

AGUA SUBTERRÁNEA, MEDIO AMBIENTE, SALUD Y PATRIMONIO

Congreso Ibérico sobre Agua subterránea, medio ambiente, salud y patrimonio

12-15 de noviembre de 2018 - Salamanca



Asociación Internacional de Hidrogeólogos
Grupo Español



Asociación Internacional de Hidrogeólogos
Grupo Portugués



IMGA-España



PMG
Portuguese
Chapter
on Medical
Geology



INSTITUTO
UNIVERSITARIO DE ESTUDIOS
DE LA CIENCIA Y LA TECNOLOGÍA



UNIVERSIDAD
DE SALAMANCA

Patrocinan:



GOBIERNO
DE ESPAÑA



MINISTERIO
DE CIENCIA, INNOVACIÓN
Y UNIVERSIDADES



Instituto Geológico
y Minero de España



CEHYUMA
CENTRO DE HIDROGEOLOGÍA
DE LA UNIVERSIDAD DE MÁLAGA



Diputación
de Salamanca



GOBIERNO
DE ESPAÑA



MINISTERIO
PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA



CONFEDERACIÓN
HIDROGRÁFICA
DEL DUERO



FCIHS
FUNDACIÓN CENTRO INTERNACIONAL
DE HIDROLOGÍA Y SUSTANCIAS



TURISMO de
SALAMANCA



Junta de
Castilla y León

Colaboran:



aforos y mantenimientos hidráulicos, s.a.



sondeos
martínez | certificación
geofísica



Facsa
ciclo integral del agua



Grupo Español de la AIH y Grupo Español de IMGA

Bartolomé Andreo Navarro, Elena Giménez Forcada y

Juan José Durán Valsero (editores)

Agua subterránea, medio ambiente, salud y patrimonio

Comunicaciones presentadas al “Congreso Ibérico sobre Agua subterránea, medio ambiente, salud y patrimonio”
Salamanca, 12-15 de noviembre de 2018

Autor:

Asociación Internacional de Hidrogeólogos – Grupo Español

Editores:

Bartolomé Andreo Navarro
Elena Giménez Forcada
Juan José Durán Valseiro

Asistente editorial:

José Manuel Nieto López

© 2018 Asociación Internacional de Hidrogeólogos – Grupo Español
Gran Capitán s/n, 08034 – Barcelona
Edición digital, octubre de 2018. Edición electrónica: www.aih-ge.org
ISBN: 978-84-938046-6-4

ESTIMACIÓN DE TIEMPOS DE TRÁNSITO EN ACUIFEROS KÁRSTICOS DE ALTA MONTAÑA DEL PIRINEO ORIENTAL MEDIANTE ISÓTOPOS AMBIENTALES. EL MACIZO DEL PORT DEL COMTE (LLEIDA, ESPAÑA)

Ignasi HERMS*, Jorge JÓDAR, Javier LAMBÁN***, Sergio MARTOS****, Joan JORGE*****, Iñaki VADILLO*****, Albert SOLER *****, y Emilio CUSTODIO*******

(*) Área de Recursos Geológicos. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC). Parc Montjuic s/n, 08038 Barcelona. ignasi.herms@icgc.cat

(**) Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universitat Politècnica de Catalunya (UPC) & Aquageo Proyectos SL. Rambla de Catalunya 54, Ppal, 08007 Barcelona. jib.aquageo@gmail.com

(***) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/ Manuel Lasala 44, 9B, 50006 Zaragoza. javier.lamban@igme.es

(****) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Urb. Alcázar del Genil, 4-Edificio Zulema, bajos, 18006 Granada. s.martos@igme.es

(*****) Departamento de Ingeniería Minera, Industrial y TIC. Universitat Politècnica de Catalunya (UPC). Av. De les Bases de Manresa 61-73, 08242 Manresa. joan.jorge@upc.edu

(*****) Grup MAiMA Mineralogía Aplicada, Geoquímica i Geomicrobiologia, Departament de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona (UB). albertsolergil@ub.edu

(*****) Grupo de Hidrogeología, Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Av. Cervantes 2, 29071 Málaga. vadillo@uma.es

(*****) Real Academia de Ciencias. Grupo de Hidrología Subterránea, Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad Politècnica de Catalunya (UPC). C/ Jordi Girona, 1-3, Campus Nord, Edificio D2, 08034 Barcelona, España. emilio.custodio@upc.edu

RESUMEN

En el presente trabajo se estima el tiempo de tránsito del agua subterránea que descarga por los manantiales principales del Macizo del Port del Comte. Para ello se utilizan dos métodos diferentes: (1) la aproximación clásica que estudia cómo se amortigua en el agua de descarga la amplitud de la variación estacional del contenido isotópico de la recarga, y (2) la modelación numérica de los procesos de flujo y transporte con modelos agregados. El método clásico sobreestima los tiempos de tránsito con un factor de proporcionalidad de 1,9. Los tiempos de tránsito estimados mediante modelación numérica varían entre 1,7 y 2,9 años.

Palabras clave: *Tiempo de tránsito, Recarga, Isótopos, Karst, HBV, FlowPC*

INTRODUCCION

El macizo del Port del Comte (MPC) se encuentra en el Pirineo Oriental, en la comarca del Solsonés (Lleida), y constituye uno de los principales acuíferos kársticos de alta montaña del Pirineo catalán. Tiene un relieve condicionado por la erosión de los materiales calizos que lo conforman, abundando en la parte superior del macizo formas kársticas (i.e. lapiaces, sumideros, cuevas y dolinas) bien desarrolladas que condicionan fuertemente la recarga del acuífero.

Los acuíferos kársticos presentan características particulares que los diferencian de otros acuíferos, como la alta heterogeneidad condicionada por la organización interna del drenaje a partir de sistemas de los conductos kársticos, los cuales concentran el caudal, generando velocidades de flujo elevadas y cortos tiempo de residencia (FORD & WILLIAMS 2007). En zonas de alta montaña, como es el caso del MPC, la dinámica del agua subterránea se ve también afectada por los efectos asociados a los relieves abruptos y a las cotas altas como son la existencia de gradientes altitudinales de temperatura, de precipitación, de contenido isotópico de la precipitación y de la amplitud de la variación estacional del contenido isotópico de la precipitación (JÓDAR et al., 2016a,b), tiempos de respuesta cortos a episodios de precipitación, además de procesos de recarga y descarga controlados por la dinámica nival.

Por sus características intrínsecas o inherentes, los acuíferos kársticos son muy vulnerables al cambio global (IVÁN & MÁDL-SZÖNYI, 2017), lo que hace de ellos sistemas de observación privilegiados de alerta temprana, ya que los efectos que cambio global realiza sobre estos sistemas hidrogeológicos ubicados en zonas alpinas permiten anticiparse al impacto que el cambio global generará en los valles a baja cota donde se utilizan los recursos hídricos generados en las zonas de montaña.

Uno de los factores clave que definen la vulnerabilidad de los acuíferos kársticos es el tiempo de tránsito. Para caracterizarlo, el método más utilizado por su sencillez de aplicación es el desarrollado por MAŁOSZEWSKI et al. (1983), el cual estudia cómo se amortigua la amplitud de la variación estacional del contenido isotópico de la recarga en la descarga del acuífero. Este trabajo compara los resultados de la aplicación de este método al acuífero del MPC con los obtenidos a partir de la simulación numérica de la dinámica del acuífero.

DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Marco geográfico y climático

El área de estudio se encuentra en el macizo del Port del Comte (MPC), en el Pirineo Oriental (Figura 1). El MPC presenta una topografía abrupta acorde al ámbito pirenaico en el que se encuentra, variando la cota topográfica entre los 900 y los 2387 m s.n.m. El MPC presenta una superficie de 130 km², y hace de divisoria entre las cuencas de los ríos Segre y Cardener, que fluyen hacia el NO y el SE, respectivamente.

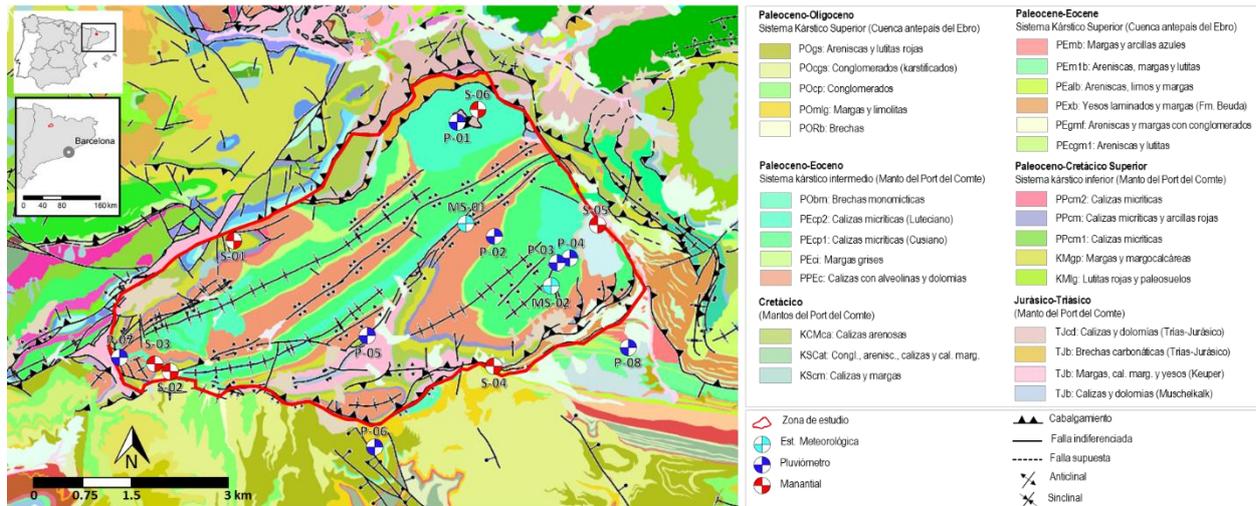


Figura 1. Localización de la zona de estudio y mapa geológico (modificado de HERMS et al., 2018). Los códigos de las estaciones meteorológicas, pluviómetros y manantiales se corresponden a los de la Tabla 1

Est. Met.	Cota (m s.n.m.)	Pluviometro	Cota (m s.n.m.)	Manantial	Cota (m s.n.m.)
MS-01	2315	P-01	1936	S-01	1098
MS-02	1800	P-02	1946	S-02	944
		P-03	1768	S-03	1062
		P-04	1657	S-04	1464
		P-05	1450	S-05	1032
		P-06	1216	S-06	1858
		P-07	1062		
		P-08	896		

Tabla 1. Código y cota topográfica asociados a las estaciones meteorológicas, pluviómetros y manantiales empleados en este trabajo

Desde una perspectiva climática, y según la clasificación de Köppen-Geiger, el área de estudio presenta un clima frío sin estación seca y con veranos frescos. En la estación meteorológica MS-01 (Figura 1) ubicada a 2315 m s.n.m. los promedios de precipitación (P), temperatura (T) y evapotranspiración potencial (ETP) son de 1055 mm/a, 3,24 °C y 525 mm/a, respectivamente. Esas tres variables muestran tanto una dependencia estacional como altitudinal, con gradientes verticales de 89 mm/a/km, -7,4 °C/km and -323 mm/yr/km, para P, T y ETP, respectivamente. A lo largo de los meses de invierno y primavera la precipitación es en forma de nieve por encima de 1800 m s.n.m., permaneciendo sobre las laderas y cumbres del macizo durante 3 ó 4 meses antes de fundirse completamente.

Marco geológico e hidrogeológico

El marco geológico del MPC es complejo, limitando al E con el manto del Cadí, al NE y SO con las láminas tectónicas de las Sierras Marginales (i.e. mantos de Montsec y Boixols), y por el S con los materiales conglomeráticos de la cuenca de antepaís del Ebro. Con una geometría triangular en planta, la estructura del MPC se compone de un conjunto de pliegues y cabalgamientos ubicados por encima del nivel de despegue del Triásico, que presentan una dirección NE-SO paralela al límite NO del manto del Port del Comte. Con un espesor superior a los 1000 m, la serie estratigráfica está compuesta por materiales del Triásico, del Jurásico, del

Cretácico, y del Paleógeno, presentando estos últimos un nivel de karstificación que se desarrolla por encima de los 1900 m s.n.m.. El grado de karstificación superficial aumenta con la cota, presentando formas exokársticas (i.e. lapiares, sumideros cuevas y dolinas) bien desarrolladas a cota 2050 m s.n.m.

Desde una perspectiva hidrogeológica, los materiales carbonatados y karstificados del Paleoceno-Eoceno conforman el acuífero principal del MPC. El modelo conceptual de funcionamiento del acuífero considera que la recarga se produce por la infiltración del agua procedente de lluvia y de la fusión de la nieve, considerándose despreciable la escorrentía superficial. El acuífero descarga de manera natural a través de una serie de manantiales, de los cuales solo seis (Figura1) presentan caudales base descarga superiores al litro por segundo.

MATERIALES Y MÉTODOS

Campañas de campo

Durante el periodo abril 2013 – octubre 2015 se realizaron campañas quincenales de aforo y campañas mensuales de muestreo del agua de descarga en los seis manantiales principales del MPC. Adicionalmente y para el mismo periodo se tomaron muestras de precipitación acumulada estacional en ocho pluviómetros dispuestos en diversos puntos del MPC (Figura 1).

El contenido isotópico ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) de las muestras obtenidas se ha analizado en el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA), utilizando para ello un espectrómetro láser compacto Picarro® "L2130-I". Las incertidumbres analíticas para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ son $\pm 0.2 \text{ ‰}$ y $\pm 1.0 \text{ ‰}$, respectivamente. De acuerdo con COPLIN et al. (2011) se han intercalado entre las analíticas varios patrones, tanto de laboratorio como de estándares internacionales (WICO-13, WICO-14, WICO-15). Estos patrones se han analizado en laboratorios diferentes realizando una comparación cruzada de los resultados de calibración. Todos los resultados se dan en relación con el estándar V-SMOW.

Caracterización de la variación estacional del contenido isotópico

Es bien conocido que el contenido isotópico de la precipitación depende de la temperatura. En aquellos emplazamientos donde la temperatura tiene una variación estacional el contenido isotópico de la precipitación muestra en ellos una variación acorde a la estacionalidad térmica, siendo la lluvia isotópicamente más ligera en invierno y más pesada en verano. La señal isotópica de la precipitación se transfiere en el acuífero a través de la recarga, y se propaga con el flujo subterráneo hacia las zonas de descarga (JÓDAR et al., 2014). En este sentido, la variación estacional del contenido isotópico del agua de lluvia y/o de la descarga del agua subterránea se puede simular mediante una función sinusoidal del tipo:

$$\delta(t) = A \sin(\omega(t - t_0) + \varphi) + \bar{\delta} \quad (1)$$

$$\bar{\delta} = \alpha(t - t_0) + \bar{\delta}_0 \quad (2)$$

donde A es la amplitud de la función sinusoidal, ω es la frecuencia angular, φ es el desfase angular para el tiempo t_0 , α es la pendiente de la tendencia lineal $\bar{\delta}$, y $\bar{\delta}_0$ es el valor de tendencia

lineal en el tiempo t_0 . Los parámetros A , α y $\overline{\delta}_0$ se pueden estimar automáticamente utilizando el *solver* de cualquiera de las hojas de cálculo de uso corriente disponibles.

Caracterización del tiempo de tránsito analítico

Cuando la señal estacional del contenido isotópico de la recarga $\delta_{in}(t)$ entra en el acuífero se amortigua su amplitud según aumenta el tiempo de tránsito del agua subterránea. Asumiendo que $\delta_{in}(t)$ tiene una dependencia analítica sinusoidal (Ecu.1) es posible estimar el tiempo de tránsito del agua subterránea que descarga por el manantial mediante la siguiente expresión (MAŁOSZEWSKI et al., 1983):

$$\tau_{analitico} = \frac{1}{\omega} \sqrt{\left(\frac{A_{in}}{A_{out}}\right)^2 - 1} \quad (3)$$

donde A_{in} y A_{out} son las amplitudes de la señal isotópica de la recarga $\delta_{in}(t)$ y de la descarga $\delta_{out}(t)$, respectivamente.

Caracterización del tiempo de tránsito mediante FlowPC

Se ha utilizado el programa FlowPC (MAŁOSZEWSKI & ZUBER, 1996) para estimar el tiempo de tránsito del acuífero mediante simulación numérica. Este programa simula la dinámica del acuífero mediante un modelo de parámetros agregados. Considerando un esquema de flujo en régimen estacionario, FlowPC calcula la variación temporal del contenido isotópico del agua de descarga del manantial $\delta_{out}(t)$ a partir de la variación temporal observada del contenido isotópico en la recarga $\delta_{in}(t)$. Para ello resuelve numéricamente la siguiente integral de convolución:

$$\delta_{out}(t) = \int_{-\infty}^t \delta_{in}(t)g(t - t')dt' \quad (4)$$

donde t' es la variable de integración y $g(t)$ es la función de transferencia que describe la distribución de tiempos de tránsito (DTT) del acuífero. FlowPC incluye dos funciones de transferencia paramétricas correspondientes a unos modelos de flujo de uso común en la simulación de sistemas kársticos: (1) el modelo exponencial (EM) también conocido como "modelo de mezcla perfecta", el cual se aplica generalmente en sistemas donde las líneas de flujo subterráneo tienden a converger tal como ocurre en los manantiales, y (2) el modelo mixto pistón-exponencial (EPM), el cual asume que el sistema hidrogeológico se compone de dos subsistemas en línea, una parte aguas arriba no confinada, donde la recarga entra en el sistema y se asume una distribución exponencial de tiempos de tránsito, y una parte confinada aguas abajo, donde el esquema de flujo se aproxima al modelo de flujo de tipo pistón. La función de transferencia para el modelo EPM viene dada por

$$g(t) = \begin{cases} 0 & t < \tau \left(1 - \frac{1}{\eta}\right) \equiv t_\tau \\ \frac{1}{\tau} \eta e^{-\frac{\eta}{\tau} t + \eta - 1} & t \geq t_\tau \end{cases} \quad (5)$$

donde η es la relación entre el volumen total del sistema hidrogeológico y el volumen del sistema en el que existe la DTT exponencial. La ecuación 5 también describe la función de transferencia del modelo EM cuando $\eta = 1$, que es el límite más bajo de este parámetro. En el presente trabajo se asume como DTT la correspondiente al EPM. Los parámetros del modelo agregado (i.e. η y τ) se estiman manualmente de manera que se reproducen las curvas de contenido isotópico medidas en el agua de descarga del manantial.

El programa FlowPC trabaja con una discretización temporal mensual. A partir de los datos diarios de recarga y contenido isotópico en la recarga se obtiene una serie mensual del contenido isotópico de la recarga para FlowPC, la cual, para el mes j -ésimo se obtiene como valor mensual del contenido isotópico de la recarga un promedio de los contenidos isotópicos diarios (δ_{inij}), estando ponderados estos valores diarios por el correspondiente valor de la recarga diaria (Q_{inij}), esto es,

$$\delta_{in j} = \frac{\sum_{i=1}^N \delta_{inij} Q_{inij}}{\sum_{i=1}^N Q_{inij}} \quad (6)$$

donde N es el número de días del mes j -ésimo.

Caracterización de las series temporales de recarga del acuífero

Para obtener las series temporales de recarga $Q_{in}(t)$ asociadas al área de recarga de cada manantial se ha simulado la transferencia de flujo subterráneo de cada uno de los manantiales con el modelo HBV (BERGSTRÖM, 1995), el cual es un modelo conceptual y agregado de precipitación-escorrentía que es ampliamente empleado en la modelación de la dinámica de sistemas hidrogeológicos de alta montaña (JÓDAR et al., 2018). Aun siendo un modelo agregado permite simular la dinámica nival mediante un modelo grado-día, así como incluir en la parametrización una zonificación altitudinal y de usos de suelo, lo cual permite tener en cuenta las variaciones de precipitación, temperatura y vegetación con la cota topográfica. Para cada manantial y tras la calibración de los parámetros correspondientes del modelo HBV se obtienen las series temporales de recarga del acuífero y caudal de descarga del manantial, las cuales reproducen los registros de caudal de agua subterránea observados (Figura 2A). Los detalles de la modelación se pueden consultar en HERMS et al. (2018).

RESULTADOS

El ajuste sinusoidal a los datos de variación del contenido isotópico en cada manantial (Figura 2B) ($i=1, 6$) ha permitido estimar el valor del contenido isotópico promedio $\bar{\delta}_{out i}$ y la amplitud de la variación estacional del contenido isotópico asociado a cada manantial $A_{out}(Z_i)$.

El ajuste sinusoidal a los datos de variación del contenido isotópico en los pluviómetros ($j=1, 9$) ha permitido estimar tanto el valor del contenido isotópico promedio $\bar{\delta}_{in}(Z_j)$ como la amplitud del contenido isotópico $A_{in}(Z_j)$ de la precipitación a las cotas donde se ubican los pluviómetros (Z_j) (Tabla 1). Los valores obtenidos ponen de manifiesto la existencia de un gradiente vertical en ambas variables, que en el caso del $\delta^{18}O$ toman valores de -1.9 ‰/km y 0.6 ‰/km para $\nabla_z \bar{\delta}_{in}$ y $\nabla_z A_{in}$, respectivamente. Esto permite obtener para la precipitación las líneas altitudinales del contenido isotópico promedio $\bar{\delta}_{in}(Z)$ y de la amplitud de la variación estacional del contenido isotópico $A_{in}(Z)$. La primera línea altitudinal permite estimar la cota de recarga de cada manantial ya que $\bar{\delta}_{out_i}$ coincide con el de la precipitación a la cota de recarga del manantial, esto es $\bar{\delta}_{in}(Z_i)$. La segunda recta altitudinal $A_{in}(Z)$ permite estimar la amplitud de la variación estacional del contenido isotópico de la precipitación a la cota de recarga de cada manantial, esto es, $A_{in}(Z_i)$ (JÓDAR et al., 2016). Una vez obtenidos $\bar{\delta}_{in}(Z_i)$ y $A_{in}(Z_i)$ se puede simular la variación temporal del contenido isotópico a la cota de recarga de cada manantial $\delta_{in}(Z_i, t)$ mediante una expresión sinusoidal (Ecu. 1).

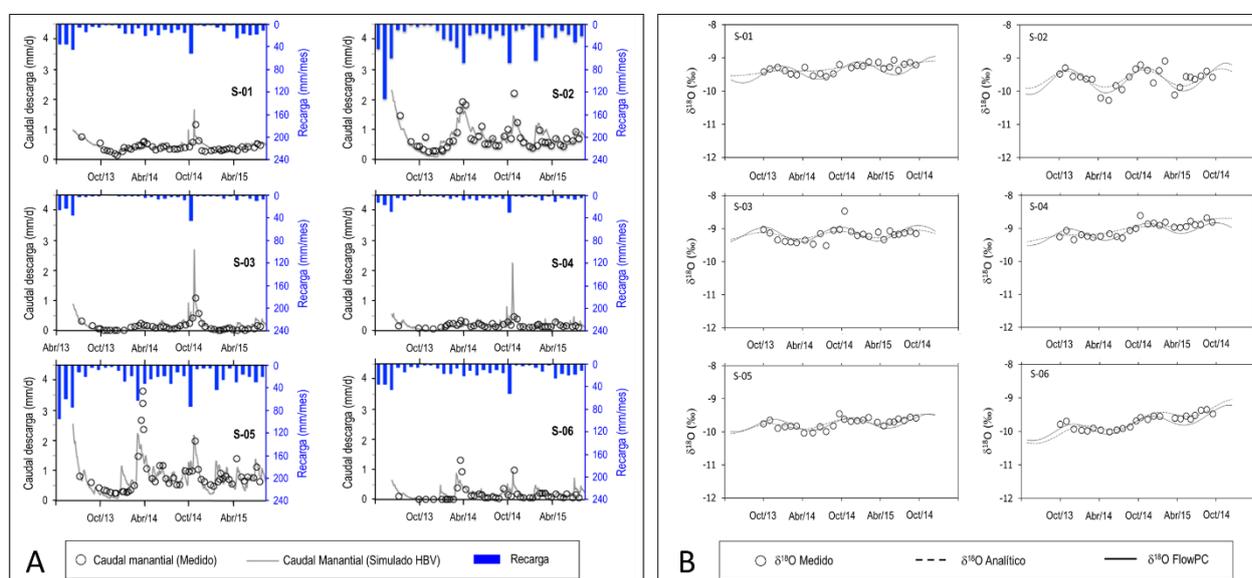


Figura 2. (A) Descarga medida (círculos) en los manantiales S-01 a S-06. La línea gris y las columnas azules indican el caudal de descarga y la recarga, respectivamente, obtenidas numéricamente con HBV. (B) Contenido isotópico ($\delta^{18}O$) medido (círculos) en los manantiales S-01 a S-06. La líneas continua y discontinua indican los contenidos isotópicos obtenidos por FlowPC y mediante el ajuste de la función analítica sinusoidal, respectivamente

Conocidos para cada manantial $A_{in}(Z_i)$ y $A_{out}(Z_i)$ se puede estimar el correspondiente tiempo de tránsito ($\tau_{analítico}$) mediante la ecuación 3. Para los manantiales muestreados estos valores varían entre 2,2 y 4,4 años (Figura 3).

Los resultados de la modelación con FLOWPC indican que en todos los casos el modelo exponencial de flujo ($\eta \approx 1$) es el que mejor describe la DTT de la descarga de los manantiales ya que en todos los casos se cumple que $1 \leq \eta \leq 1.02$. Los ajustes a los datos medidos de contenido isotópico en los manantiales son buenos, reproduciendo la variabilidad temporal observada en los manantiales (Figura 2B). Los tiempos de tránsito obtenidos varían entre 1,7 y 2,9 años. Estos tiempos de tránsito son un poco elevados si se tiene en cuenta que el sistema kárstico está bien desarrollado. Estos resultados pueden estar afectados por el tránsito del agua de recarga a través de la zona no saturada, la cual en ciertas zonas puede tener espesores

superiores a los 800 m. La transferencia de la señal isotópica por parte del sistema hidrológico puede venir controlada por el grado de desarrollo de la karstificación en la vertical. No obstante esta cuestión está aún sin explorar. Adicionalmente, hay que tener en cuenta que el tiempo medio de residencia (MRT) del flujo subterráneo en los acuíferos kársticos da cuenta de un valor representativo del tiempo de tránsito del conjunto de (infinitas) líneas de flujo que se generan como consecuencia de la recarga (pero también bajo régimen de flujo no influenciado por ésta). La metodología aplicada en el presente trabajo no es capaz de estimar los tiempos mínimos de tránsito característicos de líneas de flujo rápido (recarga puntual y/o concentrada). Esto comúnmente se consigue mediante técnicas de trazado artificial, las cuales se escapan al alcance del presente trabajo.

Como se puede observar en la Figura 3 los tiempos de tránsito calculados mediante la aproximación analítica son mayores con un factor de proporcionalidad de 1,9 que los obtenidos con la modelación numérica. A parte de la aproximación seguida para la obtención de los tiempos de tránsito, la diferencia más relevante entre ambas metodologías estriba en cómo se calcula el contenido isotópico de la recarga $\delta_{in}(t)$. En el método analítico propuesto por MAŁOSZEWSKI et al. (1983) se asume que el caudal de recarga al acuífero es constante anualmente, y que $\delta_{in}(t)$ refleja exclusivamente la variación estacional del contenido isotópico de la precipitación. En el método numérico las variaciones del contenido isotópico de la recarga vienen moduladas tanto por el caudal de recarga $Q_{in}(t)$ que varía a lo largo de periodo de simulación, como por la variación estacional del contenido isotópico de la precipitación.

Para poder aplicar la aproximación analítica de MAŁOSZEWSKI et al. (1983) en la estimación del tiempo de tránsito del agua subterránea que descarga por un manantial es necesario que la variación estacional del contenido isotópico del agua de descarga sea apreciable. El tiempo de tránsito amortigua la amplitud de la señal isotópica, anulándola para $\tau > 5$ años. Esto implica que este método solo se puede utilizar en sistemas hidrogeológicos con un tiempo de tránsito no muy largo, como pueden ser los acuíferos kársticos.

El tiempo de tránsito es una de las variables cuantitativas fundamentales a tener en cuenta en los estudios de caracterización de la vulnerabilidad de los acuíferos kársticos (IVÁN & MÁDL-SZÖNYI, 2017). La vulnerabilidad intrínseca de estos sistemas es tanto más elevada como corto es τ . Por su sencillez, la aproximación analítica de MAŁOSZEWSKI et al. (1983) se ha convertido en el método habitual de estimar τ en estos sistemas (Lambán et al., 2015). Dado que el método analítico sobreestima τ , se puede infravalorar la vulnerabilidad de un acuífero cuando τ se obtenga con este método, lo que puede tener implicaciones graves respecto a la conservación y gestión del acuífero objeto de estudio. Para la estimación del tiempo de tránsito en acuíferos kársticos es necesario tener en cuenta la variación temporal de la recarga, además de otros muchos factores (p.e. posible fraccionamiento isotópico del deshielo, en el horizonte edáfico, etc.), entre ellos el tipo de recarga: difusa vs. concentrada.

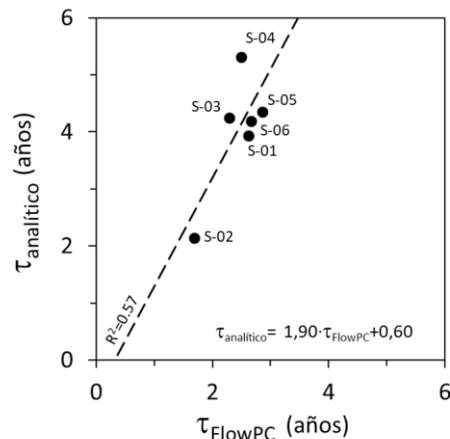


Figura 3. Comparación de los tiempos de tránsito obtenidos mediante la aproximación analítica (Ecu.1) y a través de la modelación numérica con FlowPC

CONCLUSIONES

Se ha estimado el tiempo de tránsito de los manantiales por los que descarga del sistema kárstico del Macizo del Port del Comte. Cuando se simula numéricamente la respuesta del sistema considerando la variación temporal de la recarga los tiempos de tránsito varían entre 1,7 y 2,9 años. La estimación del tiempo de tránsito mediante el método analítico, que compara la amplitud de la señal estacional isotópica de descarga A_{out} con la misma de la recarga A_{in} , proporciona tiempos de tránsito mayores, los cuales para el caso de estudio oscilan entre 2,2 y 4,4 años.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Agencia Estatal de Investigación (AEI) del Gobierno de España y por los Fondos Europeos de Desarrollo Regional (FEDER), a través de los proyectos REMEDIATION (CGL2014-57215-C4-1-R), y PACE-ISOTEC (CGL2017-87216-C4-1-R). También ha estado financiado a través del Programa de Cooperación Territorial Interreg-POCTEFA por el proyecto Europeo PIRAGUA (EFA210/16/ PIRAGUA). Se agradece al Gobierno de Cataluña la financiación de los grupos de investigación consolidados MAG (Mineralogía Aplicada, Geoquímica y Geomicrobiología, 2017SGR-1733) y GREM (Grup de Recerca de Minería Sostenible), y al Gobierno de Andalucía la financiación del Grupo de Investigación RNM-308 (Grupo de Hidrogeología).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BERGSTRÖM, S. (1995). *The HBV model*. In: Singh, V.P., (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Ch. 13, pp. 443±476, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA, 1130 pp.
- COPLIN, T.B. (2011). *Guidelines and recommended terms for expression of stable-isotope-ratio and gas-ratio measurement results*. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 2011, 25, 2538–2560.
- FORD, D. & WILLIAMS, P. (2007). *Introduction to Karst. Karst Hydrogeology and Geomorphology*, 1-8.
- HERMS, I.; JÓDAR, J.; SOLER, A.; VADILLO, I.; LAMBÁN, L.J.; MARTOS-ROSILLO, S.; NÚÑEZ, J.A.; ARNÓ, G. & JORGE, J. (2018). *Contribution of isotopic research techniques to characterize high-mountain-*

- Mediterranean karst aquifers: The Port del Comte (Eastern Pyrenees) aquifer*. Submitted to Science of the Total Environment.
- IVÁN, V. & MÁDL-SZÖNYI, J. (2017). *State of the art of karst vulnerability assessment: overview, evaluation and outlook*. Environ Earth Sci (2017) 76:112.
- JÓDAR, J.; LAMBÁN, L.J.; MEDINA, A. & CUSTODIO, E. (2014). *Exact analytical solution of the convolution integral for classical hydrogeological lumped-parameter models and typical input tracer functions in natural gradient systems*. Journal of hydrology, 519, 3275-3289.
- JÓDAR, J.; CUSTODIO, E.; LIOTTA M.; LAMBÁN, J.L.; MARTOS-ROSILLO, S.; SAPRIZA, G.; RIGO, T. & HERRERA, C. (2016a). *Correlation of the seasonal isotopic amplitude of precipitation with annual evaporation and altitude in alpine regions*. Science of The Total Environment, 550, 27-37
- JÓDAR, J.; CUSTODIO, E.; LAMBÁN, J.L.; MARTOS-ROSILLO, S.; HERRERA, C. & SAPRIZA, G. (2016b). *Vertical variation in the amplitude of the seasonal isotopic content of rainfall as a tool to jointly estimate the groundwater recharge zone and transit times in the Ordesa and Monte Perdido National Park aquifer system, north-eastern Spain*. Science of the total environment, 573, 505-517.
- JÓDAR, J.; CARPINTERO, E.; MARTOS-ROSILLO, S.; RUIZ-CONSTÁN, A.; MARÍN-LECHADO, C.; CABRERA-ARRABAL, J.A.; NAVARRETE-MAZARIEGOS, E.; GONZÁLEZ-RAMÓN, A.; LAMBÁN, L.J.; HERRERA, C. & GONZÁLEZ-DUGO, M.P. (2018): *Combination of lumped hydrological and remote-sensing models to evaluate water resources in a semi-arid high altitude ungauged watershed of Sierra Nevada (Southern Spain)*. Science of the Total Environment, Vol. 625, 285-300.
- LAMBÁN, L.J.; JÓDAR, J.; CUSTODIO, E.; SOLER, A.; SAPRIZA, G. & SOTO, R. (2015). *Isotopic and hydrogeochemical characterization of high-altitude karst aquifers in complex geological settings. The Ordesa and Monte Perdido National Park (Northern Spain) case study*. Science of the Total Environment, 506, 466-479.
- MAŁOSZEWSKI, P.; RAUERT, W.; STICHLER, W. & HERRMANN, A. (1983). *Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data*. J. Hydrol. 66, 319–330.
- MAŁOSZEWSKI, P. & ZUBER, A. (1996). *Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. Manual on mathematical models in isotope hydrology*. IAEA-TECDOC 910. Vienna (Austria): IAEA; 1996