

Aplicación del ^{222}Rn para identificar y cuantificar descargas de agua subterránea en el río Mundo (Albacete, España)

Lucía Ortega ¹; Jorge Hornero ² y Marisol Manzano ¹

¹ Universidad Politécnica de Cartagena, Paseo Alfonso XIII 52, 30203, Cartagena.

² Instituto Geológico y Minero de España, Avda. Miguel de Cervantes 45-5ªA, 30009, Murcia.

Mail de contacto: lucia.ortega@upct.es

RESUMEN

La actividad de ^{222}Rn se ha utilizado para evaluar las interacciones río-acuífero en el río Mundo (SE España). El estudio es parte del proyecto MICINN-REDESAC, cuyo objetivo es identificar y cuantificar descarga de agua subterránea a ríos y humedales utilizando trazadores ambientales, entre ellos el ^{222}Rn medido in situ. Se realizaron mediciones de ^{222}Rn en 13 lugares ubicados a lo largo de 47 km del río durante la estación seca de 2011 y 2012. Los resultados sugieren que en ese tramo no hay descargas significativas, excepto las de los manantiales de Ayna y Liétor. Además se ha cuantificado la descarga de agua subterránea en un tramo de 700 m en Ayna mediante balance de masas de ^{222}Rn . La medición se ha hecho dos veces, en octubre de 2011 y mayo de 2012. La descarga calculada es de $229,77 \pm 29,57 \text{ Ls}^{-1}$ en 2011 y de $173,96 \pm 23,40 \text{ Ls}^{-1}$ en 2012. Palabras clave: ^{222}Rn , descarga de agua subterránea, Río Mundo, España.

ABSTRACT

^{222}Rn activity was used to assess river-aquifer interactions within the Mundo river (SE Spain). This study is part of the MICINN research project REDESAC, which aims to identify and quantify groundwater discharges to rivers and wetlands by means of environmental tracers, including ^{222}Rn in situ measurements. ^{222}Rn activity was measured in 13 locations along 47 km of the river during the dry season of 2011 and 2012. Results suggest that within this length there are no significant discharge zones, except Ayna and Liétor spring zones. Additionally, groundwater discharge was quantified in a length of 700 m in the Ayna village by means of a ^{222}Rn activity mass balance. The measurements were made in two occasions, October 2011 and May 2012. The calculated discharge was $229,77 \pm 29,57 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ in 2011 and $173,96 \pm 23,40 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ in 2012.

Keywords: ^{222}Rn , groundwater discharge, Mundo River, Spain.

Introducción

La descarga de agua subterránea a cuerpos de agua superficial suele jugar un papel importante en la hidrología y la ecología de dichos cuerpos de agua, especialmente en áreas de clima árido y semiárido. Por ello, identificar las zonas de descarga y su patrón estacional y cuantificar con precisión los flujos son tareas necesarias para la gestión hídrica. La identificación de las zonas de descarga se puede abordar con relativa facilidad (dependiendo de las circunstancias), pues hay varios métodos y herramientas disponibles. Sin embargo, con frecuencia la cuantificación de la descarga es difícil, especialmente cuando ésta ocurre de forma difusa. Además, las estimaciones suelen tener asociada una notable incertidumbre que es conveniente cuantificar para conocer la variabilidad y confiabilidad de los valores. Los métodos basados en trazadores químicos ambientales constituyen herramientas muy útiles que proporcionan información robusta sobre las magnitudes de los flujos. Uno

de esos métodos se basa en la medición de la actividad del radón ^{222}Rn .

El (^{222}Rn), un gas noble radioactivo de origen litológico, se utiliza en el ámbito de la hidrología desde hace varias décadas como trazador isotópico ambiental. Esto es debido a su gran potencial resolutivo dada su frecuente elevada concentración en aguas subterráneas respecto a las aguas superficiales, lo que permite usarlo como trazador de la existencia de descargas de agua subterránea a cuerpos de agua superficial (Rogers, 1958; Ellins et al., 1990; Cable et al., 1996; Corbett et al., 1997; Cook et al., 2006; Stellato et al., 2013). En la última década los avances tecnológicos han permitido automatizar la medición de la concentración de ^{222}Rn en agua obteniendo resultados confiables en campo en unos minutos (Dulaiova et al., 2005; Burnett et al., 2010).

El proyecto MICINN-REDESAC CGL2009-12910 tiene como objetivos la puesta a punto de métodos de balance de trazadores químicos ambientales para cuantificar recarga y descarga

de acuíferos. Uno de los trazadores que se están usando es la actividad de ^{222}Rn en aguas superficiales y subterráneas para identificar y cuantificar descargas a ríos y humedales. Entre las zonas de aplicación está el río Mundo, en la provincia de Albacete (SE de España). Se trata de un curso que tiene un tramo de unos 50 km en contacto con un sistema acuífero carbonatado que descarga principalmente al río, el sistema acuífero de Alcadozo (SACAL). El SACAL está en régimen natural y las descargas principales están concentradas en manantiales bien localizados. Se desconoce si hay descarga difusa por el lecho del río. En este trabajo se presentan los estudios realizados entre 2011 y 2012 para i) identificar zona de descarga al río distintas de las conocidas; ii) cuantificar la descarga y su incertidumbre en un tramo concreto.

Fundamentos del ^{222}Rn

El ^{222}Rn es un gas noble radioactivo de origen litológico, con un periodo de semidesintegración de 3,825 días (Rogers, 1958). Forma parte de la cadena de desintegración del ^{238}U y es producto de la desintegración del ^{226}Ra (Fig. 1).

Una vez generado, el gas ^{222}Rn se puede incorporar al agua subterránea. La emanación es el fenómeno por el cual un átomo de ^{222}Rn , generado por la desintegración de un átomo de ^{226}Ra en un grano sólido, es eyectado desde su lugar de origen hasta los poros o grietas adyacentes. Sin embargo, parte del ^{222}Rn generado queda retenido en la matriz sólida. Tanner (1978) y Sakoda et al. (2011) realizan una descripción en detalle de este proceso, en el que enumeran varios factores físicos que afectan la emanación, tales como (i) la distribución de ^{226}Ra en el sólido; (ii) el tamaño del grano del sólido (la emanación es mayor cuanto menor es el tamaño del poro); (iii) el contenido de humedad (en el medio no saturado la emanación aumenta al incrementar la humedad); (iv) la temperatura (la tasa de emanación aumenta al aumentar la temperatura); y (v) la presión atmosférica (afecta a la longitud de emisión del átomo de ^{222}Rn).

En medio saturado, una vez que el átomo de ^{222}Rn es incorporado al agua de los poros y grietas se mueve por el medio mediante difusión y advección. En general, el mecanismo dominante de transporte en canales intergranulares y pequeños poros es el de difusión, mientras que la advección es el mecanismo dominante en poros más grandes (Tanner, 1978). La distancia de migración

depende del periodo de semidesintegración del ^{222}Rn , de las características del medio de migración y de la posible ocurrencia de procesos tales como la adsorción sobre las superficies de los materiales (Rogers, 1958).

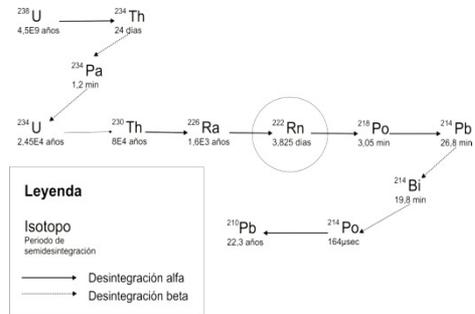


Figura 1. Cadena de desintegración del ^{238}U (modificada de Gainon et al., 2007).

Dado su origen litogénico, usualmente la actividad del ^{222}Rn es de 2 a 4 órdenes de magnitud mayor en agua subterránea que en agua superficial (Burnett et al., 2010). Tras una descarga de agua subterránea se produce un incremento inmediato de la concentración de ^{222}Rn en el cuerpo de agua receptor, por ejemplo un río. Sin embargo, aguas abajo del punto de descarga la concentración de ^{222}Rn disminuye rápidamente debido a su rápida transferencia a la atmósfera y, en menor medida, al corto periodo de semidesintegración. Los principales factores que controlan la volatilización de ^{222}Rn desde un cuerpo de agua superficial incluyen el gradiente de la masa de agua, el volumen de descarga de agua subterránea, la rugosidad y el perfil del lecho del río, laguna o lago (Ellins et al., 1990).

Características de la zona de estudio

El río Mundo nace de un conducto cárstico, formando una cascada de unos 300 m de altura, en la sierra del Calar del río Mundo (Albacete), fuera del SACAL y a unos 10 km al SO del mismo (Fig. 2). Luego fluye hacia el NE y el E siguiendo la falla del río Mundo, y durante 20 km su cauce hace de límite oficial entre el SACAL (al N) y el sistema acuífero de Pliegues Jurásicos (al S), recibiendo descarga de agua subterránea de ambos sistemas acuíferos.

El río se extiende a lo largo de 150 km y su cuenca, que forma parte de la del río Segura, ocupa una superficie de 766 km². A unos 45 km aguas abajo de su nacimiento el río Mundo recibe por la margen izquierda al arroyo Bogarra, único afluente de caudal permanente

pero inferior al del río Mundo en general, salvo en épocas de grandes lluvias o deshielo en que las aportaciones de ambos son similares.

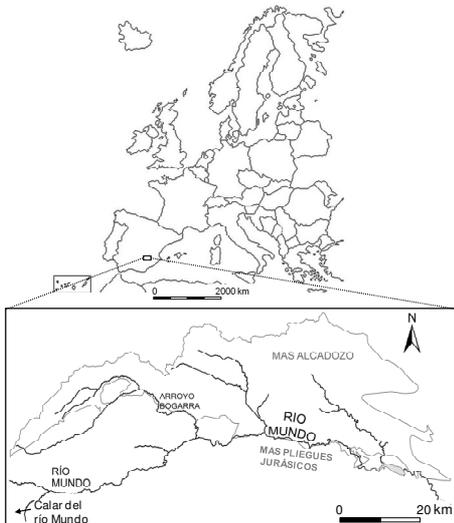


Figura 2. Localización del río Mundo y del SACAL (MAS Alcadozo en la figura).

El SACAL se sitúa al NO de la demarcación hidrográfica del río Segura (Fig. 3), y ocupa una superficie de 521 km². Está delimitado al N por la divisoria de aguas con la cuenca del río Júcar, al S por el cauce del río Mundo y al O y E por otros sistemas acuíferos. El relieve es abrupto al O, N y S del SACAL, donde están las cotas más elevadas (1577 m al O; 1389 m al N; 1130 m al S). Hacia el E y SE el relieve se suaviza y las cotas disminuyen hasta los 800 m. En la zona O del SACAL el clima dominante es de montaña, cambiando hacia un clima mediterráneo, con tendencia a la aridez, en la zona E. La precipitación anual media es de unos 350 mm, siendo inferior a los 295 mm en un año seco y superior a los 450 mm en un año húmedo (Hornero, 2010). El periodo de estudio fue un año muy seco, y tanto en octubre de 2011 como en mayo de 2012 el río llevaba principalmente flujo de base.

La serie estratigráfica está constituida por arcillas, arenas y yesos del Triásico; dolomías, calizas y margas del Jurásico y calizas, dolomías y conglomerados del Cretácico. Localmente hay margas, areniscas y conglomerados del Mioceno y depósitos aluviales y conglomerados del Cuaternario. No obstante, el sistema acuífero está formado

principalmente por calizas y dolomías y los sedimentos del Triásico forman la base del mismo (Fig. 3). La estructura es compleja debido a una tectónica en escamas que es resultado de procesos de plegamiento y fracturación. Las explotaciones son poco significativas y el acuífero funciona en régimen de flujo natural (Hornero 2010; Hornero et al., 2013). Las descargas principales conocidas hasta el presente estudio están concentradas en manantiales, principalmente en las poblaciones de Ayna y Liétor (Fig. 3), siendo esto consecuente con el modelo conceptual de flujo regional actual, que indica una dirección y sentido general desde el noroeste hacia el este y sureste (Hornero, 2010). La tectónica y la red de flujo favorecen las descargas al río.

Desde el punto de vista hidroquímico las aguas del río Mundo y de los manantiales cercanos a él son muy similares (Fig. 4), lo que impide usar trazadores químicos más convencionales para trazar la descarga de agua subterránea. La mayoría de las aguas son de facies HCO₃-Ca-Mg, ya que circulan principalmente por materiales carbonatados (calizas y/o por calizas magnesianas). Hornero et al. (2012) realizan una descripción más detallada de las características químicas e isotópicas.

Metodología

El trabajo de campo para el estudio de la identificación y cuantificación de la descarga de agua subterránea se realizó durante octubre-noviembre de 2011 y mayo de 2012. Se recogieron muestras para análisis químicos e isotópicos en aguas superficiales (9 muestras en ríos y arroyos) y aguas subterráneas (4 muestras en manantiales), y se realizaron mediciones in situ de conductividad eléctrica (CE), pH, temperatura, alcalinidad y actividad de ²²²Rn. Para la cuantificación de la descarga de agua subterránea en un tramo de río en Ayna los caudales superficiales se midieron con un molinete hidráulico de la marca OTT modelo FAT Z400. En este trabajo solo se usan los datos de ²²²Rn, las concentraciones de componentes mayoritarios y los caudales.

La caracterización de la actividad de ²²²Rn de aguas subterráneas y superficiales se realizó mediante mediciones puntuales en aguas de sondeos, manantiales y ríos, y también mediante mediciones en continuo a lo largo de perfiles en ríos. En el presente estudio sólo se muestran los resultados de mediciones puntuales en ríos y manantiales.

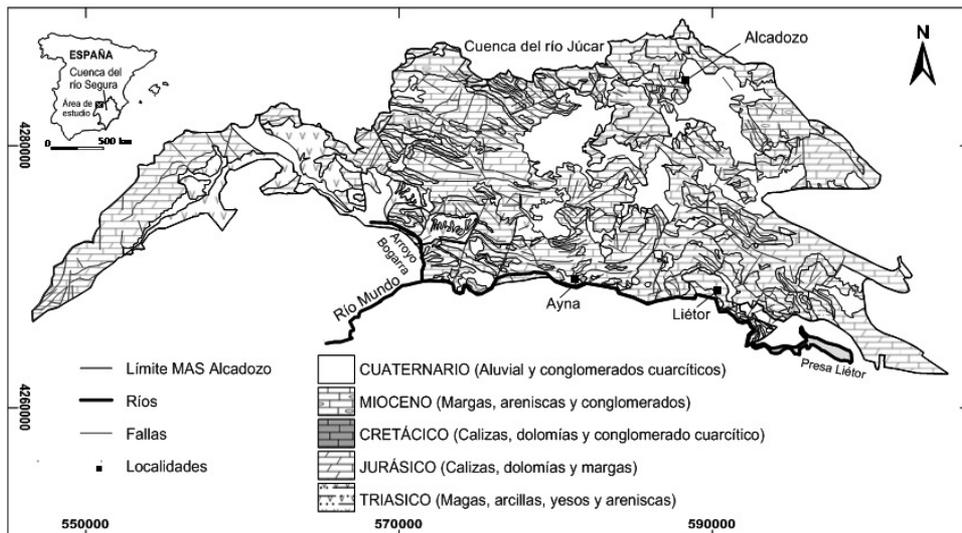


Figura 3. Geología simplificada del SACAL (modificado de IGME, 1974a, 1974b, 1975a, 1975b, 1978 y 1980).

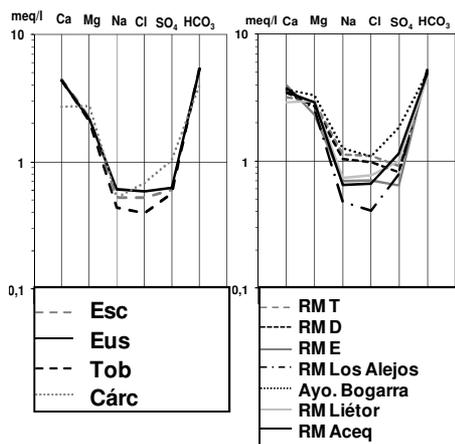


Figura 4. Diagrama de Schöeller-Berkaloff de las aguas de manantiales (izquierda) y del río Mundo (derecha). Ver ubicación en Fig. 5.

Para la identificación de posibles descargas de agua subterránea al río Mundo fuera de las dos zonas principales conocidas (manantiales de Ayna y Liétor), se realizaron medidas puntuales de ^{222}Rn en 13 lugares ubicados a lo largo de aproximadamente 47 km de cauce (Fig. 5).

La actividad de ^{222}Rn se midió in situ con el espectrómetro de masas portátil RAD7

(Durrige Co.). La extracción del gas se hizo mediante un cilindro intercambiador conectado al espectrómetro formando un circuito cerrado de aire. Este método permite hacer un seguimiento continuo de la concentración de ^{222}Rn en agua. El límite de respuesta teórico es de aproximadamente 10-15 minutos para una respuesta al 95 %, impuesto por el periodo de semidesintegración del ^{218}Po , de 3,1 min (Dulaiova et al., 2005). Otros procesos tales como el caudal de agua que entra al intercambiador, la velocidad de transferencia de radón desde el agua al aire, que a su vez depende del tamaño de la gota de agua y la eficiencia de aireación, y/o el volumen del bucle de aire, son factores que pueden influenciar este límite de respuesta. Cada medición puntual tuvo una duración total de 1 h durante la cual se realizaron seis mediciones de 10 minutos; de esta forma se consigue que el margen de incertidumbre sea menor en cada periodo. Además, dado que la relación actividad ^{222}Rn aire / actividad ^{222}Rn agua (con un valor de 4:1) es función de la temperatura, ésta se midió (y registró) en continuo en el cilindro intercambiador.

Una vez identificada la existencia de descarga de agua subterránea se procedió a realizar una cuantificación de la misma en un sector seleccionado en la población de Ayna. La cuantificación se realizó mediante un balance de masa de ^{222}Rn en un tramo del río de unos 700

m de longitud. Se establecieron dos estaciones de control, la 32 aguas arriba y la 34 aguas abajo (Fig. 6). La estimación del flujo de agua subterránea que pasa por cada una de las dos estaciones de control mediante balance de masa de ^{222}Rn queda resumida en la ecuación (1) (modificado de Ellins et al., 1990):

$$\frac{Q_{\text{subt}}}{Q_{\text{sup}}} = \frac{Rn_{\text{sup}} - Rn_f}{Rn_{\text{subt}} - Rn_f} \quad (1)$$

donde Q_{subt} es el flujo de agua subterránea, Q_{sup} es el flujo de agua superficial, $^{222}\text{Rn}_{\text{sup}}$ es la actividad de ^{222}Rn en el agua superficial, $^{222}\text{Rn}_{\text{subt}}$ es la actividad de ^{222}Rn en el agua subterránea y $^{222}\text{Rn}_f$ es el fondo regional de la actividad de ^{222}Rn en el agua superficial. La descarga total de agua subterránea a lo largo del tramo entre ambas estaciones se calcula por

diferencia entre Q_{subt} en la estación 34 y Q_{subt} en la estación 32.

Los valores de las actividades de ^{222}Rn necesarios para la estimación del caudal de agua subterránea en cada una de las dos campañas se midieron el 13 de octubre de 2011 y el 5 de mayo de 2012. El caudal superficial (Q_{sup}) y la actividad de ^{222}Rn del agua superficial ($^{222}\text{Rn}_{\text{sup}}$) fue medida en las estaciones 32 y 34. La actividad de ^{222}Rn del agua subterránea en el entorno del río ($^{222}\text{Rn}_{\text{subt}}$) se obtuvo realizando medidas puntuales en dos manantiales ubicados entre las estaciones 32 y 34, Esc y Eus (Fig. 6). El valor de $^{222}\text{Rn}_f$ (fondo regional del río) se estableció a partir de los valores mínimos de actividad medidos en 6 estaciones localizadas a lo largo del río Mundo e identificadas en la Fig. 5 como RM Riópar, RM Alejos, RM C.Halcón, Ayo. Bogarra, RM Aceq y RM Liétor. La actividad medida en las mismas corresponde a aguas prácticamente sin radón.

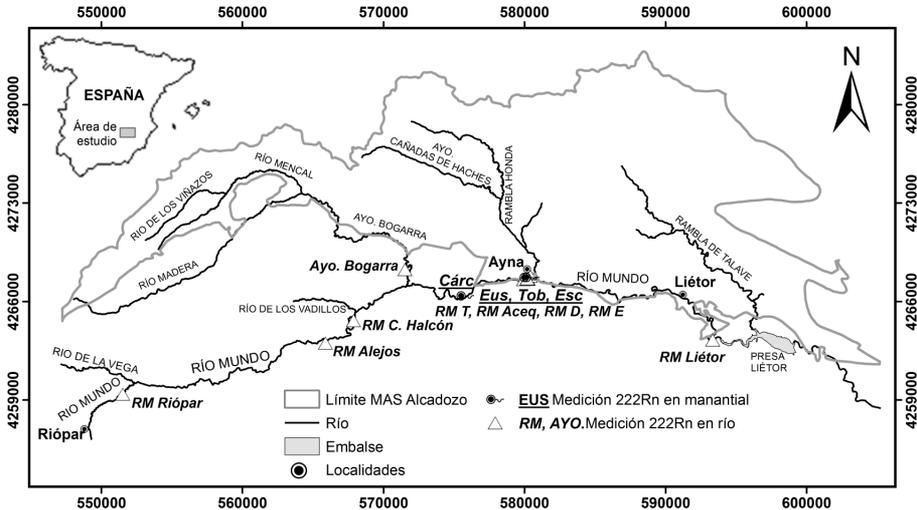


Figura 5. Puntos de medición de ^{222}Rn a lo largo del río Mundo (13 octubre de 2011 y 3 de mayo de 2012) y manantiales medidos en la zona de Ayna (octubre de 2011 y mayo de 2012).

El resultado de este balance de masa puede tener una notable incertidumbre asociada (aunque no mayor de las de otras técnicas) que procede de los errores de la medición de cada variable involucrada (ecuación 1). El error (cuadrático) asociado a cada variable es:

$$\sigma_{Q_{\text{subt}}}^2 = \sum_{i=1}^k \left(\frac{\partial Q_{\text{subt}}}{\partial x_i} \sigma_{x_i} \right)^2 \quad (2)$$

donde x_i es cada una de las variables de la función utilizada para calcular Q_{subt} y σ_{x_i} es la

desviación estándar de esa variable. La incertidumbre de los valores de Q_{subt} calculados se ha cuantificado como propagación de errores de todas las variables. Combinando las ecuaciones del tipo de la (2) aplicadas a cada variable de la ecuación (1) se tiene la ecuación (3):

$$\sigma_{Q_{\text{subt}}}^2 = \sigma_{Rn_{\text{sup}}}^2 \frac{\partial Q_{\text{subt}}}{\partial Rn_{\text{sup}}} + \sigma_{Rn_f}^2 \frac{\partial Q_{\text{subt}}}{\partial Rn_f} + \sigma_{Rn_{\text{subt}}}^2 \frac{\partial Q_{\text{subt}}}{\partial Rn_{\text{subt}}} \quad (3)$$

donde $\sigma_{Q_{subt}}$, $\sigma_{R_{nsup}}$, $\sigma_{R_{nf}}$ y $\sigma_{R_{nsubt}}$ son las desviaciones estándar de las variables anotadas en los subíndices.

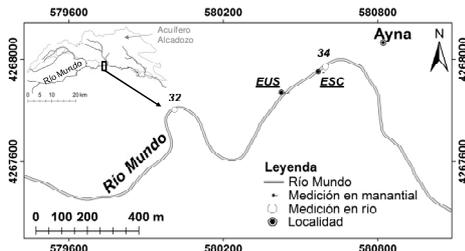


Figura 6. Esquema de la zona donde se ha cuantificado la descarga de agua subterránea al río Mundo mediante balance de masas de la actividad de ^{222}Rn . La longitud del tramo es de unos 700 m.

Resultados

La Fig. 7 muestra los rangos de actividades de ^{222}Rn medidos en los 13 puntos ubicados a lo largo del río Mundo, en su afluente el arroyo de Bogarra y en varios manantiales. La actividad de la mayoría de los manantiales que descargan al río Mundo en el entorno de Ayna (Eus, Esc, Tob en figuras 5 y 6) es muy homogénea y tiene como valores más frecuentes $55 \pm 5 \text{ pCi}\cdot\text{L}^{-1}$ (rango A en Fig. 7). Solamente un manantial supera esta actividad, el Cárc, con $130 \pm 9 \text{ pCi}\cdot\text{L}^{-1}$; se trata de un caso aislado cuyo origen está asociado a una escama tectónica de materiales cuaternarios.

El rango de actividades medido en el río a su paso por Ayna (rango B en Fig. 7) es amplio y oscila entre valores propios de aguas superficiales sin o prácticamente sin ^{222}Rn , como la del punto RM T (que está al inicio del tramo que pasa por Ayna, pero que ya tiene una actividad de ^{222}Rn superior a las medidas aguas arriba y aguas abajo de Ayna), y valores propios de aguas subterráneas descargando localmente al río, como las del punto RM E, el cual está en una zona que integra la descarga de manantiales como Eus o Esc.

La magnitud de los valores de actividad medidos en las aguas de río aguas arriba y aguas abajo de Ayna, desde cerca del nacimiento del río hasta la presa de Liétor es muy pequeña y su rango de variación muy

estrecho (rango C en Fig. 7). Esto sugiere que se trata de los valores propios de agua que no tiene aportes, al menos significativos, de agua subterránea. En este rango se integran también las aguas del arroyo de Bogarra, cuya agua tiene un origen distinto a la del río Mundo. En este trabajo se ha considerado que este rango (2 a $7 \text{ pCi}\cdot\text{L}^{-1}$) representa la actividad del fondo regional del río.

El principal resultado es que de todos los puntos en los que se ha realizado medidas puntuales de ^{222}Rn solamente en aquellos ubicados en Ayna se ha encontrado una actividad mayor a la del fondo regional. Aunque esto no significa que no pueda haber descargas puntuales relevantes en lugares no medidos, sí sugiere que no hay otras zonas de descarga concentrada significativa fuera de Ayna y Liétor.

La cuantificación de la descarga de agua subterránea al río Mundo en el tramo de la Fig. 6 se ha realizado en dos momentos distintos, octubre de 2011 (final de época seca) y mayo de 2012 (final de época húmeda en teoría, aunque ese año fue muy seco). La información necesaria para realizar el balance fue obtenida de la forma que se explica en el apartado de Metodología.

Los resultados de las dos campañas realizadas en octubre de 2011 y mayo de 2012 están resumidos en las Tablas 1 y 2. Teniendo en cuenta la incertidumbre, cuantificada como se ha descrito en el apartado de Metodología, la descarga de agua subterránea estimada en octubre de 2011 es de $240,03 \pm 10,01 \text{ Ls}^{-1}$ y la estimada en mayo de 2012 es de $186,83 \pm 5,11 \text{ Ls}^{-1}$ (Tabla 2). Las cifras obtenidas en ambas fechas no son muy diferentes, lo que se podría explicar por la combinación de dos motivos: i) el sistema acuífero está en régimen estacionario y cabe esperar que las fluctuaciones estacionales en las descargas sean pequeñas; ii) el año hidrológico 2011-2012 fue muy seco y no hubo lluvias significativas entre ambas campañas de aforo, por lo que no cabía esperar modificaciones del flujo de base asociadas a descarga de almacenamiento en riberas o de flujos hipodérmicos. Además, estas cifras son coherentes con los cálculos del balance regional realizado en Hornero et al. (2012), lo cual sugiere que la técnica es robusta, dado que el sistema está en régimen estacionario.

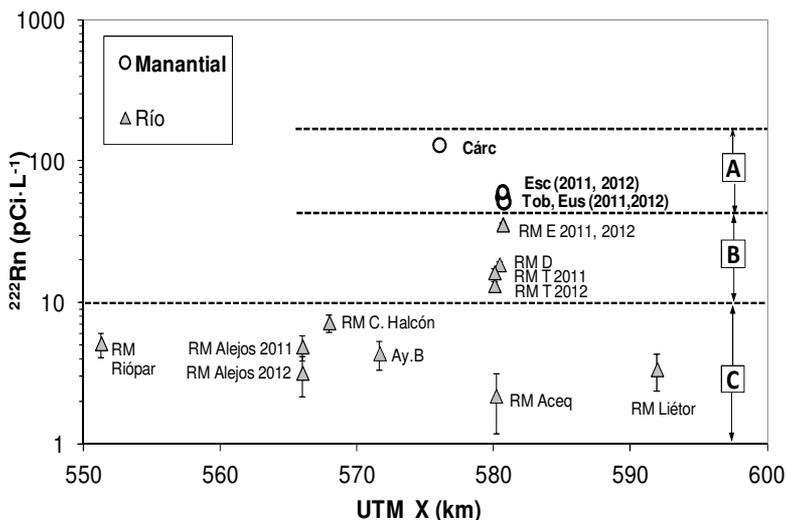


Figura 7. Rango de actividades de ^{222}Rn medidas en distintos puntos del río Mundo y en manantiales ubicados a lo largo de aproximadamente 47 km. **A**) Rango de actividades de las aguas subterráneas (manantiales). **B**) Rango de actividades de aguas mezcla entre aguas superficiales sin ^{222}Rn y aguas subterráneas de descarga local. **C**) Rango de actividades del fondo regional (aguas de río sin o prácticamente sin ^{222}Rn).

Tabla 1. Datos medidos en campo en 2011 y 2012 para el balance de masa de ^{222}Rn .

Estación	Fecha	Q_{sup} ($\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$)	$^{222}\text{Rn}_{\text{sup}}$ ($\text{pCi}\cdot\text{L}^{-1}$) $\pm 2\sigma$	$^{222}\text{Rn}_{\text{subt}}$ ($\text{pCi}\cdot\text{L}^{-1}$) $\pm 2\sigma$	$^{222}\text{Rn}_f$ ($\text{pCi}\cdot\text{L}^{-1}$) $\pm 2\sigma$	Q_{subt} ($\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$) $\pm \sigma$
32	13/10/2011	40,83	13,22 \pm 3,06	53,52 \pm 5,90	4,24 \pm 1,98	7,44 \pm 2,01
34	13/10/2011	388,64	35,62 \pm 4,76	55,29 \pm 5,99	4,24 \pm 1,98	247,47 \pm 12,02
32	03/05/2012	131,43	16,31 \pm 3,37	53,52 \pm 5,90	4,24 \pm 1,98	31,08 \pm 6,28
34	03/05/2012	355,56	35,53 \pm 4,77	55,29 \pm 5,99	4,24 \pm 1,98	217,91 \pm 11,38

Tabla 2. Caudal de agua subterránea al río Mundo calculada para ambos tiempos.

Fecha	$Q_{\text{subt}} (34-32)$ ($\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$) $\pm \sigma$
13/10/11	240,03 \pm 10,01
03/05/12	186,83 \pm 5,11

Discusión y conclusiones

Las actividades de ^{222}Rn medidas en 13 localidades ubicadas a lo largo de casi 50 km de cauce del río Mundo sugieren que no hay

descargas concentradas significativas al río fuera de las zonas principales de manantiales conocidas en las poblaciones de Ayna y Liétor. Las actividades de ^{222}Rn medidas en los manantiales de Ayna son de media un orden de magnitud mayores que las medidas en el río Mundo aguas arriba y abajo de Ayna, desde cerca de su nacimiento en Riópar hasta la presa de Liétor, siendo del orden de 50-60 $\text{pCi}\cdot\text{L}^{-1}$ en los manantiales (incluyendo la incertidumbre) y de 2 a 7 $\text{pCi}\cdot\text{L}^{-1}$ en el río (idem).

La descarga de agua subterránea cuantificada en el tramo evaluado en Ayna (unos 700 m de longitud) es consistente para las dos fechas estudiadas, siendo en octubre 2011

de $240,03 \pm 10,01 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ y en mayo de 2012 de $186,83 \pm 5,11 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$. Esto es coherente con el hecho de que el sistema acuífero funciona en régimen natural y también con que el año hidrológico 2011-2012 ha sido muy seco. En un año más húmedo quizás haya diferencias entre el otoño y la primavera.

Estas conclusiones indican que el ^{222}Rn es una herramienta confiable no sólo para la identificación de áreas de descarga de aguas subterránea, sino también para la cuantificación de la misma en zonas donde la hidroquímica no es una herramienta útil y las condiciones hidrológicas permiten discriminar, con incertidumbres aceptables, las actividades de la escorrentía superficial y de las aguas subterráneas.

Agradecimientos

El trabajo forma parte de las actividades del proyecto MICINN CGL2009-2910, REDESAC, financiado por el Gobierno de España. Se ha apoyado en el proyecto "Definición de un plan de extracciones de agua subterránea en la Cuenca Alta del Segura en épocas de sequía, (2008-2009)", del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Confederación Hidrográfica del Segura (CHG).

Referencias

- Burnett, W.C., Peterson, R., Santos, I.R. y Hicks, R.W. 2010. Use of automated radon measurements for rapid assessment of groundwater flow into Florida streams. *Journal of Hydrology*, 380: 298-304.
- Cable, J.E., Burnett, W.C., Chanton, J.P. y Weatherly, J.L. 1996. Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222. *Earth and Planetary Science Letters*, 144: 591-604.
- Cook, P. G., Lamontagne, S., Berhane, D. y Clark, J.F. 2006. Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Rn and SF_6 . *Water Resources Research*, 42: W10411. 12pp.
- Corbett, R.D., Burnett, W.C., Cable, P. H. y Clark, S.B. 1997. Radon tracing of groundwater input into Par Savannah River Site. *Journal of Hydrology*, 203: 209-227.
- Dulaiova, H., Peterson, R., Burnett, W. C. y Lane-Smith, D. 2005. A multi-detector continuous monitor for assessment of ^{222}Rn in the coastal ocean. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 263(2):361-365.
- Ellins, K. E., Roman-Mas, A. y Lee, R. 1990. Using ^{222}Rn to examine groundwater/surface discharge interaction in the Rio Grande de Manati, Puerto Rico. *Journal of Hydrology*, 115: 319-341.
- Gainon, F., Goldscheider, N. y Surbeck, H. 2007. Conceptual model for the origin of high radon levels in spring waters –the example of the St. Placidus spring, Grisons, Swiss Alps. *Swiss J. Geosci.*, 100: 251-262.
- Hornero, J. 2010. Estudio hidrogeológico de la masa de agua subterránea Alcadozo (Cuenca del Segura). Trabajo Fin de Máster, Máster en Ingeniería del agua y del Terreno. Universidad Politécnica de Cartagena. 106 pp.
- Hornero, J., Manzano, M. y Ortega, L. 2012. Caracterización hidrogeológica, hidroquímica e isotópica de la Masa de Agua Subterránea Alcadozo (cuenca del Segura). En: 7 AHPG, Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Donostia-San Sebastián 25-29 de junio de 2012. [CD-ROM]. Donostia: Aranzadi Zientzia Elkarte, 2013 (en prensa).
- Hornero, J., Manzano, M., Ortega, L. y Custodio, E. 2013. Recarga natural al acuífero de Alcadozo (España) mediante balance de cloruro atmosférico y balance de agua en el suelo. VI Seminario Hispano Latinoamericano sobre temas actuales de la hidrología subterránea, La Plata, Argentina, 2013.
- IGME, 1974a. Hoja geológica MAGNA, nº 815 (Robledo). Madrid.
- IGME, 1974b. Hoja geológica MAGNA, nº 817 (Pozo-Cañada). Madrid.
- IGME, 1975a. Hoja geológica MAGNA, nº 816 (Peñas de San Pedro). Madrid.
- IGME, 1975b. Hoja geológica MAGNA, nº 842 (Liétor). Madrid.
- IGME, 1978. Hoja geológica MAGNA, nº 841 (Alcaraz). Madrid.
- IGME, 1980. Hoja geológica MAGNA, nº 843 (Hellín). Madrid.
- Rogers, A.S. 1958. Physical behaviour and geologic control of radon in mountain streams. *U.S. Geol. Surv.* 1052: 187-212.
- Sakoda, A., Ishimori, Y. y Yamaoka, K. 2011. A comprehensive review of radon emanation measurement for mineral, rock, soil, mill tailing and fly ash. *Applied Radiation and Isotopes*, 69: 1422-1435.
- Stellato, L., Terrasi, F., Marzaioli, F., Belli, M. Sansone, U. y Celico, F. 2013. Is ^{222}Rn a suitable tracer of stream-groundwater interactions? A case study in central Italy. *Applied Geochemistry*, 32: 108-117.
- Tanner, A. B. 1978. Radon migration in the ground: A supplementary review. *U.S. Geol. Surv.* 1052: 1-62.