agosto, 2012, Madrid, España

L.F. Molerio León

Consultor en Ingeniería Ambiental y Gestión de Recursos Hídricos

Apartado 6219, CP 10600, Habana 6, La Habana, Cuba.

E-mail: especialistaprincipal@gmail.com

RESUMEN

La aplicación de técnicas de hidrología de trazadores naturales (ambientales o de isótopos estables o radioactivos) y artificiales es un recurso tecnológico especialmente apto para identificar el alcance de responsabilidad de los operadores respecto al empobrecimiento de la calidad de las aguas terrestres y marinas como consecuencia de los trabajos de exploración & producción tanto los actuales como, incluso, aquellos que tuvieron lugar en años anteriores. Básicamente, en esta contribución se describen algunos resultados obtenidos por el autor en la aplicación de técnicas de trazado utilizando Rodamina B, Tritio, Radón 222, microelementos como el Li, B, Br o macroconstituyentes conservativos como el Cl para la gestión ambiental de las aguas terrestres de los yacimientos de la Franja de Crudos Pesados del Occidente de Cuba con los siguientes objetivos:

- Identificación del origen de contaminaciones y alcance de responsabilidad de los operadores (huella isotópica y tiempo de residencia).
- Identificar la presencia-ausencia de LFNA en las aguas terrestres y marinas.
- Discriminación de efectos de salinización natural o inducida (por explotación o por derrames y descargas de aguas de capa tratadas o no).
- Formalización de evidencias indirectas de migración de H₂S en el subsuelo desde yacimientos gasopetrolíferos.
- Precisión de las direcciones de flujo subterráneo y del intercambio hidráulico entre las aguas superficiales y subterráneas.
- Identificación de estructuras tectónicas.
- Marcaje de emisiones de gases y líquidos desde ductos.
- Delimitación de perímetros de protección sanitaria de fuentes de abastecimiento de agua.

ABSTRACT

The application of natural (environmental or of stable or radio-active isotopes) and artificial tracer hydrology is a special technological resource capable to identify the liability of the oil and gas operators regarding the impoverishment of marine and terrestrial water quality as a consequence of the petroleum exploration & production. Because of the behavior of tracers they can be used not only to identify the current liability but, even, those impacts that took place in previous years. In this contribution are described some results obtained by the author in the application of tracer techniques using Rhodamine B, Tritium, Radon 222, microelements like Li, B, Br or conservative major constituents like Cl, for the environmental management of the terrestrial waters located in the Fringe of Heavy Oils of Western Cuba. Those tests were performed with the following objectives:

- Identification of the origin of contaminations and liability of the current operators (isotopic print and residence of groundwater).
- Identification of the presence-absence of NAPLs in the marine and terrestrial waters.

- Discrimination of effects of natural induced salinization (due to oil or groundwater exploitation or from spills and discharges of treated or untreated produced waters).
- Formalization of indirect evidences of H₂S migration in the soil from oil and gas fields.
- Precision of the direction of ground water flow and of the hydraulic exchange between surface and ground waters.
- Identification of tectonic structures.
- Localization of gases and liquids emissions from pipelines.
- Delimitation of perimeters of sanitary protection of water supply wells.

INTRODUCCIÓN

Las técnicas de trazadores permiten obtener información sobre un sistema o parte de él observando el comportamiento en ese medio de una sustancia específica, el trazador, que se añade al sistema o es parte de él. Son básicamente de dos tipos: ambientales (o naturales) y artificiales. Los trazadores ambientales son el resultado de procesos de producción natural o resultan de la actividad global social y económica del hombre. Estos trazadores se introducen en el medio también como consecuencia de procesos naturales. Los artificiales, por su parte no están disponibles en la naturaleza como parte de su producción biogeoquímica.

Un trazador ideal es aquella sustancia que se comporta en el sistema exactamente de igual modo que el material a trazar, al menos en lo que a la identificación de parámetros concierne pero que, por otro lado, posee una propiedad que lo distingue del material a trazar. En otros términos, ello significa que:

- No interaccione con el terreno (que no sea absorbido, ni sufra procesos de intercambio iónico).
- Que sea soluble en el agua (que no se precipite ni sea retenido por filtración mecánica).
- Que sea estable químicamente y biológicamente en el agua en la que se utiliza (no se oxide ni se reduzca, y que no se descomponga).
- Que pueda ser añadido al agua sin alterar las propiedades físicas y químicas del agua.
- Que no altere la permeabilidad y porosidad de las rocas que componen el acuífero.
- Que no contamine permanentemente el terreno, después de efectuado el ensayo.
- Que pueda ser detectado fácilmente.

Son condiciones importantes en el trazador ideal artificial:

- Que baste con utilizar pequeñas cantidades.
- Que sea de elevada solubilidad.
- Que se pueda detectar aún en condiciones muy bajas de concentración de forma cuantitativa.
- Que sea fácil de manejar.
- Que no sea tóxico ni molesto.
- Que sea barato y fácil de obtener.
- Que, de ser posible, no exista en el agua (o en todo caso, en pequeñas cantidades) y que el terreno no lo aporte naturalmente.

Los trazadores naturales y artificiales son de muy diverso tipo pero, básicamente se pueden agrupar en los siguientes grupos:

- Trazadores sólidos en suspensión.
- Trazadores químicos solubles electrólitos fuertes (salinos).
- Trazadores químicos colorantes.
- Trazadores radiactivos
- Trazadores isotópicos estables

Los **trazadores sólidos en suspensión** solo tienen alguna aplicación cuando el agua circula por grandes grietas como el caso de conductos cárnicos muy desarrollados, ya que en presencia de

sifones son retenidos.

Los **trazadores químicos solubles** son aquellos que se disuelven en el agua permiten identificarlos fácilmente. En este grupo se encuentran los trazadores salinos. Los trazadores salinos son bastante solubles y, por lo general, el más utilizado es el ión de cloruro, que por ello es un trazador casi ideal. Si el agua es originalmente poco salina, la concentración se puede medir por conductividad, ya que como conocemos, al disolverse la sal en el agua los aniones y los cationes se separan por acción de las moléculas polares del agua, comienzan a moverse libremente y la disolución comienza a ser conductora.

Para el empleo de los **trazadores salinos** es indispensable considerar los siguientes factores (Zojer, 1988):

- Baja salinidad de las aguas a trazar.
- Aplicación en grandes cantidades (NaCl y KCl)
- Suficiente cantidad de agua para la disolución y el transporte, por ello habrá restricciones en zonas con escasez de agua.
- Ambiente de concentración bajo, aunque fluctuante.
- Resistencia química.
- Fácil detección en el campo con mediciones de conductividad.
- Algunos ejemplos de trazadores salinos: NaCl, KCl, LiCl, Cloruro de Estroncio, Cloruro de Cesio, Cloruro de Cromo

El empleo de los **trazadores salinos** abarata los costos de cualquier experimento de este tipo. Se pueden detectar fácilmente con pocas muestras, para las zonas cársicas montañosas son ideales producto a la baja concentración de estos iones en los niveles base. El conocimiento directo en el campo permite efectuar cambios inmediatos en los intervalos de muestreo, lo cual permite también a que sea más barato el experimento, consumiendo en condiciones de campaña sólo el tiempo necesario, así como la agilización de los resultados finales.

Por lo general en los sistemas cársicos, cuando se miden distancias largas se requiere apreciables cantidades para lograr una buena concentración por debajo del punto de saturación, de acuerdo con las condiciones o niveles base. En este caso se encuentra el NaCl y el KCl, no obstante el Cloruro de Litio se puede emplear en pequeñas cantidades, pero es más caro, que los mencionados anteriormente. Tampoco son útiles en aguas con elevado contenido natural de cloruro.

Los **trazadores químicos colorantes** se emplean con mucha frecuencia en los sistemas cársicos. En sentido general las aguas naturales no los contienen, por lo cual son fácilmente detectables en concentraciones muy bajas. Son poco recomendables en terrenos con un elevado contenido de arcilla, ya que su principal inconveniente es su estructura molecular, cuyo gran tamaño favorece la retención en el terreno, en especial por arcillas, coloides y materias orgánicas. Algunos de estos colorantes pueden ser alterados o destruidos por acciones tales como cambio en el PH y acciones de microorganismos del terreno.

Una de las sustancias más utilizadas es la fluoresceína ($C_{20}H_{12}O_5$) o un derivado sódico muy soluble, la uranina ($C_{20}H_{12}O_4Na_2$). En aguas ácidas se puede emplear el azul de anilina y azul de metileno. Existen otros como:

- Rhodamina B
- Sulforhodamina
- Iosina
- Amidorodamina
- Tipopal

El carbón activado retiene la fluoresceína, es por ello que se emplea para su detección, colocándose cápsulas perforadas con carbón activo, durante el tiempo que dure el experimento en el lugar que se observa.

Los **trazadores isotópicos** son de dos tipos, estables y radioactivos. Los trazadores isotópicos **estables**, como el ^{18}O y el ^2H son aquellos que no suponen una variación en la composición isotópica del agua o de alguna de las sustancias que tienen disueltas. Los **radiactivos**, como el ^3H son muy importantes y presentan notables ventajas sobre los trazadores químicos, pero su manejo es más delicado y caro.

En la industria gasopetrólfera la aplicación de las técnicas de trazadores desborda los límites tradicionales de la exploración y producción. La gestión ambiental de yacimientos onshore encuentra en las técnicas de hidrología de trazadores una herramienta adecuada para identificar problemas ambientales, evaluar el alcance, distribución espacial y variación temporal de contaminaciones de petróleo de las aguas terrestres y marinas, del suelo y la vegetación y, en consecuencia, monitorear – con ciertos trazadores- la efectividad de las medidas para mitigar los efectos no deseados y la rehabilitación de las aguas y los terrenos contaminados (Soerens et al., 2004).

En esta contribución se describen algunos resultados obtenidos por el autor en la aplicación de técnicas de trazado utilizando Rodamina B, Tritio, Radón 222, microelementos como el, B, Br, Sr o macroconstituyentes conservativos como el Cl para la gestión ambiental de las aguas terrestres de los yacimientos de la Franja de Crudos Pesados del Occidente de Cuba (FCPOC) con los siguientes objetivos (Molerio y Rocamora, 2005):

- Identificación del origen de contaminaciones y alcance de responsabilidad de los operadores (huella isotópica y tiempo de residencia).
- Identificar la presencia-ausencia de LFNA en las aguas terrestres y marinas.
- Discriminación de efectos de salinización natural o inducida (por explotación o por derrames y descargas de aguas de capa tratadas o no).
- Formalización de evidencias indirectas de migración de H_2S en el subsuelo desde yacimientos gasopetrólferos.
- Precisión de las direcciones de flujo subterráneo y del intercambio hidráulico entre las aguas superficiales y subterráneas.
- Identificación de estructuras tectónicas.
- Marcaje de emisiones de gases y líquidos desde ductos.
- Delimitación de perímetros de protección sanitaria de fuentes de abastecimiento de agua.

RECONOCIMIENTOS

El autor desea agradecer la inestimable cooperación y apoyo de las gerencias de operaciones de ENERGAS, S.A., de Sherritt International (Cuba) Oil & Gas, de las empresas de Perforación y Extracción de Petróleo de Occidente (EPEPO) y Centro (EPEP-C) así como de los laboratorios especializados del Centro de Protección e Higiene de las Radiaciones (CPHR), Laboratorio Central de Minerales (LACEMI), Centro de investigaciones y Manejo Ambiental de Bahías (CIMAB) y Centro de Investigaciones del Petróleo (CEINPET). En particular a A. Villalonga, A. Moinelo, B. Zimmerman, M. Emmett, E. Martínez, J.C. Betancourt, M. Gala, A. Carey, J.C. Estabil, J. Hernández, J.C. Dávila, I. Morejón, C. Betancourt, X. Guedes, J.L. Peralta, J. Carrazana, I. Fernández, J. Prendes, M. Morales, M. Fernández, J. Beltrán y M. Morales. Del mismo modo desea agradecer su sostenido apoyo en los trabajos de campo de sus compañeros de la Sociedad Espeleológica de Cuba y de CESIGMA, S.A.: R. Torres, E. Grau, J.L. Clinche, J.L. Díaz, E. Rocamora, L. Peñalver, M.L. González y M.C. Martínez. A los expertos del Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA en Viena, Austria) L. Araguas y C. Devia Torres; a P. Maloszewski y K.P. Seiler del GSF-Instituto de Hidrología (Munich, Alemania) y a D. Hunkeler y H. Höhener, del Centro de Hidrología de la Universidad de Neuchatel (Suiza) por los gentiles intercambios de opiniones respecto a algunos de los problemas detectados en los estudios hidrogeológicos ambientales que involucraron técnicas isotópicas. El reconocimiento se hace

extensivo a la Oficina del Programa Hidrológico Internacional de Montevideo, en particular a la Hidróloga Regional, M.C. Donoso y los miembros de su staff y a la División de Ciencias del Agua de la UNESCO (Paris) por su interés en el completamiento bibliográfico para estos estudios.

A Ana, mi compañera, que compartió conmigo muchos de los trabajos de campo, mi agradecimiento de siempre.

ORIGEN DE CONTAMINACIONES Y ALCANCE DE RESPONSABILIDAD DE LOS OPERADORES

Los yacimientos que han sido explorados y explotados de manera intermitente por diferentes operadores plantean al operador actual el problema del alcance de responsabilidad de cada uno de los precedentes respecto al estado de calidad del aire, las aguas y los suelos. Esto es particularmente importante en tanto la legislación ambiental de muchos países exime o exige, según el caso, reparaciones por los daños causados al entorno por la actividad de exploración & producción. Pero en el caso, sobre todo, de actividades de E&P llevadas a cabo antes de 1970, en que la exigencia por el cuidado del medio ambiente era mucho menor y no constituía parte de la filosofía de estado de muchos países y, mucho menos, de las propias compañías petroleras, sucede que los operadores que vuelven a esos campos pueden encontrarse problemas ambientales no creados por ellos y a los que, de cualquier modo, deben dar solución o responder por tales impactos, jurídicamente, ante las autoridades ambientales, gubernamentales y la sociedad civil en general.

Distinguir si la presencia de hidrocarburos (Líquidos de Fase No Acuosa –LFNA-, en general) en las aguas o los suelos son producto de la actividad de E&P actual o antigua o son manifestaciones naturales aisladas o si la salinidad de determinado horizonte acuífero es producida por derrames de aguas de capa, explotación de pozos auxiliares, derrames o filtraciones en ductos de agua salada o es debida al aprovechamiento intensivo no petrolero (actual o antiguo) de las aguas subterráneas es un tema ambiental a resolver que se plantea con cierta frecuencia (Fink y Worner, 1993; Seiler et al., 1980; Molerio et al., 1996; Soerens et al., 2004).

Ciertos trazadores (Soerens et al., 2004) son particularmente bondadosos en la solución de ciertos problemas de hidrogeología ambiental de yacimientos gasopetrolíferos en terrenos cársicos donde fuentes diferentes de contaminación de las aguas terrestres pueden provocar efectos semejantes que se prestan a confusión. En tal sentido, los trazadores isotópicos resultan de especial relevancia (Fig. 1).

Los **isótopos estables**, por sus propiedades de fraccionamiento, permiten caracterizar las condiciones hidrológicas y climatológicas en las que tuvo lugar la infiltración y la recarga de los acuíferos. La composición isotópica estable se modifica por los procesos meteóricos, por lo que las aguas de infiltración adquieren una huella isotópica característica del entorno en que se produjo la recarga. Los **isótopos radioactivos**, por su período de desintegración, permiten fechar el momento de tales infiltraciones. El decaimiento radioisotópico desde las fuentes de recarga hasta las de descarga es una medida del tiempo de circulación y, en consecuencia, de las condiciones de renovabilidad del agua.

Caso 1: Salinización de las aguas subterráneas

La salinización o mineralización de las aguas subterráneas dulces constituye la principal amenaza a la calidad de las aguas subterráneas en los acuíferos litorales cubanos. Consiste en un aumento en la concentración de sales, básicamente de cloruro de sodio. Las causas naturales son, básicamente, las siguientes (Araguas y Gonfiantini, 1991; Cabra et al., 1992; Molerio, 1993; Molerio y Portuondo, 1997; Wallick y Tóth, 1976):

- La **intrusión marina**, que consiste en el avance, tierra adentro, de las aguas saladas marinas que, mezcladas con las aguas terrestres dulces, incrementan su mineralización, tornándolas no aptas para consumo humano, el abastecimiento a ciertas industrias, el riego y la

alimentación del ganado. La intrusión marina puede ser acelerada por causas artificiales, siendo la más común la sobreexplotación de las aguas subterráneas.

- La **deposición de aerosoles marinos** en la superficie del terreno, esencialmente sales de cloruro de sodio, que se infiltran hacia el subsuelo y contaminan el suelo y las aguas subterráneas, incrementando la mineralización total de los suelos y las aguas, provocando los mismos efectos nocivos.

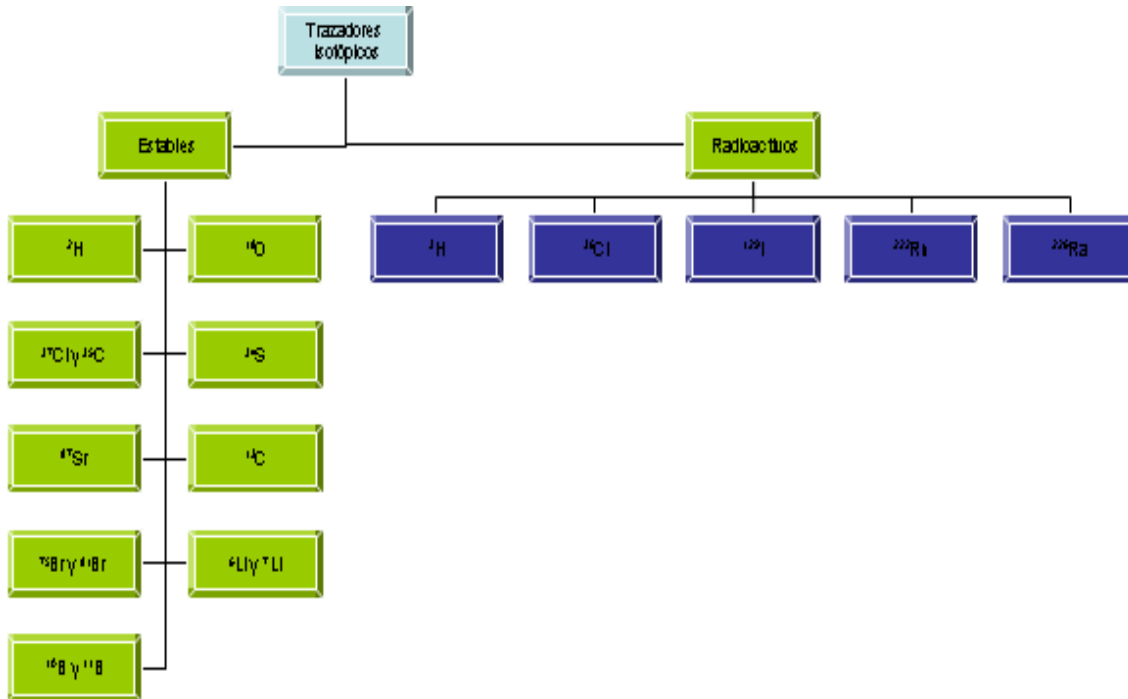


Fig. 1. Trazadores isotópicos (estables y radioactivos) aplicables en la gestión hidrogeológica ambiental de yacimientos gasopetrolíferos

Las causas artificiales del incremento en la mineralización de las aguas terrestres y, particularmente, las subterráneas son las siguientes:

- La sobreexplotación de acuíferos.
- La explotación de horizontes acuíferos profundos, asociados muchas veces a niveles de cavernamiento profundos, invadidos por agua salobre o salina.
- El mal manejo de suelos salinos.
- La inyección o vertimiento de aguas de capa de los yacimientos de petróleo en acuíferos someros o en pozos liquidados.
- La disposición, en superficie, de aguas de capa, producidas o salmueras de petróleo.
- El riego con aguas de elevada mineralización en zonas cársicas.
- La gestión deficiente de aguas de elevada mineralización utilizada con fines de enfriamiento en sistemas de aires acondicionados, plantas termoeléctricas o instalaciones industriales semejantes o en sistemas de abastecimiento, básicamente recreativos o de salud, que emplean aguas de este tipo (piscinas, acuarios, instalaciones terapéuticas).

El límite entre las aguas dulces y saladas se fija, en correspondencia con la legislación cubana (Cuba, 1985, 1986, 1987) y la práctica común internacional, cuando las aguas alcanzan 1000 miligramos por litro de sólidos disueltos totales.

La mayor parte de los acuíferos litorales cubanos son cársicos; es decir, que están constituidos por calizas cavernosas, en las que el movimiento de las aguas subterráneas se caracteriza por la presencia de zonas de flujo rápido, bien organizado en sectores altamente transmisivos y zonas flujo difuso, más lento y menos organizado, en sectores básicamente capacitivos. Particularmente importante en estos acuíferos es el modo en que ocurre la recarga de las aguas subterráneas.

Así (Fig. 2) en ellos se reconoce una recarga rápida, concentrada, que tiene lugar a través de formas verticales, del tipo de simas, conectadas con las aguas subterráneas o que siguen cavernas horizontales o subhorizontales. El flujo superficial hacia estas formas ocurre por dos vías fundamentales: una escorrentía superficial difusa y otra, concentrada, a lo largo de los cauces de las corrientes fluviales absorbidas por estas formas cársicas. Y una recarga lenta, difusa, que tiene lugar a través de los poros y grietas menos carsificadas. El flujo superficial hacia estas formas ocurre por dos vías fundamentales: la escorrentía superficial difusa y la infiltración directa sobre la superficie, desnuda o no, de las rocas carsificadas.

Para aclarar el origen de la salinidad de las aguas subterráneas en estas áreas problemáticas es necesario identificar, previamente, los valores de fondo (background) de los elementos indicadores, fundamentar el modelo conceptual, seleccionar las ecuaciones de gobierno, y resolverlas para diferentes condiciones iniciales y de contorno. Para ello son especialmente útiles los siguientes trazadores isotópicos: Cl, B, Br, Sr y ^3H .

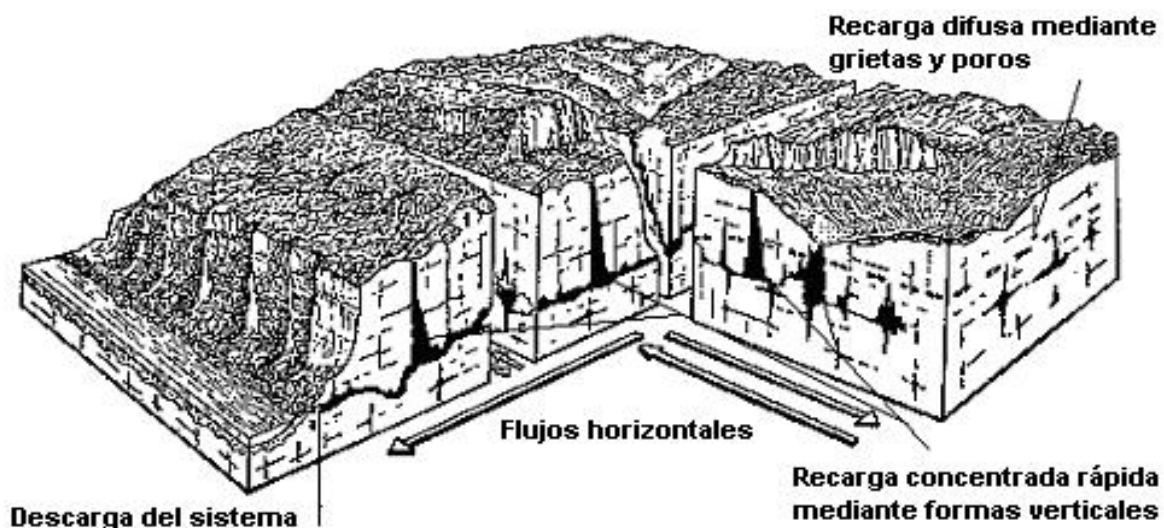


Fig. 2. Esquema general de un macizo cársico (ligeramente modificado de Mangin, 1975)

Valores de fondo (background)

Molerio (1992a) ha ofrecido algunos indicadores básicos para ello, a partir de un modelo conceptual de extremales, en que la composición físico química e isotópica de las aguas se adquiere a partir del recorrido de una función entre valores extremos o miembros terminales, en virtud de los patrones de control de la mezcla (tipo, origen e intensidad de la lluvia, composición litológica de las rocas y del suelo, tiempo de residencia de las aguas, origen de las aguas subterráneas, entre otros).

Especialmente importante en el tipo y distribución de la lluvia en Cuba (Trúsov, Izquierdo y Díaz, 1983). En este sentido, debe destacarse que la amplitud más variable de la temperatura media diaria en el interior de la isla de Cuba, donde se registran rasgos de continentalidad, es del orden de los 11-

14°C; en las zonas costeras, de 8-10°C y en las montañas, con temperatura media de 16°C a 1500 m, el gradiente de temperatura es de 0,55°C/100 m.

La media normalizada de 42 años de la lluvia del país es de 1375 mm, distinguiéndose dos estaciones, la lluviosa, de mayo a octubre, en que -como promedio- se precipitan 1059 mm y la menos lluviosa, en que se registran unos 316 mm, y se extiende de noviembre a abril. La distribución de la lluvia en el país es bastante irregular. Ello se debe a: 1/ la diferente influencia de los procesos atmosféricos condicionados por el sistema general de circulación del aire; 2/ el relieve del país, que presenta grandes contrastes topográficos e influye sobre la formación e intensidad de las precipitaciones y 3/ el calentamiento irregular de la superficie de la tierra firme y de las aguas costeras.

En el invierno -período menos lluvioso-, sobre el Occidente y Centro del país se extienden, con frecuencia, masas de aire frío como consecuencia del desplazamiento hacia el Atlántico Central del Anticiclón de las Bermudas. Durante el verano, la influencia de las altas presiones del Atlántico Norte es menor; aquí es mayor el efecto de las bajas presiones ecuatoriales que causan intensos aguaceros y tormentas debido a las incursiones de aire húmedo. A principios del verano son especialmente importantes las lluvias convectivas, cuyos máximos se alcanzan en mayo y junio.

Otra componente importante que explica la irregularidad de las precipitaciones, viene dada por los huracanes y ciclones tropicales. En las zonas montañosas y de alturas menores, las precipitaciones se redistribuyen de manera que los gradientes pluviométricos coinciden con los valores absolutos que se registran en las vertientes de barlovento. En las costas, bahías y valles fluviales las precipitaciones disminuyen.

De este modo se reconocen cuatro tipos fundamentales de lluvia en el territorio cubano: convectivas, frontales, orográficas y huracanadas.

La intensidad máxima de los aguaceros está en relación inversa con su duración. Excluyendo las lluvias huracanadas, la intensidad máxima de las lluvias torrenciales es de 5 mm/1 min; aguaceros con intensidades de 3-4 mm/min tienen una duración de 5-10 min; de 2,4-3 mm/min, 20 minutos y, entre 1,32 y 1,85 mm/min, una hora. El número de días con lluvia (> 1 mm) aumenta de la costa hacia el interior, incluyendo las zonas montañosas y llega a alcanzar 160 días en el año.

Según Gutiérrez y Travieso (1974) la concentración de los macroconstituyentes determinados en el agua de lluvia del país es del tipo que se muestra en la Tabla 1. De acuerdo con estos valores se encuentran las relaciones iónicas básicas que se presentan en la Tabla 2.

El balance general muestra que se trata de aguas dulces, de muy baja mineralización. Como promedio, y en términos de mEq/l se trata de aguas del tipo Cl- HCO₃ -Na-Ca; los valores mínimos de la serie analizada también muestran aguas del mismo tipo. Los valores mínimos y medios de la relación Cl/HCO₃ muestran el aporte de una fuente de cloruros en las aguas de lluvia. La presencia de aerosoles marinos fue destacada ya por los autores citados quienes además señalan una fuente suplementaria de aerosoles de tipo alcalino y aerosoles ácidos; obsérvense las relaciones HCO₃/(Ca-SO₄) de la Tabla 2. La serie de Gutiérrez y Travieso muestra claramente la influencia de determinados tipos de lluvia en la composición química. Molerio (1992) procesó 126 aguaceros del período 1986-1990 de la estación Colón para caracterizar la composición química por tipo de aguacero y conocer la distribución interanual e hiperanual de los macroconstituyentes principales y las relaciones iónicas básicas. La Tabla 3 presenta la estadística sumaria de los indicadores medidos.

Tabla 1. Macroconstituyentes determinados en las aguas de lluvia de Cuba en mg/l (según Gutiérrez y Travieso, 1974, modificado ligeramente)

Constituyente	n	Mín	Máx	Media	Rango	Semirango
pH	82	4,6	7,2	5,74	2,6	1,3
SPC(mS/cm)	91	9,2	50,0	26,6	40,8	20,4
HCO ₃	48	1,22	19,5	3,97	18,28	9,14
SO ₄	53	1,17	7,35	2,38	6,18	3,09
Cl	82	1,77	5,33	2,73	3,56	1,78
Ca	76	0,43	4,6	0,96	4,17	2,09
Mg	76	0,16	3,24	0,31	3,08	1,54
Na	92	0,7	5,75	1,72	5,05	2,53
K	53	0,07	0,24	0,12	0,17	0,09
SST	-	5,52	46,01	12,19	40,49	20,25

Tabla 2. Relaciones iónicas básicas según los datos de Gutiérrez y Travieso (1974)

Relaciones	Mg/Ca	Cl/ HCO ₃	K/Na	HCO ₃ /(Ca- SO ₄)
Mínimo	0,5	2,5	0,07	5,02
Máximo	1,17	0,27	0,024	4,0
Medio	0,6	1,14	0,043	0,07

Tabla 3. Constituyentes principales determinados en las aguas de lluvia de la estación Colón (en mEq/l)

Constituyente	Eventos de lluvia	Mínimo	Máximo	Media	Semirango	Coefficiente de variación
SPC (m /cm)	126	32	100	60,5	18,8	0,31
pH	126	5,5	8,15	7,05	0,76	0,11
HCO ₃	126	0,19	0,89	0,46	0,16	0,34
Cl	126	0,05	0,32	0,18	0,07	0,39
SO ₄	118	0,03	0,35	0,09	0,08	0,78
Ca	126	0,23	0,98	0,49	0,18	0,36
Mg	126	0,03	0,24	0,13	0,05	0,41
Na	119	0,01	0,19	0,07	0,04	0,56
K	114	0,01	0,05	0,03	0,01	0,34
Dureza total (mg/L)	126	15,0	55,0	30,95	9,47	0,31
SST (mg/L)	126	30,0	86,0	53,65	13,66	0,26

La estación Colón está situada de manera prácticamente equidistante de ambas costas y presenta, climatológicamente, rasgos de continentalidad. Las aguas, como promedio, son del tipo HCO₃ - SO₄-Ca-Mg; idéntica composición presentan los valores máximos. Los valores mínimos corresponden a aguas del tipo HCO₃ -Cl-Ca-Mg. El ión sulfato presenta el mayor coeficiente de variación de la serie, lo que sugiere la presencia de una fuente variable de acidez. Se asumió una reacción de neutralización completa con exceso de Ca sobre SO₄, toda vez que resultó el caso más común, aunque en algunos aguaceros SO₄ > Ca. Las relaciones Mg/Ca y Cl/ HCO₃ en las aguas de lluvia muestran, en todos los casos valores por debajo de la recta equivalente $rX/rY=1$, y sugieren que, como regla el aporte de aerosoles marinos es mínimo, predominando las fuentes de tipo alcalino.

El análisis factorial ha mostrado la existencia de dos tipos fundamentales de aguas de lluvia, unas cloruradas y sulfatadas y otra bicarbonatada cálcica y magnésica. Las fuentes de Cl y SO₄ se deben a la presencia de aerosoles marinos y ácidos, de un lado, y de aerosoles alcalinos, por otro. El estudio

de las variables (Molerio, 1992a) confirmó el ión cloruro como variable principal de discriminación (0,89 de correlación interclase entre la variable y el eje discriminante) en el primer grupo; en el segundo, los iones Ca y Mg (0,82 y 0,73, respectivamente, de coeficiente de correlación).

En cada grupo de aguaceros estandarizados, la menor distancia se observa entre aguaceros consecutivos o próximos, con un lag hasta de 30 días. La semejanza entre los iones discriminantes es notable para aguaceros separados por lags de un día. Al incrementarse el tiempo entre cada evento de lluvia, el criterio de agrupación viene definido por una combinación entre los factores discriminantes caracterizados por una mayor distancia; es decir, con una menor similitud. En cuanto concierne a su efecto sobre la composición química de las aguas subterráneas, ello indica que el sistema acuífero recibe aguas de recarga neta -cuando ella se produce- de diferente composición, sobre todo, en elementos traza como por ejemplo el cloruro que, en dependencia de la longitud de mezcla se refleja con mayor o menor fidelidad en la concentración de las aguas subterráneas en el punto de muestreo. Por ello, adoptar valores medios de la concentración de ciertos elementos en el agua de lluvia para estimar la recarga natural en el acuífero es un método válido, solamente, cuando pueda discriminarse adecuadamente el tipo de lluvia y la variabilidad temporo-espacial del macroconstituyente que se tome como referencia. La concentración del ión cloruro, en la muestra de ejemplo, varía en el año de 0,05 a 0,32 mEq/l, es decir, casi cinco veces ($\bar{x} = 0,18$; $\sigma = 0,067$; $CV = 0,38$). Para una lluvia media de 1300 mm, la recarga natural potencial puede variar hasta en un orden de magnitud.

En cuanto concierne a la composición isotópica estable, como regla, los valores de ^{18}O , ^2H y d se encuentran más empobrecidos en verano que en ^{18}O invierno con independencia de la altitud y la distancia a la costa de las estaciones. En el mes de Julio se observa un enriquecimiento relativo en isótopos estables motivado por un descenso, también relativo, de la lámina de lluvia del período húmedo.

Ello coincide, además, con un incremento en la temperatura media del aire (máximos absolutos del valor medio) que acelera los procesos de fraccionamiento isotópico. Con el descenso de la temperatura, la lámina de lluvia, y la evapotranspiración en invierno, se incrementa la concentración en isótopos pesados, alcanzando los valores máximos de ^{18}O entre Febrero y Marzo y los de deuterio en Enero, para el caso de estaciones situadas a mayor distancia de la costa y con rasgos de continentalidad en las precipitaciones pero, como regla, los máximos coinciden en Febrero y Marzo, al igual que para el ^{18}O .

Por lo que concierne a los efectos de fraccionamiento, el "efecto de cantidad" Dansgaard, 1964; Eriksson, 1967, 1976, 1983), definido como la relación inversa entre la concentración en isótopos pesados y la lámina de lluvia mensual se manifiesta perfectamente en las estaciones cubanas. Molerio (1992) encontró que los valores del coeficiente de correlación son considerablemente elevados (-0,8 para el ^{18}O y -0,83 para el ^2H) con una certidumbre del 95%. Incluso para la lámina de lluvia anual obtuvo una excelente correlación (-0,92) entre ella y la concentración media de ^{18}O .

Para los valores anuales, la tasa de empobrecimiento en ^{18}O es de -0,89 ‰/1000 mm. Para los valores mensuales es de -1,2 ‰/100 mm y de -10 ‰/100 mm, respectivamente, para el Oxígeno-18 y el Deuterio.

La relación entre la temperatura media del aire y la concentración en isótopos estables, para valores mensuales, resultó también aceptable: -0,7 para el ^{18}O y -0,78 para el ^2H . Las rectas de ajuste mínimo cuadrático muestran pendientes de empobrecimiento respectivo de -0,28 y -2,49 ‰/°C de ^{18}O y ^2H . Las correlaciones entre el exceso de deuterio respecto a la lluvia y la temperatura son mucho menos significativas, aunque más elevadas -como es de esperar- respecto a esta última.

La influencia de la **cantidad de lluvia y de la variación de temperatura** es mucho más acentuada si se separan de acuerdo con la estación del año. La diferencia en la concentración media y media ponderada es notable. Para el ^{18}O es del orden de $-1,4\%$ más baja en el período húmedo que en el seco; lo mismo ocurre para el ^2H , donde la diferencia es del orden de -11% . Mucho más acentuada, como es de esperar, resulta la diferencia entre los valores de exceso de deuterio.

Al comparar los estadígrafos estacionales el comportamiento isotópico puede explicarse perfectamente. La lámina de lluvia media mensual en el período húmedo es 3,3 veces mayor que la de invierno (período seco o menos lluvioso). Asimismo, en los meses de verano, la temperatura media mensual es $4,5^\circ\text{C}$ más alta que en invierno, provocando una evapotranspiración real casi el doble que la de invierno, con la salvedad de que, durante el período seco, el déficit de humedad es siempre negativo, oscilando alrededor de los -115 mm. Tales diferencias incrementan el enriquecimiento invernal en isótopos pesados de manera significativa.

Los valores obtenidos del coeficiente de correlación ($-0,94$ para la costa Sur y $0,51$ para la distancia a la costa Norte) resultan indicadores indirectos de los rasgos de continentalidad y distancia a las fuentes de vapor de agua. Tomando como referencia la costa Sur del país, el ^{18}O se empobrece tierra adentro con un gradiente ponderado de $-0,0667$ ‰/km de distancia a la costa; el alto valor del coeficiente de correlación indica una fuerte dependencia de la concentración de ^{18}O respecto a la costa Sur; ello puede indicar la posición de la fuente principal de vapor a las lluvias producidas durante el período de muestreo. En tal sentido debe señalarse, también, que tal empobrecimiento hacia el interior del país, desde el Sur, es un indicador de alguna o ambas de estas posibilidades: a/ la tasa de empobrecimiento en isótopos pesados se incrementa según el vapor avanza hacia el interior del país, de manera que sucesivas reevaporaciones y recondensaciones reducen su concentración antes de ser finalmente precipitadas; b/ existe una fuente terrestre, de tipo continental, que provoca la presencia de vapores relativamente más empobrecidos en isótopos estables.

En cuanto concierne a la relación entre la concentración de ^{18}O y la distancia a la costa Norte, el signo del coeficiente de correlación se torna positivo y, aunque muy bajo, indica una componente de comportamiento inverso en la concentración isotópica. Las precipitaciones se enriquecen en ^{18}O según se avanza hacia el interior del país. Si este comportamiento es una regularidad, sugiere que, en determinados momentos, puede encontrarse una influencia de lluvias originadas en otra fuente de evaporación diferente del Mar Caribe, posiblemente asociado con lluvias frontales en invierno y al control del Anticiclón de las Bermudas.

Los valores ponderados de ^{18}O en verano para todas las estaciones del país muestran, con un alto coeficiente de correlación ($-0,85$), la fuerte dependencia entre la concentración del isótopo de referencia y la distancia a la costa Sur. El signo indica el decrecimiento de la concentración tierra adentro, con una pendiente de $-0,128$ ‰/km. La concentración media esperada, en la línea de la costa, de acuerdo con el intercepto calculado, es positiva, del orden del 1 ‰. ^{18}O , indicativa de la fuerte influencia de los aerosoles marinos. Del mismo modo, parece quedar claro que la fuente de vapor de las lluvias se debe encontrar en el Sur, en el Mar Caribe. En verano, por otro lado, no existe ninguna correlación significativa con la distancia a la costa Norte, lo que indica la independencia entre la composición isotópica (en ^{18}O) y cualquier fuente de vapor situada al Norte del país.

Sin embargo, en invierno, el cuadro es diferente. La mejor correlación ($+0,6$) fue encontrada con la distancia a la costa Norte de las estaciones. El signo positivo indica un proceso inverso en el cual se debe esperar un enriquecimiento invernal motivado por el predominio de lluvias frontales asociadas al avance de masas de aire frío desde el continente, al Norte. Por añadidura, no dejó de encontrarse una cierta correlación con la distancia a la costa Sur, en invierno ($-0,45$) que indica la presencia de otra fuente de vapor, en el Mar Caribe, que debe funcionar durante el período comprendido entre cada "frente frío".

El último estudiado fue el "**efecto de altitud**". Los valores ponderados de ^{18}O y ^2H a muestran un empobrecimiento en isótopos estables con la altura, del orden de $-0,0074/\text{m}$ y $-0,00192/\text{m}$, respectivamente para el ^{18}O y el ^2H . Los coeficientes de correlación obtenidos fueron, también, significativos ($-0,86$ y $-0,94$ para el Deuterio y el Oxígeno-18)

Definir los **miembros terminales** de los isótopos estables resulta especialmente importante para establecer tanto la cinética del proceso del fraccionamiento, como los procesos de intercambio que ocurren en las distintas fases del ciclo hidrológico y en los diferentes escenarios donde tales fases tienen lugar. Por tal motivo, una aproximación al entorno de valores que caracterizan la composición isotópica del agua de mar, la evaporación, y la lluvia es imprescindible para caracterizar los procesos de transporte desde el océano en la atmósfera y en tierra firme.

En cada caso, es especialmente útil conocer, además, el mecanismo de fraccionamiento estacional y, en cada estación del año, entre aguaceros y evaporaciones sucesivas. Ello es necesario, toda vez que en las islas tropicales la principal causa del deterioro de la calidad de las aguas subterráneas es la intrusión de las aguas de mar. Pero además, las pérdidas por evapotranspiración en acuíferos someros son realmente elevadas, aún cuando las cifras que se citan en la literatura pueden no ser muy exactas. En el trópico húmedo, por añadidura, la estación lluviosa es particularmente intensa y ello representa una renovación muy alta del agua atmosférica (Craig y Gordon, 1965; Ericsson, 1967, 1976, 1983; Gat y Gonfiantini, 19981; Clark y Fritz, 1997; Anati y Gat, 1988; Scout, 1967; Yurtsever y Gat, 1981; Weiss y Roether, 1980; Gonfiantini y Simonot, 1987; Ferronsky y Brezgunov, 1980; Gat y Tzuer, 1967; Clayton et al., 1966).

En cuanto concierne al **agua oceánica**, la fuente principal de vapor de agua para las precipitaciones es el agua del océano. De acuerdo con el grado de comunicación entre los mares y los océanos, la composición isotópica del agua de mar variará; esta variación también depende de la carga de agua dulce que, por escurrimiento (superficial y subterráneo) ingrese al océano.

Como se señaló antes, las fuentes de vapor de agua para las precipitaciones cubanas se localizan en dos zonas diferentes de acuerdo con la época del año: en verano, en el Mar Caribe por la influencia de las bajas presiones ecuatoriales; en invierno, la fuente más importante la constituye el Océano Atlántico, como resultado del movimiento del Anticiclón de las Bermudas. La influencia ecuatorial, sin embargo, no llega a anularse en invierno, y esto es un hecho que debe ser tenido en cuenta.

Por cuanto corresponde a la influencia del Mar Caribe como fuente de vapor de agua, su composición isotópica es determinante en la de la lluvia. La comunicación del Caribe con el Océano Atlántico es, en alguna medida, limitada. Los valores reportados por Araguas y Gonfiantini (1992) en la superficie del mar en Haití y Jamaica son, respectivamente, de $0,76$ a $0,91$ en ^{18}O y de $6,3$ a 7 para el ^2H .

Para los valores que se reportan en las aguas de lluvia en Cuba, tales concentraciones están fuertemente enriquecidas en isótopos estables. En el Atlántico, se reportan concentraciones, en superficie, de ^{18}O que oscilan entre $-3,34$ en Groenlandia hasta $+1,32$ en el Ecuador. La estación Weathership E, de la red IAEA-OMM reporta valores medios de $-3,16$ y $-16,4\%$ para el ^{18}O y ^2H , respectivamente, para la lluvia a la altura del nivel del mar en el Atlántico Norte. Para la misma latitud, Araguas y Gonfiantini (1992) reportan valores de $+1,11$ y $+6$ de ^{18}O y ^2H , respectivamente, en las aguas del océano. De esta manera, como base de estimación pueden tomarse los valores que se presentan en la Tabla 4.

Por lo que respecta a las **aguas evaporadas y condensadas**, en Cuba no existen mediciones de la composición isotópica del vapor de agua, ni tampoco observaciones respecto a la temperatura en la base de la nube, o la concentración en isótopos estables de lluvias de diferente tipo genético o tomadas a intervalos durante un aguacero. En consecuencia, las apreciaciones de Molerio (1992) son

meramente cualitativas y se derivan de la generalización de los datos disponibles en las muestras de agua de lluvia que ya se han discutido en párrafos anteriores.

Tabla 4. Composición isotópica de las aguas de los mares que rodean a Cuba

Zona	$^{18}\text{O}_{\text{máx}}$	$^2\text{H}_{\text{máx}}$	$^{18}\text{O}_{\text{med}}$	$^2\text{H}_{\text{med}}$
Caribe	+1,0	+7,0	+0,84	+6,7 ^{18}O
Atlántico	+1,32	+5,0	+0,86	+5,0

Como regla, las aguas de lluvia sufren sucesivas evaporaciones y condensaciones antes de ser finalmente precipitadas. De esta manera, los miembros terminales, en invierno y en verano pueden tomarse, en primera aproximación, como los máximos de enriquecimiento y empobrecimiento en isótopos estables. Por ellos, los valores máximos esperados son del orden de -5%. (^{18}O) y -30%. (^2H), según puede derivarse del comportamiento de la serie disponible, cuya media histórica no registra valores más altos, aunque sí muy próximos.

Las aguas netamente provenientes de evaporación presentarán, como es de suponer, una pendiente aún más baja que 7,3 correspondiente a la recta meteórica del país y que, a su vez, es inferior a la de la recta mundial, tomada como línea de equilibrio $^2\text{H} - ^{18}\text{O}$. De acuerdo con la Tabla 5, la pendiente de la recta de evaporación es del orden de 4,57, en el rango reportado por Gat (1981), ligeramente más alta que la media mundial, lo que es fácilmente explicable tomando en cuenta las características de la alternancia rítmica y la intensidad de la pluviometría y evaporación en el país.

Tal pendiente corresponde a los valores de los meses de verano, donde la evaporación, como consecuencia de la elevada temperatura del aire, es más intensa. La pendiente de los valores de invierno, con temperatura más baja, es del orden de los 7,25, prácticamente idéntica a la línea de equilibrio $^2\text{H} - ^{18}\text{O}$ de Cuba (7,296). En ambos casos, se superpone el efecto de la cantidad de lluvia, muy superior en verano que en invierno.

Los **procesos de ultrafiltración** se desplazan con una pendiente muy baja, entre 4 y 0, correspondiendo este último caso a los procesos de intercambio. Como pendiente más adecuada, Molerio (1992a) seleccionó 2% para el caso de la ultrafiltración.

La **Recta Meteórica Nacional Cubana** presenta pendiente e intercepto muy similares a los de la línea de mezcla con el Mar Caribe. Ello confirma:

1. el Caribe es la fuente más importante -aunque no la única- de suministro de vapor de agua para las precipitaciones cubanas;
2. los procesos que conducen a las sucesivas reevaporaciones y recondensaciones del agua meteórica tienen lugar muy próximas al equilibrio $^2\text{H} - ^{18}\text{O}$ en el mar;
3. el empobrecimiento en isótopos pesados es notable, en las aguas de lluvia, sólo en los meses de verano, donde se conjuga la influencia de las altas temperaturas, elevada evapotranspiración y mayor cantidad de lluvia;
4. los valores de ^{18}O y ^2H cercanos a los valores límite en el gráfico, no resultan indicativos, "a priori", de los procesos que controlan el fraccionamiento y, en general, deben para ello, ser tomados por debajo de -4 y -20%. de ^{18}O y ^2H .

Tales condiciones de contorno deben ser tomadas en consideración al aplicarse las técnicas de hidrología isotópica para caracterizar procesos de mezcla de aguas, sobre todo, en el caso de la intrusión marina. Del mismo modo, al intentar caracterizar los procesos de recarga natural, o el resto de los "efectos de fraccionamiento", tales condiciones de borde pueden transformarse en limitaciones de cierta magnitud.

Tabla 5. Distribución promedio interanual de la composición isotópica de las aguas de lluvia de Cuba (n, número de eventos o casos), lámina de lluvia (LL), evapotranspiración real corregida (ETR), déficit de humedad (H) y temperatura media del aire (T), (xm, media aritmética; xw, media ponderada, DS, desviación estándar; CV, coeficiente de variación).

Mes	¹⁸ O	² H	d	LL	T	ETR	H
E	-2,0	-7,5	7,0	44	20,5	61,4	-17,4
F	-1,5	2,8	12,5	36	19,8	52,6	-16,6
M	-1,0	-3,2	5,6	45	21,6	77,5	-32,5
A	-1,7	-6,5	8,5	72	23,1	95,9	-23,9
M	-2,9	-15,5	8,75	182	24,9	128,4	+53,6
J	-4,25	-27,0	7,0	213	26,2	146,2	+66,8
J	-2,8	-17,5	6,5	137	26,8	160,4	-23,4
A	-2,9	-16,5	6,5	158	26,4	149,5	+ 8,5
S	-4,2	-18,0	9,4	181	26,3	135,9	+45,1
O	-3,7	-21,3	9,5	188	24,9	113,6	+74,4
N	-3,3	-16,0	11,0	79	23,0	83,9	- 4,9
D	-2,8	-14,2	10,5	40	20,6	61,6	-21,6
Total				1375	284,12	!Especificación de carácter no válida	!Especificación de carácter no válida

A. Estadígrafos de los isótopos (valores anuales)

	n	xm	xw	DS	CV
¹⁸ O	120	-3,2	-2,75	0,996	-0,36
² H	120	-17,099	-13,36	7,94	-0,59
d	120	8,56	8,29	2,02	0,24

B. Estadígrafos de los valores estacionales. Período seco o menos lluvioso (noviembre-abril)

Estadígrafo	¹⁸ O	² H	d	LL	T	ETR	H
n	120	120	120	120	120	120	120
Xm	-2,05	-7,43	9,18	52,7	21,4	72,2	-19,5
Xw	-2,16	-8,46	9,21				
DS	0,78	6,38	2,38	16,5	1,26	14,97	8,35
CV	-0,38	-0,86	0,26	0,31	0,06	0,21	-0,43
Total				316	128,6	433	-117

C. Período húmedo (mayo a octubre)

Estadígrafo	¹⁸ O	² H	d	LL	T	ETR	H
n	120	120	120	120	120	120	120
Xm	-3,46	-19,3	7,94	176,5	25,9	139	37,5
Xw	-3,52	-19,68	7,95				
DS	0,62	3,8	1,31	23,9	0,74	15,2	34,3
CV	-0,18	-0,2	0,16	0,14	0,029	0,11	0,92
Total				1059	155,5	834	225

La presencia de aguas connatas en las pequeñas islas del Caribe es un fenómeno más común de lo que a primera vista pudiera parecer. En muchos casos, estas aguas están, en alguna medida, mezcladas con aguas más jóvenes de manera que la mezcla isotópica varía en un amplio espectro.

Aguas marinas atrapadas en los sedimentos de edad Eoceno y posteriores resultan de las diferentes fases transgresivas del Neógeno y en especial, del Cuaternario, en que el nivel del mar osciló glaciostáticamente en un rango estimado entre +190 y -250 m respecto al nivel actual.

El comportamiento de la curva de ajuste muestra una tendencia al enriquecimiento en ^2H y ^{18}O con el incremento de la concentración de cloruros, pero con una pendiente general muy baja. Los interceptos, muy próximos a los valores actuales, además de indicar las mezclas en los casos de baja mineralización se fijan en valores semejantes a los de aguas de reciente infiltración. La pendiente se hace más brusca, en ambos isótopos, a partir de los 5 g/l interceptando valores de ^2H y ^{18}O notablemente enriquecidos y superiores a los valores actuales del agua de mar. Los valores reportados hace tiempo por Clayton et al. (1966) para las salmueras de la cuenca de Illinois muestran también valores muy enriquecidos respecto a la composición de la lluvia actual si se comparan con la recta de equilibrio $^2\text{H} - ^{18}\text{O}$ de la estación Chicago, de la red IAEA-OMM, pero se ajustan más al intercambio que a un ajuste neto de evaporitas. En este caso, los valores bajos de isótopos estables fueron asumidos como característicos de la precipitación pleistocénica.

Los casos extremos que se presentan en la Fig. 18 introducen el problema de la composición isotópica de las precipitaciones en las áreas no glaciadas durante el Cuaternario y, en general, de los factores que condicionaron el balance hídrico durante el Pleistoceno. Por un lado, como propusieron en su momento Clayton y sus colaboradores, las aguas más enriquecidas en ^{18}O y ^2H , se consideran asociadas a las precipitaciones durante los períodos glaciales del Pleistoceno.

Por el momento, no existe otro modo de tratar la composición isotópica estable de las aguas subterráneas para definir la presencia de **intrusión marina actual** -no debida a las transgresiones o a las precipitaciones pleistocénicas- sin distinguir la relación entre los miembros terminales de la composición isotópica estable en las aguas de lluvia y en el océano.

Araguás y Gonfiantini (1991) han revisado detalladamente las condiciones de aplicación de las técnicas isotópicas en la evaluación de la intrusión marina. De hecho, la composición isotópica estable debe ser correlacionada con la concentración de los macroconstituyentes básicos toda vez que una y otra no presentan valores fijos, a no ser para los miembros terminales (agua oceánica y agua de lluvia) que puedan servir de referencia. El fenómeno de intrusión marina está vinculado no solamente con los patrones geoquímicos naturales de intercambio físico-químico que conducen, en los acuíferos costeros, a la adquisición de una composición química e isotópica determinada de las aguas subterráneas, sino a patrones artificiales, inducidos por el hombre, en el cual la explotación de los acuíferos es una de las causas fundamentales del desequilibrio entre ambos tipos de agua. En consecuencia, la presencia y el alcance de la intrusión marina suele definirse a partir de un conjunto de relaciones entre determinados macroconstituyentes en el punto de muestreo y, pocas veces, tomando en cuenta la evolución geoquímica del acuífero y la distribución de las zonas de flujo en éstos.

Los límites reportados por Molerio (1992a) definen cinco zonas:

- agua de mar;
- de mezcla agua dulce-agua de mar;
- aguas cársicas litorales;
- aguas cársicas no vinculadas con el mar y
- aguas de lluvia.

Las columnas de composición isotópica representan la escala de valores reportados para Cuba en tales zonas.

Ecuaciones de gobierno

Para los estables puede aplicarse el modelo conceptual de transporte y las ecuaciones de gobierno descritas por Köhn et al., (2006). Según estos autores, el modelo conceptual o la ecuación

gobernante utilizada para representar el transporte de solutos en sistemas hidrogeológicos es la ecuación de advección-convección. El parámetro de dispersividad, como medida de las propiedades dispersivas del sistema, ha sido tradicionalmente considerado una propiedad monovaluable de todo el medio pero en años recientes, varios estudios sugirieron que la dispersividad no es constante, y que depende de la distancia media o de la escala del sistema (Köhn et al., 2006).

La ecuación generalizada para describir el transporte de solutos en medios porosos saturados en dos dimensiones:

$$(1) \quad \phi \frac{\partial C}{\partial t} + \nabla(D\nabla C) - q\nabla C = f$$

donde

ϕ porosidad
 C concentración de contaminante
 D coeficiente de dispersión
 q velocidad de Darcy de flujo subterráneo
 f fuente de contaminación

Las componentes del tensor de dispersión hidrodinámica D incluyen el efecto de dispersión mecánica y difusión molecular. Para obtener el campo de flujo subterráneo se parte de la ley de Darcy generalizada:

$$(2) \quad q = -\frac{k}{\mu}(\nabla p + \rho g \nabla z)$$

donde k es la permeabilidad específica, μ es la viscosidad dinámica del fluido, g la gravedad y ρ la densidad del fluido.

La conductividad hidráulica K es una constante que depende del medio poroso y de las características y propiedades del fluido. Es igual a la permeabilidad específica k excepto un factor de escala. La relación entre k y K está dada por

$$(3) \quad K = \frac{k\rho g}{\mu}$$

El sistema que se resuelve para obtener el campo de flujo de aguas subterráneas bajo la hipótesis de incompresibilidad es el siguiente:

$$(4) \quad \nabla q = 0$$

donde q satisface la ley de Darcy.

Otra aproximación (Molerio, 2006a, 2006b) se basa en evaluar la distribución de la sustancia en cualquier punto x se representa por su valor promediado C . De manera general, la expresión más simple que describe el comportamiento de una sustancia conservativa, no sometida a reacciones químicas, es la siguiente:

$$(5) \quad \partial C / \partial t = D_l \partial^2 C / x^2 - v \partial C / \partial x$$

En la que C , es la concentración; t , es el tiempo de arribo; v , la velocidad media de la corriente; x , el intervalo de distancia y D_l la dispersión longitudinal. Para las condiciones iniciales de input

instantáneo de masa M en un punto $x = 0$, la solución de la ecuación es la siguiente:

$$(6) \quad C(x,t) = \frac{M}{A(4\pi D_l x/v)^{1/2}} \exp\left[-\frac{(x-vt)^2}{4D_l t}\right]$$

Como la concentración en función del tiempo en un punto dado x , aguas abajo alcanza su valor máximo cuando $x = vt$; esto es, cuando el tiempo iguala el tiempo de arribo desde la fuente hasta el punto x , de manera que:

$$(7) \quad C(x,t) = \frac{M}{A(4\pi D_l x/v)^{1/2}}$$

Desde el punto de vista práctico, esta expresión permite la estimación de las concentraciones máximas a lo largo de la corriente.

Microelementos traza y Relaciones iónicas básicas

La **relación iónica Cl/Br** es un buen indicador del origen de la salinidad y ha sido resumida por Alcalá y Custodio (2004) del modo en que se refleja en la Tabla 6.

Tabla 6. Indicadores de origen de la salinidad a partir de la relación Cl/Br (elaborado a partir de los datos de Alcalá y Custodio, 2004)

Origen de la salinidad	Valor de Cl/Br
Aguas marinas, salobres y saladas	655
Recarga en zonas costeras sin efectos antrópicos	500-700
Recarga en zonas costeras en el sentido de procedencia de la lluvia	300-650
Disolución de halita pura	3500-6600
Disolución de evaporizas con haluros	1200-5400
Mezcla con aguas residuales urbanas	900-1450
Lixiviado de basuras procedentes de rellenos sanitarios	750-1000
Uso agrícola intensivo	200-500

Morell (2004) ha estudiado detalladamente la aplicación del ión **Boro** para la discriminación del origen de diferentes tipos de agua, basadas en la propiedad de que el boro tiene cierto retardo hidrogeoquímico en medios de aguas subterráneas con alto contenido arcilloso pero en acuíferos de alta transmisividad, como los cársicos, puede ser considerado como un trazador conservativo.

El Boro en **aguas subterráneas** se encuentra normalmente a muy bajas concentraciones, como ion minoritario o como elemento traza; sin embargo, aportes naturales ligados al agua de mar, a salmueras, ciertos fluidos geotermales o a ambientes evaporíticos puede elevar apreciablemente su concentración hasta superar la concentración media del agua de mar.

La presencia de boro en las aguas subterráneas depende de su salinidad y del contenido de boro en las rocas asociadas. La adsorción de boro y retención por las arcillas está afectada por muchos factores: salinidad de las aguas, tipo de arcilla y cristalinidad, pH, temperatura, fuerza iónica de la solución y composición, ciclos de humedad y sequedad de la arcilla y presencia de sustancias orgánicas. El comportamiento del boro está también, en parte, controlado por el magnesio, de forma

que si el magnesio está presente -en solución o en la superficie de los minerales arcillosos- la retención del boro es mucho mayor.

En acuíferos cársicos litorales cubanos, bajo las presiones de disposición de aguas de capa, uso intensivo de las aguas subterráneas dulces, de mezcla y saladas y desplazamiento tierra adentro de la intrusión marina, las relaciones que se presentan en la Fig. 3 han resultado útiles. El Boro, por otro lado, interviene en el control de la composición química de las aguas en la Franja de Crudos Pesados de Cuba Occidental de manera nada despreciable. En efecto, el Análisis Factorial en Modo R de varios centenares de muestras de agua subterránea con distinto tipo de mezcla con aguas marinas muestra las cargas resumidas en la Tabla 7.

Los resultados se derivaron de la aplicación del método de extracción de Componentes Principales, con rotación Varimax Normalizada a una matriz observacional compuesta por 243 muestras de agua a la que se determinaron 23 elementos químicos (HCO_3 , SO_4 , Cl, Ca, Mg, Na, K, Al, As, B, Ba, Be, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, Mn, Ni, Pb, Si, Sr, Zn). Cuatro factores permitieron explicar el 78% de la varianza total (Tabla 8). Obsérvese que en la muestra examinada el control básico sobre la composición química de las aguas lo ejerce la intrusión marina en tanto controla las mezclas entre las aguas terrestres de diferente origen y las marinas. Un resultado semejante fue obtenido por Molerio et al. (2002) en el sector de Varadero-Cárdenas, en la porción más oriental de la FCPOC.

En efecto, el primer factor, que explica el 31% de la varianza total de la serie espacial, está controlado por el Cl y el Na, elementos que conforman la composición básica de las aguas marinas. El segundo factor, está dominado significativamente por el Ca y el Mg y, en parte, por el HCO_3 , que representan la composición del acuífero carbonatado dominante en toda la región y que constituye el sistema de flujo de las aguas subterráneas evaluadas. Estos dos factores explican, entre ambos, poco más de la mitad de la varianza total de la serie.

De notable importancia es que el B y el K aparezcan en el tercer factor, puesto que puede indicar tanto el aporte complementario de algunos humedales próximos, incluso de aguas más antiguas o con limitada circulación o tal vez, por algún aporte de los materiales arcillosos que pueden rellenar algunas cavernas o que constituyan la base de los humedales próximos. En cualquier caso, es un indicador a ser tomado en consideración. La componente de aporte de los humedales próximos y del aporte del agua de mar queda aclarada en el cuarto factor, dominado exclusivamente por el SO_4 .

El Sr es un excelente indicador del origen marino de ciertas aguas (Ahn et al., 1992). En un caso de derrame de aguas marinas se encontró una correlación casi perfecta (0,999) entre el B y el Sr (Fig. 4) en las mezclas de agua subterránea. Pero, en general, por razón de los diferentes factores de control, la correlación es muy alta, altamente significativa (0,987) y en ambos casos para una certidumbre del 95%. En este caso (Fig. 5) es importante tener en cuenta el eventual aporte de estroncianita en caso que se trate de aguas subterráneas muy jóvenes o que circulen por terrenos geológicamente muy jóvenes.

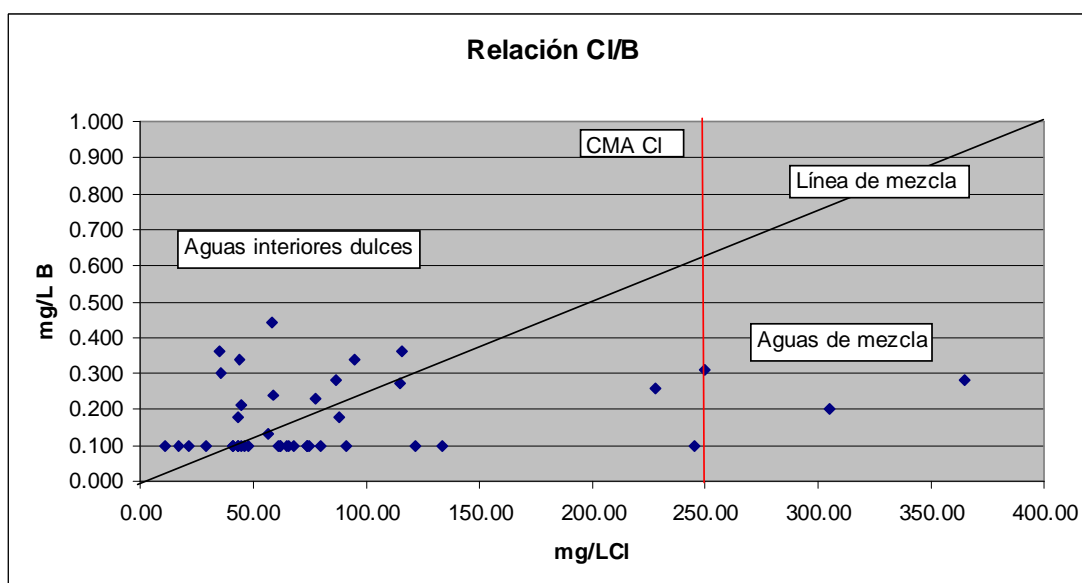


Fig. 3. Relaciones Cl – B en aguas subterráneas cársicas de la Franja de Crudos Pesados de Cuba Occidental (CMA, Concentración Máxima Aceptable de Cloruros en las aguas potables según las normativas cubanas).

Tabla 7. Cargas factoriales

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
HCO3	0.0812228	0.64083405	0.3145389	0.01581011
SO4	0.11379998	-0.07142029	-0.01860642	0.96727641
CL	0.92975573	0.13525986	0.05825714	-0.04355492
CA	0.00826452	0.88877902	-0.07673824	0.08888551
MG	0.15634995	0.77517119	0.04995581	-0.25045451
NA	0.92712069	0.0804384	0.12619923	0.21104534
K	-0.06637586	0.19183305	0.87230985	0.08170511
B	0.39038685	-0.05065667	0.71990003	-0.14942399

Tabla 8. Valores propios de la matriz observacional estandarizada

	Valor propio	% de la Varianza total	Valor propio acumulado	% Acumulado
1	2.49798791	31.2248489	2.49798791	31.2248489
2	1.63948781	20.4935976	4.13747572	51.7184465
3	1.17097272	14.6371591	5.30844845	66.3556056
4	0.9752462	12.1905774	6.28369464	78.546183

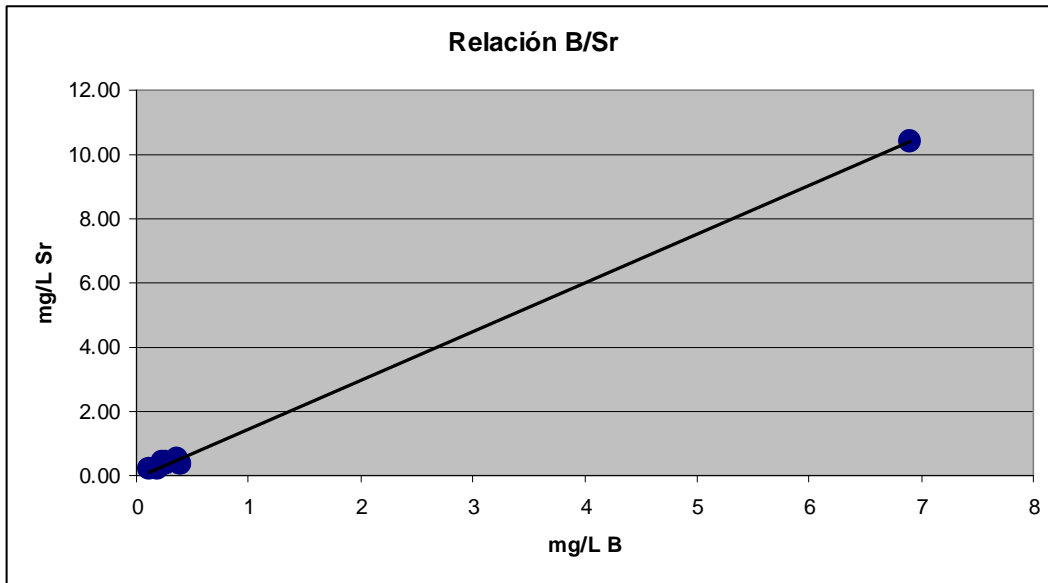


Fig. 4. Relación B/Sr en las aguas subterráneas mezcladas con aguas marinas.

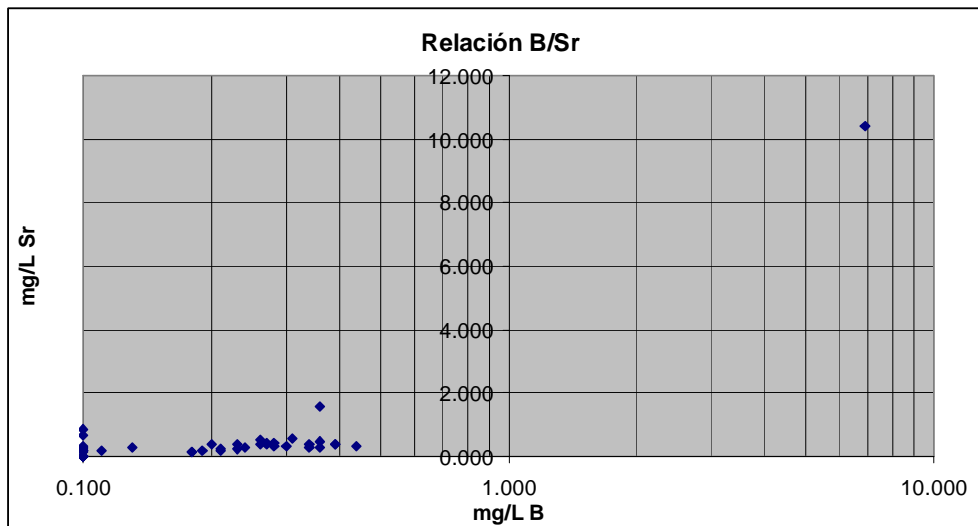


Fig. 5. Relación B/Sr en las aguas subterráneas de los sistemas regionales de flujo evaluados.

Caso 2: Discriminación de impactos históricos en la calidad de las aguas subterráneas. (Fechado y Tiempo de residencia de las aguas)

Hace medio siglo que Kaufmann y Libby identificaron el tremendo potencial que ofrecía el Tritio cosmogénico para el fechado de las aguas (Kaufmann y Libby, 1954). Toda vez que el Tritio geogénico es prácticamente despreciable, aquel que se mide en las aguas subterráneas virtualmente significa, siempre, recarga moderna. Esta es la base conceptual para el cálculo del tiempo medio de residencia de las aguas subterráneas en los acuíferos.

Existe consenso en afirmar que cuando estos niveles son altos (≥ 30 UT) está implicada una fuente asociada a las explosiones termonucleares en la atmósfera, lo que indica recarga durante la década de 1960. Aquellas aguas que contiene Tritio próximo al límite de detección (~ 1 UT) son submodernas o se trata de paleoaguas que se han mezclado con aguas someras modernas cerca de la zona de descarga o en el tránsito hacia éstas.

Existen cinco métodos –cualitativos y cuantitativos- para aproximarse al fechado de las aguas subterráneas con Tritio, a saber:

- **Velocidad del pico de 1963**, que identifica el pico termonuclear preservado en las aguas subterráneas e identifica claramente su edad.
- **Decaimiento radioactivo**, que permite calcular, para un grupo de valores medidos, el tiempo de desintegración a partir de un nivel de entrada (input) conocido.
- **Modelo de la función de entrada**, que determina la recarga atenuada de los niveles de tritio para un sistema de flujo dado de aguas subterráneas aplicando la ecuación de decaimiento radioactivo.
- **Análisis de la serie temporal**, que parte del muestreo sistemático en puntos específicos de los valores de entrada y salida durante un tiempo lo suficientemente largo para permitir identificar el tiempo de tránsito.
- **Interpretación cualitativa**, donde el Tritio mensurable se considera equivalente de la recarga moderna.

Sobre todo en sistemas acuíferos poco activos, el pico de las pruebas termonucleares de 1963 es un marcador importante que puede haberse preservado en éstos. Sin embargo, en sistemas de flujo moderado o rápido, este horizonte guía puede haberse desplazado ya o presentarse atenuado por dispersión y mezcla.

La precipitación (fallout) de Tritio de 1963, por otra parte, se ha preservado donde el flujo advectivo es mínimo, como en el caso de acuíferos de gran espesor de zona no saturada o de recarga muy difusa, como la que puede ocurrir a través de horizontes semiconfinados o semilibres (Molerio, 1992b, 1992c, 2006a, 2006b; Morder et al., 1986). Al producirse un movimiento descendente muy lento, las nuevas aguas que ingresan al acuífero por infiltración desplazan las anteriores, lo que da como resultado una inversión, en las aguas subterráneas, del pico de Tritio en la precipitación. No obstante, parece que en la mayor parte de la zona no saturada de los acuíferos el pico de 1963 se movió hace tiempo. Fenómenos como la dispersión hidrodinámica y la mezcla de aguas bajo el nivel de la superficie piezométrica provocan una atenuación de la función de entrada de Tritio.

Es evidente que disponer de un horizonte guía tan nítido resulta una innegable ventaja en tanto proporciona información sumamente efectiva para estimar las velocidades de flujo y los tiempos medios de circulación de las aguas subterráneas.

Este método se basa en presuponer que se conoce la entrada (input) de Tritio en el sistema y que el Tritio residual medido en muestras discretas de las aguas subterráneas es resultado, exclusivamente, de la desintegración radioactiva en correspondencia con la expresión siguiente:

$$(8) a_t \text{ } ^3\text{H} = a_0 \text{ } ^3\text{He}^{-\lambda t}$$

donde el primer término del miembro de la derecha representa la actividad inicial de Tritio (expresada en UT) y el miembro de la izquierda la actividad medida en una muestra luego de un tiempo t.

El término de desintegración λ equivale a:

$$(9) \lambda = \frac{\ln 2}{t_{0,5}}$$

en la que $t_{0,5}$ es el tiempo medio de vida del Tritio (12,43 años), por lo que esta ecuación puede describirse como:

$$(10) \quad t = -17,93 \ln \frac{a_t \text{ } ^3\text{H}}{a_0 \text{ } ^3\text{H}}$$

El resultado más importante que puede derivarse de esto es que el rango útil para fechado con Tritio es menor de 50 años cuando las determinaciones se realizan por el método de enriquecimiento (cuyo límite de detección es de aproximadamente 0,8 UT). Tritio anterior a las explosiones termonucleares puede medirse si se aplican las técnicas de medición de bajo nivel (como la síntesis de propano o el enriquecimiento con ^3He (Clark y Fritz, 1997).

Como señalan Clark y Fritz (1997), raramente se encuentran aguas subterráneas en las que no haya ocurrido una mezcla tal que permita un fechado efectivo por este método. Por lo común, sería el caso de aguas que se infiltran muy rápidamente, como puede ocurrir en algunos karsts tropicales (Molerio, 1992a, 1993, 1994; Molerio et al, 1993, 1994, 2000, 2002a, 2002b). Para hacer más efectivas las mediciones de Tritio se requieren análisis cada vez más precisos, sobre todo en los últimos años, donde la actividad de Tritio se acerca a los niveles anteriores a las explosiones termonucleares. La aplicación de este modelo, entonces, es mucho más limitada en el fechado de aguas muy jóvenes.

Una de las más importantes limitaciones en la aplicación de este método es la fuerte dependencia estacional que suele presentar el input de Tritio, lo que limita mucho poder fijar el Tritio inicial al momento de la recarga. Más que un valor único, existe consenso en aceptar que el input de Tritio es una función plurianual promedio.

En un sistema regional de flujo, las aguas subterráneas adquieren su composición física, química, bacteriológica e isotópica como consecuencia de un proceso compuesto en el que interviene la infiltración de diferentes años de precipitación y por la interacción agua-roca en el flujo horizontal. Ambas componentes son las que han contribuido a la alimentación del acuífero mediante mezcla a través de la zona no saturada y por el que ocurre a lo largo de las líneas de drenaje subterráneo. Así la zona de fluctuación del nivel de las aguas subterráneas es una zona activa de intercambio en la que se mezcla aguas provenientes de diferentes eventos naturales e inducidos artificialmente. Por eso, cuando tales aguas se mueven hacia zonas más profundas o bajo capas confinantes en las que tal intercambio se reduce o se anula y, por ende, no recibe aportes adicionales de Tritio, la actividad de éste decrece debida, exclusivamente a desintegración radioactiva. En este momento, la concentración de Tritio en un sector dado del dominio de flujo será una función del tiempo de residencia en la zona de recarga.

Existen dos formas de determinar la función plurianual de entrada de Tritio, a saber:

- La contribución ponderada de ^3H en cada año.
- La aplicación de una corrección para el decaimiento de la contribución de cada año debida al almacenamiento en la zona de recarga.

En consecuencia, la extrapolación de un valor medido en una muestra de agua subterránea en una fecha dada hasta el valor más apropiado de la curva de recarga (input) permite un estimado del tiempo de tránsito que media desde la zona de recarga hasta el punto de muestreo.

Con esta aproximación, mucha de la precisión con la que se estima el tiempo de tránsito depende del conocimiento de las características de la zona de recarga del sistema acuífero. Aquellos sistemas de flujo con potentes zonas no saturadas y grandes extensiones de flujo no confinado suelen mostrar mezclas de aguas entre 5 y 10 años o más antes que un dominio de flujo dado se cierre a los estímulos más recientes. En el otro extremo, aquellos sistemas de flujo en los que las áreas de

recarga tienen limitada extensión y permiten concentrar el flujo de infiltración exhiben poca mezcla en la zona de alimentación y, por ello, períodos de recarga de cinco o menos años.

El muestreo secuencial de Tritio en las aguas subterráneas puede ser usado para identificar el pico termonuclear y ofrecer un buen indicador del tiempo medio de residencia de las aguas. Como señalan Clark y Fritz (1997) usando una función suavizada de ingreso de ^3H , la relación entre dos muestras del mismo piezómetro o estación de observación (corregidas para la desintegración radioactiva) indicarían la localización relativa del pico de 1963. Esto puede expresarse como la relación entre el nivel de Tritio en el muestreo temprano, corregidas las pérdidas debidas a la desintegración radioactiva entre los momentos de muestreo, con el nivel del muestreo final, de manera que,

$$(11) \quad \frac{{}^3H_{\text{temprano}} e^{-\lambda t}}{{}^3H_{\text{final}}}$$

Donde t , es el tiempo, en años, entre ambos muestreos y λ es la constante de desintegración radioactiva que, para el Tritio, equivale a 0,00576. En este caso, una relación superior a 1 sugeriría que el pico ha pasado ya el punto de observación, mientras que si la relación es inferior a 1, el punto de observación está midiendo la cola del pico.

En ciertos casos puede resultar conveniente o necesario reconstruir las series temporales de Tritio. El Organismo Internacional de Energía Atómica ha provisto de un instructivo para ello (Celle-Jeanton, Gourcy y Aggarwal, 2000) que describe los métodos de Weiss y Roether (1980) y de Doney et al, (1992).

En ciertos casos constituye una buena primera aproximación, sobre todo cuando los modelos matemáticos no son concluyentes, bien porque la data es irregular o incompleta o inconsistente o bien porque se conoce poco el funcionamiento del acuífero. Esta aproximación establece los siguientes intervalos para la clasificación de la recarga a las aguas subterráneas (Clark y Fritz, 1997)

Denominación	Rango en años
• Submoderna	• Anterior a 1952
• Mezcla entre la recarga submoderna y la reciente o moderna	• Entre 1952 y los últimos 5 a 10 años
• Moderna o reciente	• Entre los últimos 5 a 10 años
• Pico termonuclear	• Dominante de 1960
• Recarga residual del pico termonuclear	• Componente entre 1960 y 1970

Las concentraciones de ^3H en la atmósfera y, en consecuencia, en las aguas de precipitaciones son, en la actualidad muchísimo más bajas que las registradas durante el pico de las explosiones termonucleares. Estas concentraciones continúan decreciendo, mucho más en las latitudes bajas que en las altas y provocarán que el método resulte poco útil en los próximos años, a diferencia de lo que ha ocurrido en las últimas cuatro décadas.

Las concentraciones se aproximan ahora a las que debieron ser las normales en la atmósfera antes de 1960, de manera que se requieren mejores precisiones en las determinaciones y, paralelamente, incorporar la aplicación de otras herramientas basadas, esencialmente, en los mismos principios, como es el método de Tritio-Helio 3 que presenta la ventaja de que las edades “verdaderas” de las aguas no tienen que depender de las complicaciones de la función de entrada de ^3H .

De hecho, en Cuba, en la última década, las concentraciones de ^3H en las aguas de lluvia han descendido desde máximos de 10 UT en 1989 (Molerio, 1992, 2002a; Molerio et al, 1993) hasta menos de 3.

El **tiempo de residencia de las aguas** (que se emplea como sinónimo de tiempo de tránsito, edad de las aguas, edad cinemática, edad hidráulica, entre otros) se define como la relación entre el volumen de agua móvil (V_m) y la tasa volumétrica de flujo (Q) en el sistema, es decir:

$$(12) \quad t_w = \frac{V_m}{Q}$$

Para flujo vertical en la zona de recarga, especialmente en la zona no saturada, Q equivale a la tasa de infiltración o recarga; es decir:

$$(13) \quad t_w = \frac{V_m}{I}$$

Si el sistema puede aproximarse por un patrón de flujo unidimensional, esta definición lleva a la relación (Maloszewski y Zuber, 2004):

$$(14) \quad t_w = \frac{x}{v_w}$$

en la que x , es la longitud para la cual se determina t_w , y v_w es la velocidad media del agua, que equivale a la relación entre la velocidad de flujo (v_f) y la porosidad efectiva (n_e).

Como el Tritio es un trazador, conviene entonces introducir el concepto de “edad media del trazador” (t_t), que puede definirse como:

$$(15) \quad t_t = \frac{\int_0^{\infty} t' C_t(t') dt'}{\int_0^{\infty} C_t(t') dt'}$$

en la que C_t es la concentración de trazador observada en el sitio de medición, como resultado de una inyección instantánea a la entrada del sistema.

Ahora, lo importante es tener claro que la edad media del trazador es igual a la edad media de las aguas solamente si no existen zonas inmóviles, estáticas (*stagnant zones*) en el acuífero y el trazador es inyectado y medido en el flujo. Con los términos inyección y medición en el flujo se quiere significar que tanto a la entrada del sistema, como a la salida, la cantidad de trazador es proporcional al flujo volumétrico a lo largo de una particular línea de flujo. Obviamente, Esta condición se satisface en sistemas naturales donde el trazador ingresa en el sistema con el agua de infiltración y se mide en la zona de descarga. Cuando las mediciones se realizan a cierta profundidad en pozos, es necesario prever que esta condición quizás se satisfaga para la línea de flujo muestreada, pero no para todo el sistema.

Un caso particular –y nada despreciable- lo constituye el efecto que provocan las zonas estáticas, por lo común asociadas a las rocas fracturadas –incluidas las cársicas-, por lo que la “**edad de las aguas de un sistema inmóvil**” se define como en intervalo de tiempo en que el sistema se separó de la atmósfera. En estos casos, cuando la edad radioisotópica de un radioisótopo atmosférico no tiene

otras fuentes o sumideros que la desintegración radioactiva, puede identificarse con la edad del agua (Maloszewski, 1992; Maloszewski et al., 1983, 2004).

Así, la edad radioisotópica (t_a) se define exclusivamente por la desintegración radioactiva:

$$(16) \quad \frac{C(t_a)}{C(0)} = \exp(-\lambda t_a)$$

donde $C(t_a)$ y $C(0)$ son las concentraciones actuales e iniciales, respectivamente, del radioisótopo y, λ , como fue definido antes, la constante de desintegración. Lamentablemente, como señalan Maloszewski y Zuber (2004) pocos trazadores radioisotópicos están disponibles para el fechado de aguas subterráneas móviles e inmóviles. Obviamente, como señalan estos autores las edades de los sistemas inmóviles o de sistemas que pueden ser parcialmente inmóviles por ciertos períodos de tiempo no pueden ser interpretados, directamente, en términos de los parámetros hidráulicos.

Los acuíferos cársicos, en general, no presentan condiciones muy favorables a la aplicación de este método debido a que la estructura del campo de flujo en términos de la posición de las zonas de recarga, drenaje y descarga de los sistemas locales e intermedios de flujo que participan en la integración de un sistema regional dado (véase la Fig. 2).

Como cada asociación entre formas de absorción-conducción-descarga es un sistema local de flujo *per se* que, a su vez es parte de uno mayor, las velocidades de tránsito son sumamente variadas y la mezcla depende de la organización del escurrimiento interno y del estado evolutivo de esa parte de sistema. Y como la propia evolución hidrológica de los terrenos cársicos excluye o incluye formas y sistemas de flujo que pueden haber sido desactivados del funcionamiento hidrológico de la región, dentro del mismo dominio de flujo pueden encontrarse zonas de recarga difusa, lenta, como zonas de recarga concentrada, rápida.

Estos dos extremos ocurren en todas las regiones cársicas. Las zonas de **recarga concentrada**, rápida, asociadas a la infiltración de las aguas de lluvia a través de formas absorbentes como los honores, dolinas, simas o valles de diferente tipo, presentan incluso, grandes contrastes a los efectos del retardo y la acumulación. Zonas de drenaje vertical como simas conectadas con el nivel de las aguas subterráneas excluyen cualquier retardo en la zona no saturada ya que, de hecho, en esos lugares ésta no existe.

La presencia de ríos que penetran en el subsuelo a través de cavernas en la zona no saturada se comportan de manera diferente según se trate de movimiento a través del epikarst, de flujo hipodérmico o de convergencia con el acuífero (Fig. 6). La recarga a través de dolinas y sumideros, por ejemplo, puede ser tanto concentrada como difusa, dependiendo del grado evolutivo de éstas; es decir, del grado de actividad hidrológica de las mismas y -sobre todo- de la conexión hidráulica con otras formas cársicas. Las vastas zonas cubiertas de suelo, pavimentadas, o simplemente por estratos menos permeables o por grietas rellenas son elementos de retardo de flujo que enmascaran la contribución de la zona de recarga en un punto dado del sistema acuífero.

A veces es posible lograr una buena aproximación para sustentar la cercanía a las zonas de recarga o de descarga según la solución muestreada se presente insaturada, saturada o sobresaturada respecto a los minerales más importantes del complejo -usualmente carbonatado- que constituye el karst. Para aquellas zonas de recarga rápida, concentrada, directa, usualmente las aguas representan insaturadas respecto a la calcita y la dolomita. Pero la mezcla de aguas con diferente grado de saturación siempre provoca instauración de la solución por lo que estas determinaciones tienen que ser acompañadas de una fuerte evidencia de campo que las sustente y, por supuesto, de controles "*in situ*" de pH, temperatura, conductividad eléctrica de las aguas y presión parcial de CO_2 .



Fig. 6. Río subterráneo en una caverna

La divergencia del flujo subterráneo es una de las características más importantes del carso. Ello significa que las relaciones hidráulicas entre las zonas de recarga, conducción y descarga no son obvias. Salvo que esté fehacientemente demostrado por ensayos rigurosos de trazadores o por exploración espeleológica directa no puede presumirse que cierto punto de descarga está asociado a un cierto grupo de formas de absorción o una determinada zona de recarga.

El limitado valor de uso que, para ciertos –y no pocos- sistemas acuíferos cársicos presentan las curvas equipotenciales, particularmente para el caso de sistemas locales de flujo, es una fuerte limitante para la interpretación de la composición isotópica de las aguas y, en especial, para la estimación del tiempo medio de tránsito de las aguas. Entre los factores que influyen en ello está la presencia de diferentes niveles de cavernamiento superpuestos que son responsables de la divergencia local del flujo.

En muchas ocasiones, ello hace que ciertas relaciones de conexión hidráulica funcionen no sean permanentes y funcionen solamente bajo determinados estímulos hidráulicos. No es poco común el caso de conexiones entre diferentes aparatos cársicos (sistemas locales de flujo) que funcionan solamente en épocas de lluvias torrenciales. Tampoco es común el caso de formas de absorción y descarga, prácticamente contiguas que están totalmente desvinculadas entre sí.

La mezcla de aguas terrestres de diferente origen, como ocurre en algunas regiones con espeleogénesis hipogénica o la mezcla de aguas continentales y marinas en los acuíferos cársicos litorales introduce una componente de incertidumbre grande que, sin embargo, es totalmente independiente de la posición de las zonas de recarga y, en muchos casos la presencia de ciertos indicadores traza e incluso del propio ^3H depende de la profundidad y hasta la hora del muestreo. Esto es particularmente cierto en el caso de acuíferos cársicos litorales en los que la presencia de conductos alternativamente absorbentes-emisivos varía el dominio de una componente sobre la otra, como en el caso de la marea alta donde penetra el mar a través de cuevas litorales o submarinas y

de la marea baja, donde se descarga agua continental mezclada con la marina que penetró en el intervalo anterior. En acuíferos interiores, donde hay presencia de estavelas el fenómeno es semejante, ya que se trata de formas alternativamente absorbentes-emisivas. Por otro lado, la mezcla de aguas siempre produce instauración respecto a la calcita, dolomita o yeso y, por ello, también enmascara el uso de este recurso para identificar las zonas de recarga del resto.

Por ello la organización del flujo subterráneo en los sistemas cársicos –que no puede separarse en lo absoluto de la organización del escurrimiento superficial en ellos- es otro factor a tener en cuenta. Bajo determinadas condiciones, impresionantes redes de cavernas pueden extender el dominio de flujo subterráneo con total independencia de las divisorias superficiales. La presencia de flujo lateral y divisorias subterráneas móviles, dependientes de la recarga en un momento dado, no es un caso extraño, sobre todo si se trata de sistemas de flujo predominantemente horizontal, libre, y difuso en que la distribución regional de potenciales hace dominar un flujo lento semejante al de un medio poroso (Herrman et al., 1990; Benischke et al., 1988; Maloszewski y Zuber, 1990; Seiler et al., 1989)

Es precisamente la alternancia entre zonas capacitivas y transmisivas lo que provoca que también se encuentren zonas con muy diferente tiempo de tránsito de las aguas subterráneas. Efectivamente, tal y como ocurre en la zona no saturada, donde alternan zonas de flujo concentrado rápido, con otras de flujo retardado, más lento, en el subsuelo si la circulación se realiza a lo largo de grandes redes de cavernas, en las que el régimen de flujo es siempre no lineal de alta velocidad, los estímulos de recarga y, con ellos, la composición de las aguas se transmiten rápidamente a puntos muy alejados de las zonas de recarga: estas son las llamadas zonas transmisivas. Entre tanto, zonas en las que dominan los poros de la matriz o grietas pequeñas, retardarían el flujo horizontal, incrementarían la retención y por ello, el decaimiento de radioactivo y la atenuación natural, en suma, serán efectos dominantes sobre la velocidad con la que se mueven las aguas y, con ello, incrementarían notablemente el efecto de acumulación.

Es importantísimo destacar que, en correspondencia con el desarrollo tridimensional del cavernamiento local y regional, estas zonas se distribuyen no solamente a lo largo del campo de flujo horizontal sino también en toda la columna vertical o espesor del acuífero, diferenciando el campo de las isocronas, es decir, de las isolíneas de tiempo de tránsito en todo el campo tridimensional de flujo.

El efecto combinado de ambas tiene notables consecuencias para la estrategia de aprovechamiento de los recursos hidráulicos subterráneos porque, obviamente, es tal efecto el que ha controlado la distribución de los recursos en el sistema acuífero. La explotación de zonas de recarga retardada o desvinculadas en todo o en parte del ciclo hidrológico actual es causante del agotamiento de los recursos por sobreexplotación. El desvío de líneas de flujo contiguas hacia estas zonas provoca cambios en el sistema de flujo con efectos laterales tan variados como la presencia de grandes conos de depresión, subsidencia inducida o desplazamiento de las zonas de recarga, todas de negativa influencia. Medidas de remediación como las de recarga inducida (recarga artificial) para la reposición artificial de las reservas de agua subterránea son a veces inútiles al construirse, precisamente, sobre estas zonas (Fig. 7).

La Fig. 8 muestra el ajuste de un modelo exponencial de tiempo de residencia de las aguas subterráneas en una estación de control de la FCPOC que muestra un excelente ajuste para tiempos de tránsito entre 20 y 40 años. Este resultado permite discriminar la antecedencia de ciertos efectos de contaminación de las aguas asociados a recargas antiguas en la zona de alimentación del acuífero.



Fig. 7. Distribución de períodos de recarga en un sistema acuífero cársico donde se nota la misma dolina en dos estaciones: seca (foto superior) e inundada como consecuencia de lluvias torrenciales (foto inferior).

Ello significa, por un lado, que las eventuales recargas recientes aún no llegan al acuífero y con ella, tampoco la contaminación que, eventualmente pueden producir los trabajos actuales de E & P. Pero de lo que no hay duda, y estos resultados lo corroboran, que una mezcla de aguas recargadas en los últimos 40 años se está moviendo actualmente en el acuífero. Una movilidad más baja con una atenuación natural y auto depuración más lenta provoca que ciertos contaminantes persistentes lleguen eventualmente a partes sensibles del acuífero o de interés para su explotación.

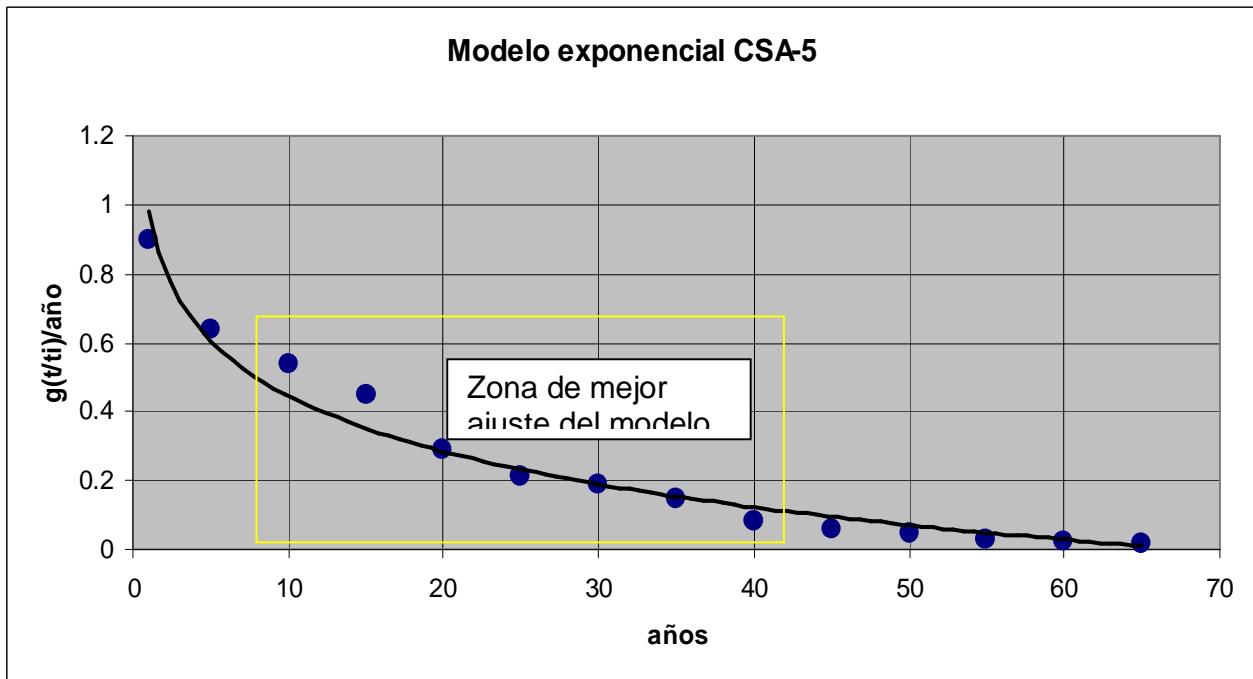


Fig. 8. Modelo exponencial para un sector del acuífero regional de la FCPOC.

Es evidente que la importancia de este hecho para identificar el alcance de responsabilidad de los operadores actuales respecto al estado de calidad de las aguas terrestres y los suelos en la región de interés es notable. Discriminando adecuadamente las componentes de diferentes tiempos de residencia en las mezclas de aguas que llegan a diferentes sectores del acuífero con su correspondiente calidad, permite a los gestores ambientales disponer de un recurso para separar las contribuciones históricas de los diferentes actores que han intervenido en el sitio.

PRESENCIA AUSENCIA DE LFNA EN LAS AGUAS TERRESTRES

La detección y la aclaración inequívoca de la distribución de la contaminación en las aguas subterráneas por cualquier tipo de LFNA (Líquidos de Fase No Acuosa) y su cuantificación, ya sean ligeros (los llamados LLFNA, alcoholes, gasolina o nafta) o densos (DLFNA, como fuels, petróleo y aceites) puede lograrse exitosamente aprovechando las propiedades de partición agua-hidrocarburos de isótopos radioactivos ambientales como el Radón (^{222}Rn). En los últimos años, al mejorarse las técnicas de detección y cuantificación (Surbeck 1996; Burnett et al, 1998) este radionucleido se ha usado con frecuencia por su extraordinaria capacidad para resaltar la contaminación por diferentes tipos de hidrocarburos en las aguas subterráneas (Hunkeler et al, 1997; Hunkeler, Höhener y Seller, 1997; Werner y Hohener, 2002a, 2002b; Molerio, 2003, 2004, 2006).

El isótopo radioactivo ^{222}Rn , con un tiempo medio de vida de 3,8 días es uno de los productos de la desintegración radioactiva natural del Uranio 238. La desintegración α del Radio 226 (^{226}Ra) produce ^{222}Rn que se desintegra en productos de muy corta vida. Al tratarse de un gas noble, el ^{222}Rn es químicamente inerte. Sin embargo, el ^{222}Rn particiona en líquidos orgánicos y, desde superficies de minerales que contienen ^{226}Ra , como en la mayor parte de los acuíferos, el ^{222}Rn emana hacia las fases gaseosa o líquida contiguas por retroceso o difusión.

Por esa razón, las aguas superficiales casi no contienen ^{222}Rn , ya que se evapora e incorpora a la atmósfera; pero las aguas subterráneas lo adquieren ya que la concentración de actividad del ^{222}Rn

desde la zona de recarga a la zona saturada, se incrementa hasta alcanzar un estado de equilibrio entre la emisión y la desintegración radioactiva. El tiempo para que ese régimen permanente se establezca es de unas 5 vidas medias. Tales propiedades hacen que el ^{222}Rn esté presente en actividad constante en la mayor parte de los acuíferos y que se transporte, sin el menor retardo, en aguas que no estén contaminadas por LFNA. Por ello, tienen un valor inestimable en la determinación de contaminaciones de este tipo.

La fundamentación teórica del modelo hidrológico isotópico parte de los siguientes principios básicos:

- La distribución promedio del ^{226}Ra , el radionúclido padre del ^{222}Rn , en la fase sólida es homogénea a escala macroscópica.
- La porosidad del material acuífero es constante en la zona de flujo ensayada.
- Las pérdidas de ^{222}Rn desde la zona saturada del acuífero a la zona no saturada, son despreciables.
- La partición del ^{222}Rn entre el LFNA y la fase acuosa está en equilibrio.
- El coeficiente de partición es independiente de la saturación de LFNA.
- La fase LFNA está inmóvil – o lo que es lo mismo, se mueve más lentamente que el agua subterránea-.
- La porción de ^{222}Rn en la matriz sólida puede despreciarse.

Ello significa que cuando el agua subterránea que contiene ^{222}Rn es estado de equilibrio de emisión-desintegración migra hacia una zona contaminada por LFNA se produce un decrecimiento en la actividad del ^{222}Rn debido a la partición del ^{222}Rn entre el agua y el LFNA. Cuando las aguas subterráneas abandonan la zona contaminada, la actividad del ^{222}Rn en la fase agua debe retornar al valor inicial del equilibrio (Fig. 9).

La ecuación general de transporte es análoga a la de van Genuchten y Alves, de manera que:

$$(13) \quad \frac{\partial}{\partial t} [(1-S)\theta A + \theta A^{NAPL}] = -\frac{\partial}{\partial x} \left[qA - (1-S)\theta D \frac{\partial A}{\partial x} \right] + (1-\theta)\rho P \lambda - [(1-S)\theta A + \theta A^{NAPL}] \lambda$$

donde t, es el tiempo; x, es la distancia de flujo; S es la saturación de NAPL en el volumen poroso; θ , es la porosidad; A, es la actividad de ^{222}Rn en la fase agua en la locación x y en el momento t; A^{NAPL} es la actividad de ^{222}Rn en la fase NAPL en la locación x y en el momento t; q, es la descarga específica de las aguas subterráneas; D, es el coeficiente de dispersión del ^{222}Rn en las aguas subterráneas; ρ , es la densidad del material acuífero; P, es la tasa de emisión de ^{222}Rn desde la superficie mineral por masa de material acuífero seco, y λ es la constante de desintegración radioactiva del ^{222}Rn .

La partición del ^{222}Rn se describe mediante:

$$(14) \quad A^{NAPL} = KA$$

donde K es el coeficiente de partición del ^{222}Rn . Después de algunas transformaciones se llega a que la relación entre la emisión y la desintegración de la actividad del ^{222}Rn en la zona no contaminada de las unidades hidrogeológicas (S=0) respecto a aquella contaminada (S>0) es el Factor de Retardo (R), que se expresa como:

$$(15) \quad R = \frac{A_e^{S=0}}{A_e^{S0}} = 1 + S * K$$

donde S, es la saturación de NAPLs, K es el coeficiente de partición del NAPL en agua para el ^{222}Rn .

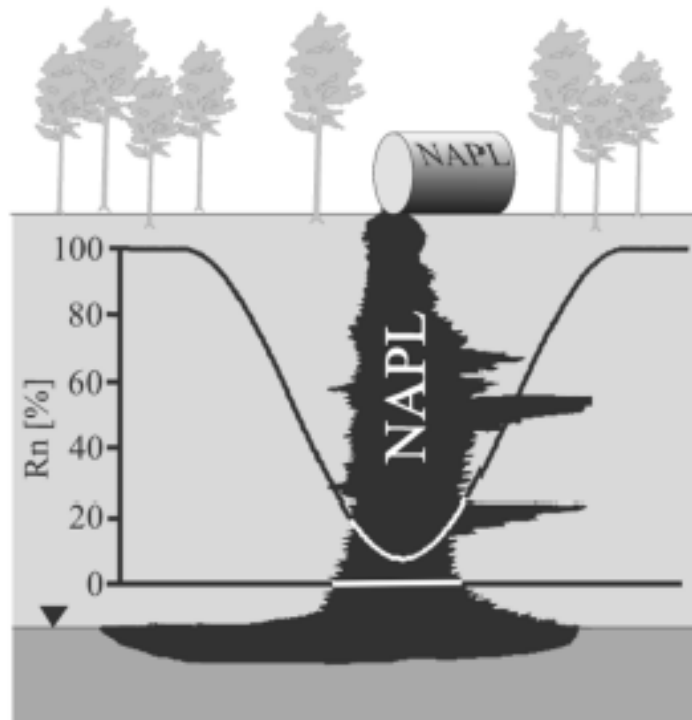


Fig. 9. Esquema de partición del ^{222}Rn en presencia de LNFA

Ello significa que cuando el agua subterránea que contiene ^{222}Rn es estado de equilibrio de emisión-desintegración migra hacia una zona contaminada por NAPLs se produce un decrecimiento en la actividad del ^{222}Rn debido a la partición del ^{222}Rn entre el agua y el NAPL. Cuando las aguas subterráneas abandonan la zona contaminada, la actividad del ^{222}Rn en la fase agua debe retornar al valor inicial del equilibrio.

El modelo teórico adoptado para cuantificar la migración del ^{222}Rn y su eficacia en la cuantificación de la contaminación por NAPLs es válido por cuanto se cumplen todos los requisitos que se derivan de la ecuación de transporte de Van Genuchten y Alves, a saber:

- Se conoce el coeficiente K.
- Se conoce A_e .

Las Figs. 10 y 11 muestran el registro de ^{222}Rn LNFA en dos estaciones de monitoreo de las aguas subterráneas en la FCPOC.

MARCAJE DE EMISIONES LIQUIDAS DESDE DUCTOS

Las líneas de conducción de petróleo, agua y gas son susceptibles de presentar descargas incontroladas por accidente, envejecimiento y oxidación o fatiga, falta de mantenimiento o por hechos vandálicos. No siempre tales fugas son detectadas a tiempo y, en no pocas ocasiones, sobre todo en el caso de ductos soterrados, la zona no saturada y el acuífero pueden contaminarse durante mucho tiempo antes que estas sean detectadas. Es más, normalmente cuando las pérdidas están por debajo de los límites de detección o la sensibilidad de los equipos que monitorean los caudales y flujos en tiempo real, las contaminaciones se descubren cuando ya se han propagado lo suficiente como para afectar grandes volúmenes del sistema acuífero.

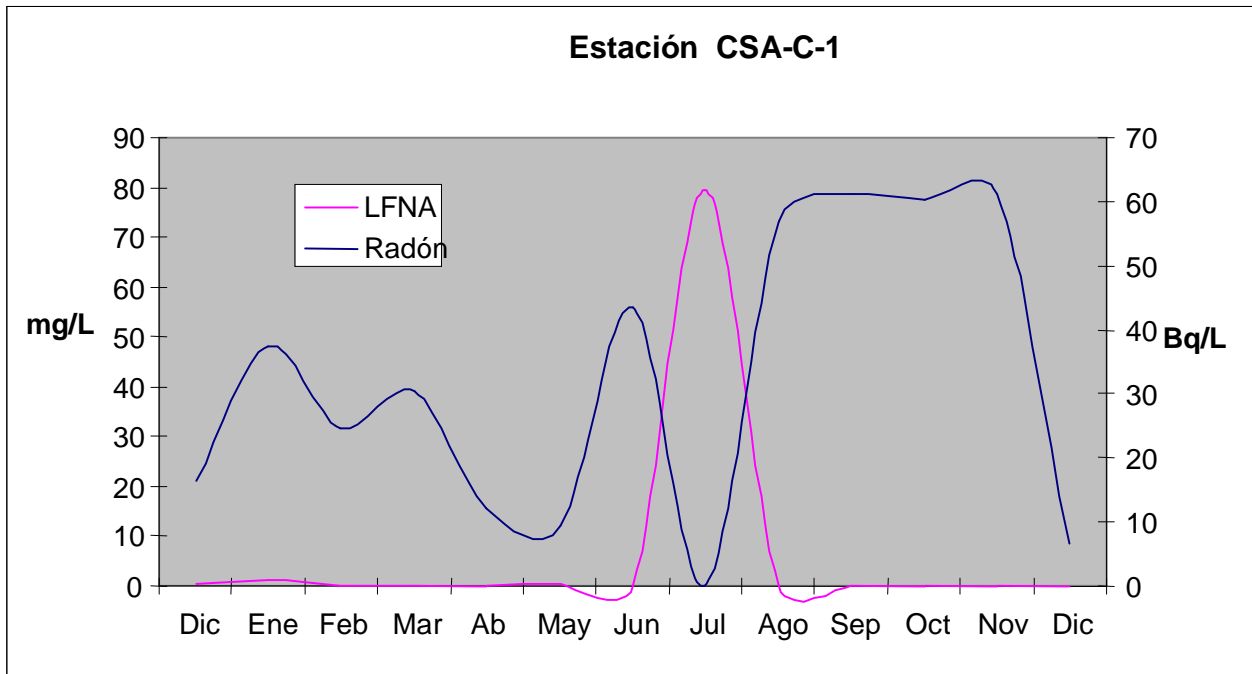


Fig. 10. Variación de la actividad de ^{222}Rn en las aguas subterráneas del Pozo CSA-C-1

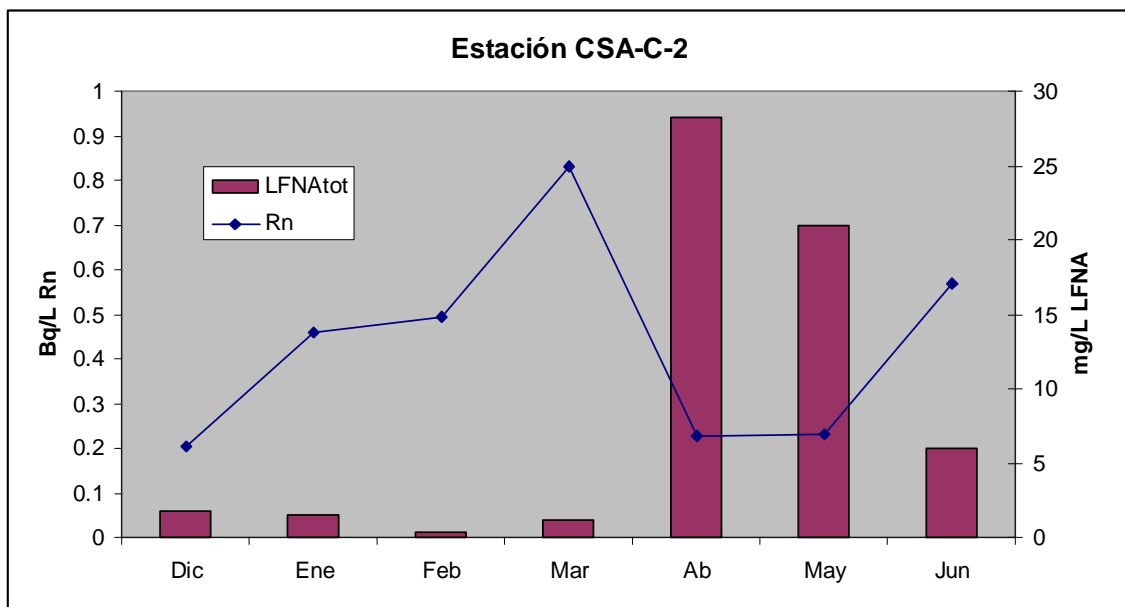


Fig. 11. Variación de la actividad de ^{222}Rn en las aguas subterráneas del Pozo CSA-C-2

Para determinar estas fugas líquidas con precisión son útiles tanto los trazadores isotópicos radioactivos de corta vida (horas o pocos días), como el ^{129}I como los fluorescentes. En muchos casos, es conveniente utilizarlos de manera combinada, sobre todo, cuando la contaminación ha

afectado la zona no saturada del acuífero. En el caso de pérdidas o fugas de gases, el ^{222}Rn nuevamente es útil.

Los ensayos con **trazadores (tintas) fluorescentes** son muy apreciados por los decisores y, bajo ciertas condiciones no dejan de ser atractivos, sobre todo, cuando el trazador es visible a simple vista en los puntos de salida (Fig. 12). Muchas veces solamente se emplean para análisis cualitativos, es decir solamente para identificar las conexiones entre uno o más puntos de entrada (absorción) o descarga (salida) pero estos ensayos no brindan información cuantitativa del sistema y no son, precisamente, más baratos que los cuantitativos. Siempre que sea posible deben preferirse éstos, ya que brindan información sobre los siguientes aspectos (Antigüedad, Ibarra y Morales, 1989-1990; Molerio, 2004):

- Tránsito de un contaminante e indicadores sobre:
 - Tiempo de tránsito y velocidad de las partículas más rápidas
 - Tiempo de tránsito y velocidad de las partículas más lentas
 - Duración de la restitución
 - Tiempo y velocidad modal de tránsito
 - Concentración máxima y media del trazador
- Condiciones hidrodinámicas **durante** el ensayo de trazado e indicaciones sobre:
 - Volúmenes drenados antes y durante la restitución, que pueden ser descompuestos eventualmente en flujos de base y de crecida. Estos valores son especialmente importantes para la identificación de los caudales de compensación (ambientales o ecológicos) de los ríos y surgencias.
- Modalidades del tránsito del agua y simulación del tránsito de un contaminante, atendiendo a los siguientes parámetros:
 - Tiempo medio de tránsito
 - Velocidad media de tránsito
 - Velocidad aparente de tránsito



Fig. 12. Salida de un trazador colorante en un punto de descarga.

En los ensayos con trazadores fluorescentes ciertos aspectos básicos no pueden ser soslayados:

- Las expectativas del ensayo.
- El modelo conceptual del sistema de flujo a trazar.
- Modelo de inyección (instantánea o continua, individual o múltiple)
- La distancia estimada a trazar.
- Los caudales que intervienen.

- Las fuentes de pérdidas y aportes de trazador (por adsorción, reducción, degradación, decaimiento fotoquímico, acomplejamiento, precipitación, dilución no esperada, fluorescencia natural).
- El sistema y la frecuencia del monitoreo.
- Las propiedades espectrales y los límites de detección del trazador.
- La identificación –conocida o estimada- de los puntos de paso o de salida del trazador.
- El financiamiento y el tiempo disponible para el ensayo.

En las redes cársticas no ocurre como en las redes de ductos industriales, ya que estos últimos tienen una distribución conocida y se manejan perfectamente los caudales, las fuentes de pérdidas y aportes en cualquier momento del ensayo. Las redes naturales, sobre todo aquellas que no han sido exploradas aportan una incertidumbre en cuanto a la distancia estimada a trazar, las fuentes de aportes o pérdida del trazador, los puntos de paso, que solamente –y no siempre- puede esperar reducirse en alguna medida con un buen diseño del experimento (Fig. 13). Esto es tan importante que, muchas veces, la baja –o nula- recuperación del trazador no significa, forzosamente, que la conexión esperada entre dos o más puntos no exista. Incluso no debe olvidarse que, en sistemas naturales, dependiendo de las condiciones iniciales y de borde del sistema, los mismos trazados son positivos unas veces y otras no.

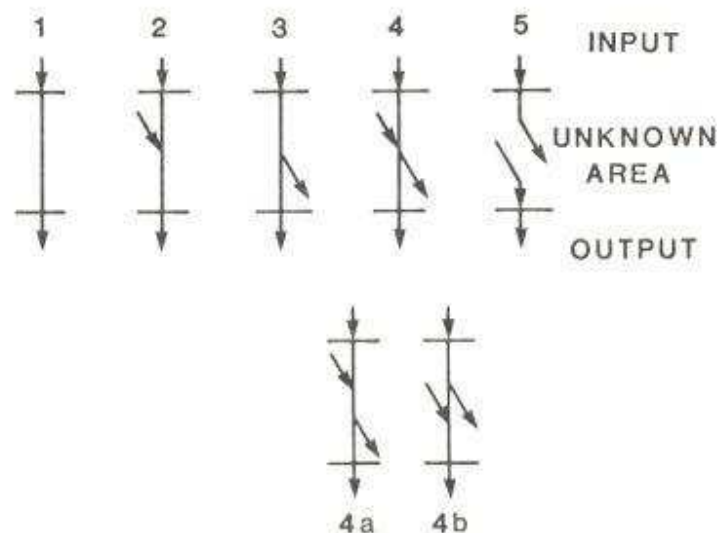


Fig. 13. Diferentes relaciones espectrales de las fuentes adicionales eventuales de pérdidas y aportes de trazador en sistemas cársticos naturales (tomado de Jones, 1984a).

La cantidad de trazador y el tiempo de monitoreo a veces constituyen unas fuertes limitaciones para la realización de estos ensayos. Debe tomarse en cuenta que algunos de estos experimentos pueden demorar meses, por lo que la observación se encarece sustancialmente. Por eso, entre otras razones, se han propuesto algunos métodos para estimar la cantidad de trazador que puede necesitarse. Sin embargo, no olvidar, que siempre es conveniente añadir un poco más si se presume que pueden enfrentarse zonas de pérdidas en el curso del ensayo.

Algunas fórmulas para estimar la cantidad de trazador son las siguientes (Jones, 1984b; Antigüedad, Ibarra, Morales, 1989-1990):

Aley y Fletcher (para la fluoresceína):

$$(16) \quad Wd = 1,478 \left(\sqrt{\frac{DQ}{V}} \right)$$

Ravier, Hours y Scheebeli (para dicromato potásico):

$$(17) \quad P = \frac{3QL}{A} + 0,1V$$

Ravier, Hours y Scheebeli (para la fluoresceína):

$$(18) \quad P = \frac{KQL}{A} + 0,02V$$

Martel (para trazadores fluorescentes, fórmula muy usada por los espeleólogos pero, sobre todo para trazados cualitativos):

$$(19) \quad P = NQ$$

Bekchourin (gramos para cada 10 metros de recorrido):

5-20	Rocas arcillosas
2-10	Arenas
2-20	Rocas fisuradas
2-10	Rocas cársicas

En la fórmula de Aley y Fletcher:

Wd, peso del trazador (referido a la fluoresceína salvo indicación en contrario), en kg.

D, distancia en línea recta desde el punto de ingreso al de salida estimada, en km.

Q, caudales en m³/s

V, velocidad de circulación del agua en m³/h

En las fórmulas restantes:

P, peso del trazador (referido a la fluoresceína salvo indicación en contrario), en kg.

Q, caudales en la zona de descarga, en m³/s

A, velocidad real del agua subterránea, en m/d

V, volumen de reservas de agua subterránea, en 10³ m³

K, coeficiente que se toma 0,5 para la circulación a través de fisuras o canales y 3, para formaciones porosas

Las propiedades espectrales de los trazadores son de obligada consideración en la selección de la tinta a utilizar. Estas tienen la propiedad de absorber la luz de cierta longitud de onda (excitación del espectro de absorción) y, al mismo tiempo, de emitir luz con longitudes de onda mayores, lo que se conoce como emisiones del espectro de fluorescencia. Ambos espectros constituyen propiedades de cada trazador fluorescente de manera que pueden detectarse individualmente o en una mezcla de varios, lo que a veces resulta útil en ciertos experimentos de trazado. La Fig. 14 muestra los espectros de excitación (A) y emisión (E), de algunas tintas fluorescentes. La Fig. 15 muestra los espectros típicos de fluorescencia de algunas mezclas de tintas fluorescentes en soluciones acuosas.

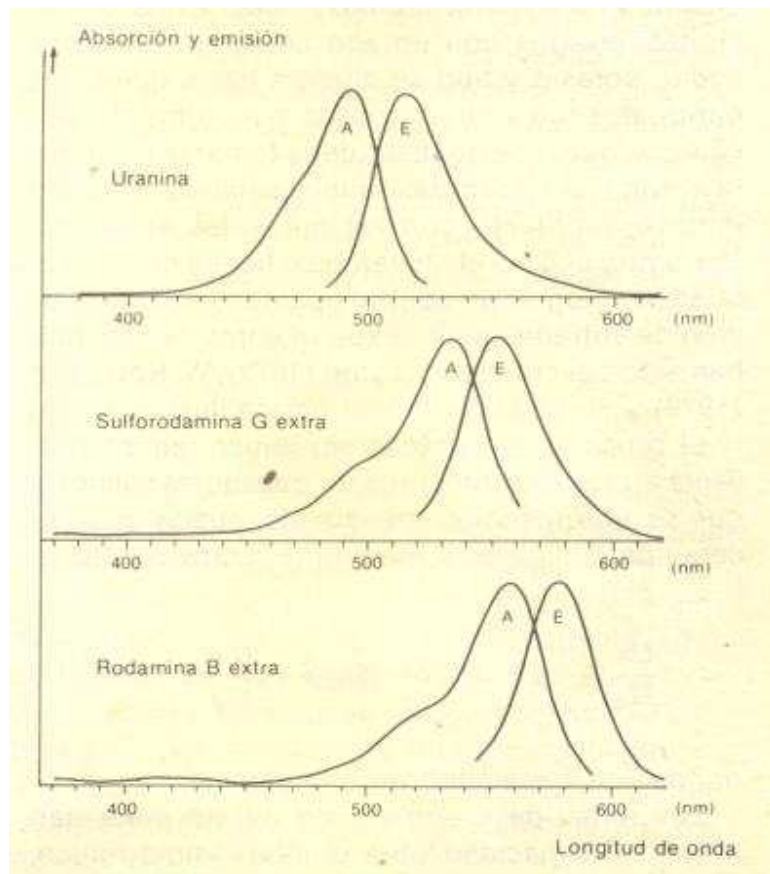


Fig. 14. Espectros de excitación (A) y emisión (E), de las tintas fluorescentes Uranina, Sulforodamina G y Rodamina B (según Zojer, 1988).

Los esquemas de recuperación de trazador, identificados mediante las correspondientes curvas de paso constituyen el elemento básico para la interpretación de los resultados. Los indicadores básicos se describen en la Fig. 16. que representa a dos estaciones de monitoreo en los sitios n y $n+1$ de un conducto no ramificado sin influjos o eflujos laterales. En la Fig. 16, los términos son los siguientes, tomando en cuenta que, para un trazador conservativo, el área bajo la curva en el sitio n es igual a la del sitio $n+1$:

- T_e , tiempo de la primera llegada
- T_p , tiempo al pico (máximo del trazador)
- T_c , Tiempo al centroide
- T_d , tiempo total de paso del trazador
- C_p , concentración máxima en el pico
- A_c , concentración media del trazador

La cantidad total de trazador recuperada en cada punto de descarga (W_d) se estima según la expresión siguiente, cuyos parámetros se determinan a partir de la curva de paso:

$$(20) \quad W_d = Q_o C d t$$

Y la proporción porcentual recuperada (R_p) :

$$(21) \quad R_p = 100 \cdot \frac{C_{observado}}{C_{conservativo}}$$

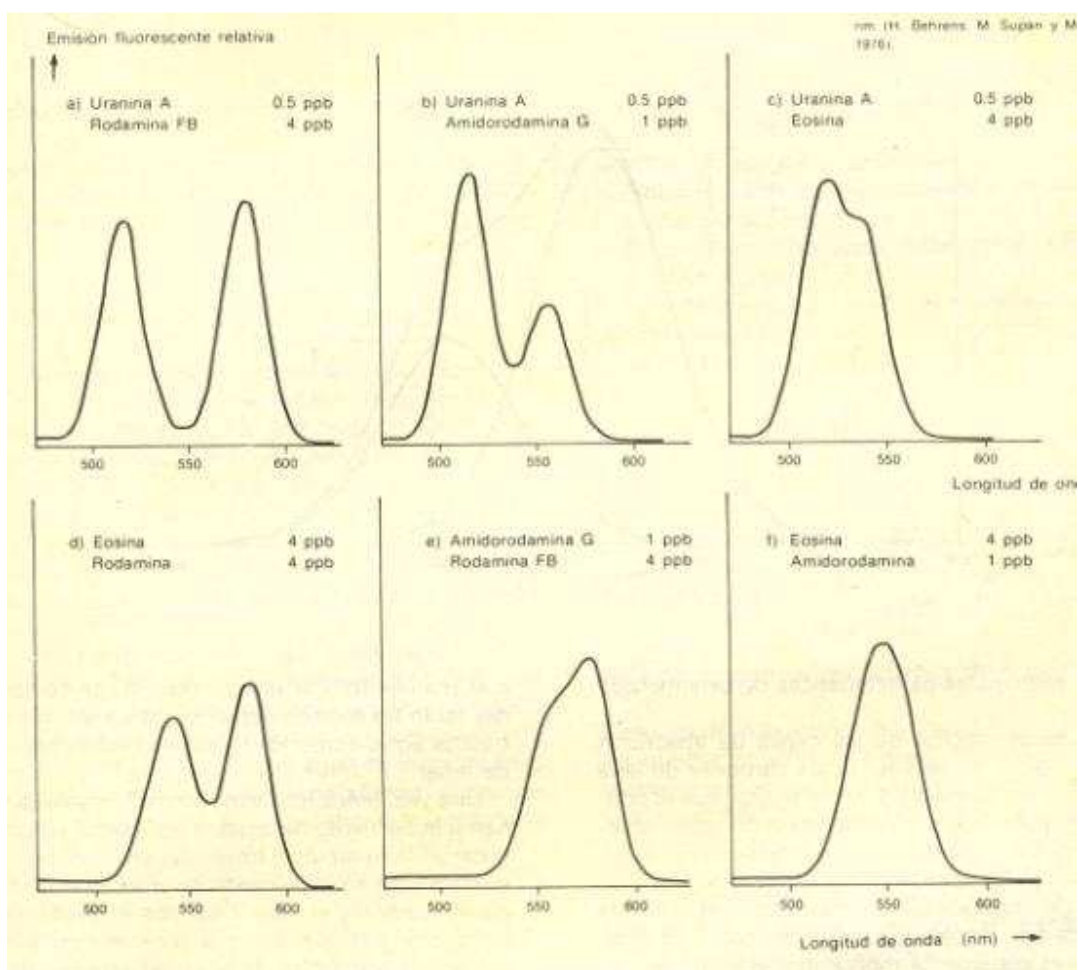


Fig. 15. Espectros típicos de fluorescencia de algunas mezclas de tintas fluorescentes en soluciones acuosas (según Zojer, 1988)

Los límites de detección dependen particularmente del método aplicado y de los instrumentos de medición. La Tabla 9 resume algunos valores compilados por Zojer (1988) de diferentes fuentes.

Tabla 9. Límites de detección de algunas tintas fluorescentes (resumido de Zojer, 1988)

Tinta	Límite (en ppb)	Fuente
Uranina	0,001-0,025	Benischke, 1983 <i>fide</i> Zojer, 1988
Uranina	0,12	Bub y Zötl, 1989? <i>fide</i> Zojer, 1988
Eosina	0,05-0,5	Benischke, 1983 <i>fide</i> Zojer, 1988
Eosina	1	Bub y Zötl, 1989? <i>fide</i> Zojer, 1988
Amidorodamina G	0,001-0,05	Benischke, 1983 <i>fide</i> Zojer, 1988
Amidorodamina G	0,05	Bub y Zötl, 1989? <i>fide</i> Zojer, 1988
Rhodamina B	0,01-0,5	Benischke, 1983 <i>fide</i> Zojer, 1988
Rhodamina B	0,02	Bub y Zötl, 1989? <i>fide</i> Zojer, 1988
Tinopal	\cong 0,4	Benischke, 1983 <i>fide</i> Zojer, 1988
Tinopal	2,5	Bub y Zötl, 1989? <i>fide</i> Zojer, 1988

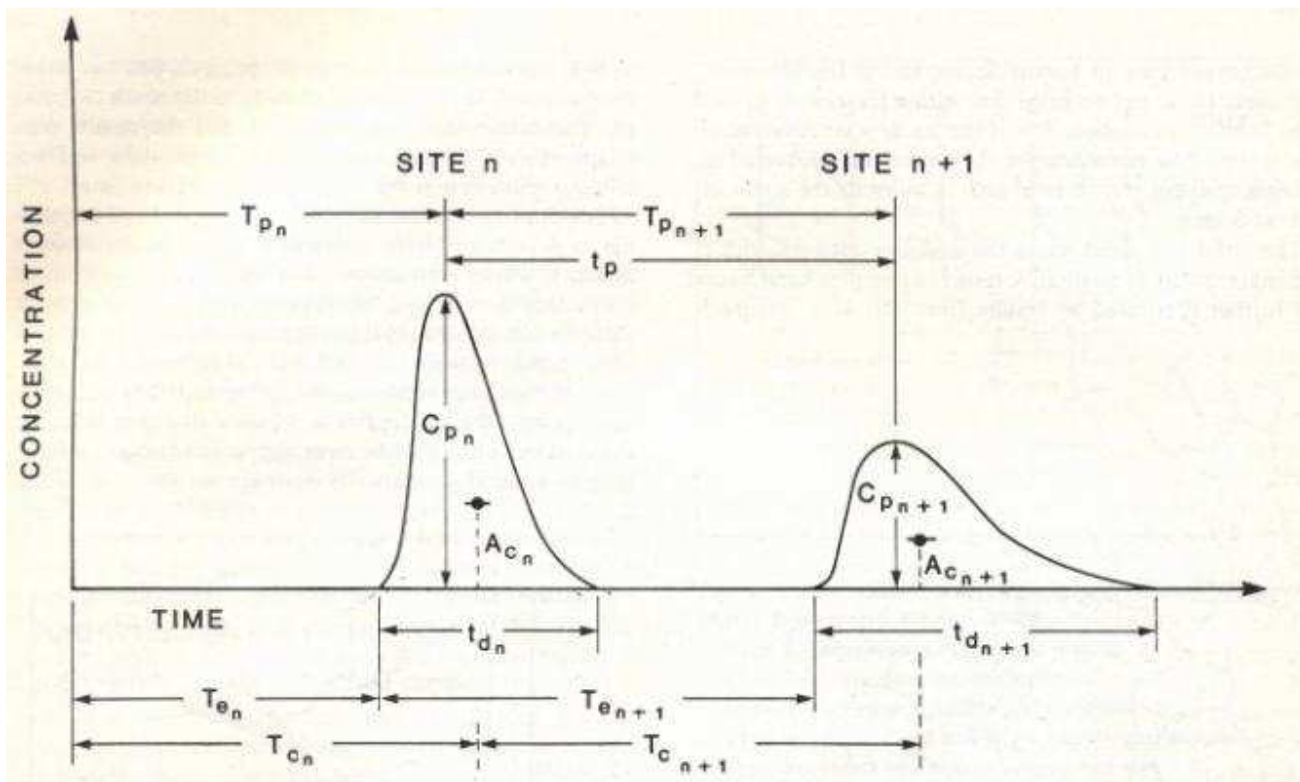


Fig. 16. Indicadores básicos de las curvas de recuperación a partir de ensayos instantáneos (según Jones, 1984b).

La Fig. 17 muestra la curva de paso de un trazador colorante, en este caso la Rhodamina B ($C_{28}H_{31}N_2O_3Cl$), trazador muy estable a los cambios en el pH de las aguas y a las bacterias., empleado para conocer, mediante una aproximación Euleriana, si existían fugas de cierto ducto que eventualmente convergerían en un acuífero. La complicación del ensayo del trazado venía dada porque el ducto es soterrado en parte de su recorrido y, por ello, el trazador debía atravesar una zona no saturada de unos tres metros de espesor antes de llegar al acuífero y converger a los pozos de observación.

En este caso se emplearon detectores pasivos con carbón activado, altamente recomendables. El muestreo activo se realizó mediante el monitoreo de eventuales cambios en la fluorescencia y coloración natural de las aguas marcadas mediante medición directa con luz ultravioleta y testificados mediante elutriante amoniacal.

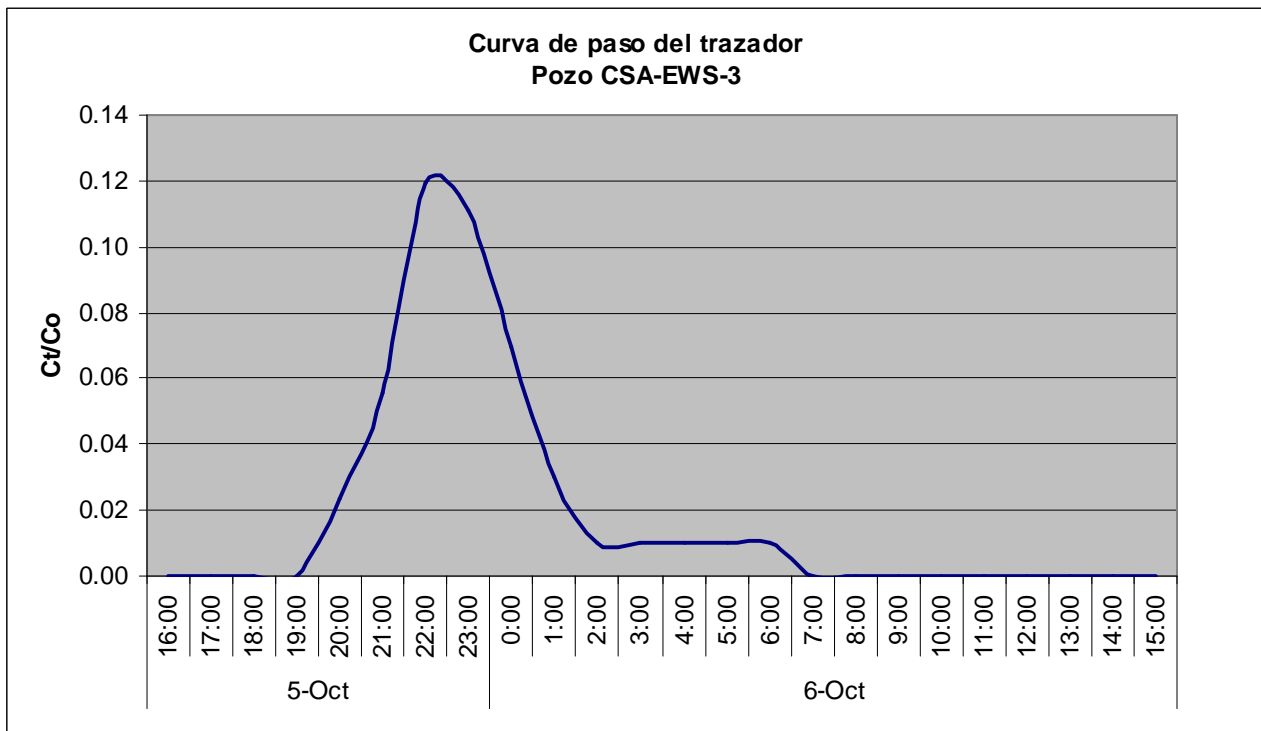


Fig. 17. Curva de paso de Rhodamina B en un ensayo de trazado artificial mediante inyección instantánea.

NOTA FINAL

Las técnicas de trazadores ambientales y artificiales para la gestión ambiental de los yacimientos gasopetrolíferos onshore de la Franja de Crudos Pesados del Occidente de Cuba (FCPOC) se ajustan perfectamente a las condiciones hidrogeológicas que predominan en superficie. En efecto, los acuíferos cársicos litorales que se extienden por toda la región son amenazados permanentemente por su elevada vulnerabilidad hidrogeológica frente a la contaminación inducida por la intrusión marina, la agricultura, recreación pero, básicamente, por la exploración y explotación de los yacimientos de petróleo y gas. En gran parte de la FCPOC, las aguas subterráneas constituyen la única fuente de abastecimiento de agua potable para consumo doméstico, industrial y agropecuario. Por ello, ellas y los suelos constituyen un elemento importante a proteger de impactos no deseados que deterioren la calidad de las aguas o alteren su régimen.

El empleo sistemático del monitoreo hidrogeológico ambiental en parte soportado por el muestreo sistemático de ciertos trazadores ambientales como el Tritio y el Radón-222 ha permitido a algunos operadores identificar su alcance de responsabilidad respecto a contaminaciones antiguas, en tránsito, por los yacimientos que actualmente explotan, actuar con diligencia y eficiencia frente a derrames de crudo o de aguas de capa y marinas, evaluar las capacidades de atenuación natural de ciertos crudos bajo determinadas condiciones de contorno y gestionar con mayor efectividad el medio ambiente regional.

BIBLIOGRAFÍA

- Ahn, J. S.; S. J. Kim; J. W. Kim. 1992. Environmental isotope studies in sea water intrusion into south eastern coastal aquifer in Cheju island. IAEA-SM-319/60, Vienna: IAEA, 22p
- Aley, T. 1984. Groundwater tracing in water pollution studies. NSS Bull- (United States) (46):17-20
- Alcalá, F.J., E. Custodio. 2002. La deposición atmosférica de cloruro al terreno en España. Bol. Geol. Min. (España) (115):319-330
- Alcalá, F.J., E. Custodio. 2004. La relación Cl/Br como indicador del origen de la salinidad en algunos acuíferos de España y Portugal. Inst. Geol. Min. España (España), 3:
- Anati, D. A.; J. R. Gat. 1988. Restricted marine basins and marginal sea environment. En/ P. Fritz & J. Ch. Fontes (ed): Handbook of environmental isotope geochemistry, Vol. III, Vienna: IAEA, 73p
- Antigüedad, I., V. Ibarra, T. Morales. 1990. Los trazadores en la hidrogeología kárstica: Metodología de su uso e interpretación de los ensayos de trazado. Munibe - Ciencias Naturales (España), 41:31-45
- Araguás Araguás, L.; R. Gonfiantini. 1992. Los isótopos ambientales en los estudios de la intrusión marina. Vienna: IAEA, 60p:
- Benischke, R., H. Zojer, P. Fritz, P. Maloszewski, W. Stichler. 1988. Environmental and artificial tracer studies in an alpine karst massiff (Austria). IAH 21st. Congr. Karst hydrogeology and karst environmental protection, Guilin, China : IAH, Wallingford, UK 947p
- Burnett, B, T. Nelson, R. Corbett, L. Robinson, J. Weaver, J.E. McKisson, D. Lane-Smith. 1998. Improvements in the measurement of Rn-222 in natural waters. 44th Annual Conf. Bioassay, Analytical, and Environ. Radiochem, New Mexico: Vienna: IAEA, 4 p.
- Cabral, J. M. P.; P. M. Carreira; M. C. Vieira; J. Braga dos Santos; M. J. Leitao de Freitas; R. Gonfiantini (1992): Study of groundwater salinization in Algarve, Portugal, using environmental isotope techniques. Vienna: IAEA, 5p
- Celle-Jeanton, H., L. Gourcy, P. Aggarwal (2000): Reconstruction of Tritium Time Series in Precipitation. Vienna: IAEA, 1p
- Clark, I.D. , P. Fritz (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology., Boca –Raton, New York: Lewis Publ., 328p
- Clayton, R. N.; I. Friedman; D. L. Graf; T. K. Mayeda; W. F. Meents; N. F. Shimp (1966): The origin of saline formation waters. 1. Isotopic composition. J. Geophys. Res. (United States) 71(6):3869-3882
- Craig, H.; L. I. Gordon (1965): Deuterium and Oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. En/ Tangiorgi, E. (ed): Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures - Vienna: IAEA, 130 p
- Cuba. Oficina Nacional de Normalización (1985): NC-93-02-1985. Agua potable. Requisitos sanitarios y de muestreo. ONN: La Habana, 32p
- Cuba. Oficina Nacional de Normalización (1986): NC-93-01-1986. Fuentes de abastecimiento de agua, calidad y protección sanitaria. ONN: La Habana, 38p
- Cuba. Oficina Nacional de Normalización (1987): NC-93-01-103. Clasificación de la utilización de las aguas interiores. ONN: La Habana, 5p
- Dansgaard, W. 1964. Stable Isotopes in Precipitation. Tellus (Norway) (16):436-468
- Doney, S.C., D.M. Glover, W.J. Jenkins (1992): A model function of the Global Bomb-Tritium Distribution in Precipitation., Jour. Geophys. Res. (United States) 97 No. C4, :5481-5492

- Eriksson, E. (1967): Isotopes in Hydrometeorology. Isotopes in Hydrology, Vienna: IAEA, 233p
- Eriksson, E. (1976): The distribution of salinity in groundwaters of the Delhi region and recharge rates. Proc. Symp. Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology, I Vienna: IAEA, 1778p
- Eriksson, E. (1983): Stable isotopes and tritium in precipitation. IAEA: Guidebook on nuclear techniques in hydrology. Tech. Rep. Series 91, Vienna: IAEA, 193p
- Ferronsky, V. I.; V. S. Brezgunov (1980): Stable isotopes and ocean dynamics. En P. Fritz & J. Ch. Fontes (ed): Handbook of environmental isotope geochemistry, Vol. III:1-27 Vienna: IAEA, 345p
- Fimk, T.R. , P.- Womer 1993. Pollution prevention opportunities in oil and gas production, drilling and exploration. Seattle: Pacific Northwest Poll. Prev. Res. Center, 11p
- Gat, J. R. (1981): Isotopic fractionation. En Gat, J.R., R. Gonfiantini (1981): Stable isotope hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle. IAEA Tech. Rep. Series 210, Vienna: IAEA, 334p
- Gat, J. R.; Y. Tzur (1967): Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. Isotopes in Hydrology. Vienna: IAEA, 496p
- Gat, J.R., R. Gonfiantini (1981): Stable isotope hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle. IAEA Tech. Rep. Series 210, Vienna: IAEA, 339p
- Gonfiantini, R.; M. Simonot (1987): Isotopic investigations of groundwater in the cul-de-Sac Plain, Haiti. Proc. Symp. Isotope Tech. in Water Resources Development, Vienna: IAEA, 506p
- Gutiérrez, J.; H. Travieso (1978): Características físicas y químicas de las aguas de precipitaciones cubanas. Voluntad Hidráulica, La Habana (Cuba) (47-48):18-22
- Herrman, A., B. Finke, M. Schöniger, P. Maloszewski, W. Stichler (1990): The environmental tracer approach as a tool for hydrological evaluation and regionalization of catchment systems. Regionalization in Hydrology, Proc.Ljubljana Symp. Rotterdam:IAHS Publ. 558p
- Hunkeler, D., E. Hoehn, P. Höhener, J. Zeyer. 1997. ^{222}Rn as a partitioning tracer to detect diesel fuel contamination in aquifers: laboratory and field observations. Environ.Sci. Technol (Belgium), 31 pp 3180-3187.
- Hunkeler, D, P. Höhener, J. Sèller. 1997. Can ^{222}Rn be used as a partitioning tracer to detect mineral oil contaminations?. Tracer Hydrology. 97. Rotterdam: Balkema, 668p
- Jones, W.K. 1984a. Analysis and interpretation of data from tracer tests in karst areas. NSS Bull- (United States) (46):41-47
- Jones, W.K. 1984b. Dye tracer tests in karst areas. NSS Bull- (United States) (46):3-9
- Kaufmann, S., W.F. Libby (1954): The natural distribution of Tritium. Phys. Rev., (United Kingdom) 93:1337-1344
- Köhn, J. E.E. Kruse, J. E. Santos, 2006. Transporte de cloruro en acuíferos aluviales. La Plata: Univ. Nac. La Plata, 8p
- Maloszewski, P., A. Zuber (1990): Mathematical modeling of tracer behaviour in short term experiments in fissured rocks. Water Resour.Res. (United States) 26(7):1517-1528
- Maloszewski, P., A. Zuber (1991): Influence of matrix diffusion and exchange reactions on radiocarbon ages in fissured carbonate aquifers. Water Resour.Res. (United States) 27(8):1937-1945

- Maloszewski, P. (1992): Mathematical modelling of tracer transport in different aquifers: results from ATH test fields. Proc. 6th. Internat.Symp. Water Tracing, Karlsruhe, Ger., Rotterdam :A.A. Balkema, 250p
- Maloszewski, P., W. Rauert, W. Stichler, A. Herrmann (1983): Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. Jour.Hydrol. (United States) 66:319-330
- Maloszewski, P., A. Zuber (1992): On the calibration and validation of mathematical models for the interpretation of tracer analysis in groundwater. Adv. Water Resour. (United States) 15:47-62
- Maloszewski, P., A. Zuber (2004): Manual of lumped parameter models used for the interpretation of environmental tracer data in groundwaters. Inédito. GSF-Institute of Hydrology, Nehuerberg.
- Maloszewski, P., W. Stichler, A. Zuber (2004): Interpretation of environmental tracers in groundwater systems with stagnant water zones. Isotopes in Environmental and Health Studies (United States) 40 (1):21-33
- Mangin, A. 1975. Contribution a létude hydrodynamique des aquifers karstiques. Thése. CNRS: Moulis: 356p
- Molerio León, L. F. 1981. Notas para un Modelo Conceptual del Desarrollo del Karst en Cuba. Voluntad Hidráulica, La Habana, (Cuba) XVIII (56):21-23
- Molerio León, L. F. 1992a. Composición Química e Isotópica de las Aguas de Lluvia de Cuba. II Cong. Espel. Latinoamérica y el Caribe, Viñales, Pinar del Río, Cuba. SEC: La Habana,200p
- Molerio León, L. F.1992b. Modelo de Transporte de Masa en la Zona No Saturada de los Acuíferos Cársicos. 1/Algoritmo ADRIANA .versión 2.91. 1er Taller Iberoamericano de Informática y Geociencias, Acad. Cienc. Cuba, La Habana, 134p
- Molerio León, L. F.1992c. Procesos de Transporte de Masa en la Zona No Saturada de los Acuíferos Cársicos Tropicales. GTICEK. Taller Internac. sobre Cuencas Experimentales en el Karst, Matanzas, Publ. Universitat Jaume I de Castelló: España, 235p
- Molerio León, L. F.1993. Factores de Control de la Variación de Cloruros en un Acuífero Cársico Tropical. II Jornadas Venezolanas de Geología Ambiental, Maracaibo, Venezuela. MARNR:Caracas, 10 p
- Molerio León, L.F. 2003. Aplicaciones de Radón-222 en la identificación de contaminación por hidrocarburos en acuíferos cársicos. VII Taller Internacional "Informática y Geociencias". GEOINFO 2004. Comisión de Modelación Matemática. <http://www.iga.cu>. Revista Electrónica "Memorias de Geoinfo", La Habana, Cuba
- Molerio León, L.F. 2004. El enlace absorción-descarga de la Gran Caverna de Santo Tomas: evidencias derivadas de un ensayo con trazadores artificiales. Ing. Hidr. y Ambiental, La Habana (Cuba) XXV (3): 22-26
- Molerio León, L.F. 2006a. Procesos de Transporte de Masas en la Cuenca Santa Ana, Cuba. 1. Transporte en la zona no saturada. Mapping, Revista Internac. Ciencias de la Tierra (113), Madrid, (España) Octubre :72-81.
- Molerio León, L.F. 2006b. Procesos de Transporte de Masas en la Cuenca Santa Ana, Cuba. 2. Variabilidad espacial e incertidumbre de las propiedades físicas. Mapping, Revista Internac. Ciencias de la Tierra .113., Madrid (España) Octubre 82-88.
- Molerio León, L.F. 2006c. Radón 222, Tritio, intrusión marina y contaminación por hidrocarburos en acuíferos cársicos litorales. Mapping, Revista Internac. Ciencias de la Tierra, Abril, Madrid, (España) (108):25-30.
- Molerio León, Leslie F.; P. Maloszewski; M.G. Guerra Oliva; O. A. Regalado; D. M. Arellano Acosta; C. March Delgado & K. del Rosario .1993. Dinámica del Flujo Regional en el Sistema Cársico Jaruco-Aguacate, Cuba. Estudios de Hidrología Isotópica en América Latina 1994, IAEA TECDOC-835: Vienna: IAEA, 474p
- Molerio León, Leslie F.; Yoemí Portuondo López & Yamilé Bustamante Allen .1996. Migración de Hidrocarburos en Acuíferos Cársicos. Factores de Control de Transporte y pronóstico del Movimiento. Taller Nac. Manejo de Desastres por Derrame de Hidrocarburos. C. de La Habana: Estado Mayor Nac. Def.Civ, Sherritt Co., Geopetrol.: 192p.

- Molerio León, L.F. & Y. Portuondo López .1997. Design of Sea Water Intrusion Early Warning Systems in Coastal Karstic Aquifers: A Multivariate Approach. Draft Report. IHP-V Project 3.2. Monitoring Strategies for Detecting Groundwater Quality Problems, La Habana :INRH-UNESCO:, 27 p
- Molerio León, L.F., K. del Rosario, J.C. Torres Rodríguez, E. Rocamora Álvarez, M.G. Guerra Oliva .2002a. Factores de control de la composición química e isotópica de las aguas subterráneas en la región Varadero-Cárdenas, Matanzas, Cuba. Ing. Hidr. y Ambiental, La Habana, (Cuba) 23(2):36-46
- Molerio León, L.F., P. Maloszewski, M.G. Guerra Oliva, D.M. Arellano, K. del Rosario .2002b. Hidrodinámica isotópica de los sistemas acuíferos Jaruco y Aguacate, Cuba. Ing. Hidr. y Ambiental, La Habana, Cuba 23(2):3-9
- Molerio León, L.F., E. Rocamora Álvarez .2005. Sistemas acuíferos del noreste de la provincia de La Habana, Cuba. Memorias. VI Congreso de Geología, La Habana. Memorias 1ª Conv. Cubana de Ciencias de la Tierra. 11 p
- Morell Evangelista, I. 2002. Hidrogeoquímica del Boro. Castellón: Universitat Jaume I, 32p
- Moser, H., W. Rauert, G. Morgenschweis, H. Zojer. 1986. Study of groundwater and soil moisture movement by applying nuclear, physical and chemical methods. Paris: UNESCO, 104p
- Panno, S.V., K.C. Hackley, H.H. Hwang, S. Greenberg, I.G. Krapac, S. Landsberger, D.J. O'Kelly. 2004. Source identification of sodium and chloride contamination in natural waters: Preliminary results. USA Geol. Survey. Washington III. 25p
- Seiler, K.P., P. Maloszewski, H. Behrens (1989): Results on hydrodynamic dispersion in the karstified aquifer of the Upper Jura of Frankonian Alb, FR Germany. Proc.Internatl.Symp. Contaminant transport in groundwaterRotterdam, Stuttgart : Balkema, 838p
- Soerens, T. S., A. Ghanem, J. Smith, M.A. Mhia. 2004. Characterizing DNAPL in groundwater using partitioning fluorescent dyes. Publ. Univ. Arkansas: Arkansas, 9p
- Stout, G. E.; F. A. Huff (1967): Rainout characteristics for hydrological studies. Isotopes in Hydrology, Vienna: IAEA, 617p
- Surbeck, H. 1996. A Radon-in-Water based on fast gas transfer membranes. Internatl. Conf. Technologically enhanced natural radioactivity caused by non-uranium mining, Polonia: Szczyrk, 9 p
- Trúsov. I. I.; A. Izquierdo; L. R. Díaz (1983): Características espaciales y temporales de las precipitaciones atmosféricas en Cuba. La Habana: Edit. Academia, 150p
- Wallick, E. I.; J. Tóth (1976): Methods of regional groundwater flow analysis with suggestions for the use of environmental isotopes. Proc. Symp. Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology, Vienna: IAEA, 376p
- Weiss, W., W. Roether (1980): The rates of Tritium input to the World Ocean. Earth Plante. Sci.Lett., (United States) 49, 435-446
- Werner, D., P. Höhener. 2002a. Diffusive partitioning tracer test for Nonaqueous Phase Liquid (NAPL) detection in the vadose zone. Environ. Sci. Technol, (United States) 36:1592-1599
- Werner, D., P. Höhener. 2002b. The influence of water table fluctuations on the volatilization of contaminants from groundwater. Proc. Groundwater Quality 2001, Sheffield: IAHS Publ. 275, pp 213-218
- Yurtsever, Y.; J. R. Gat (1981): Atmospheric waters. in/ Gat, J.R., R. Gonfiantini (1981): Stable isotope hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle. IAEA Tech. Rep. Series 210, Vienna: IAEA, 1032
- Zojer, H, 1988: Técnicas de trazadores. Ing. Hidr. Méx. (México). 3(2):43-58