

Aplicación del balance químico ambiental para definir el funcionamiento hidráulico de acuíferos marginales poco conocidos. Caso del acuífero aluvial del río Castril

J. Jódar⁽¹⁾ y F. J. Alcalá⁽²⁾

(1) Instituto de Diagnóstico Ambiental y estudios del Agua IDAEA-CSIC, C/ Jordi Girona, 18-26, 08034 Barcelona, España.
E-mail: jjodar@ija.csic.es

(2) Estación Experimental de Zonas Áridas, CSIC, c/ General Segura 1, 04001 Almería, España.
E-mail: fjcalca@eeza.csic.es

RESUMEN

Se ha evaluado la capacidad de suministro que presenta el acuífero aluvial del río Castril. Se prevé incrementar la dotación de riego y de abastecimiento urbano existente en la zona con un aporte adicional de $4 \text{ hm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ procedente de la explotación del acuífero. Actualmente el agua utilizada en la cuenca procede de las aguas superficiales del embalse del Portillo, situado aguas arriba del acuífero. Se ha caracterizado la geometría y el comportamiento hidráulico del acuífero. El balance hídrico del acuífero se ha calculado mediante el método del balance de ión cloruro aplicado en la zona saturada. Es necesario aumentar el volumen aportado desde el embalse del Portillo al cauce del río Castril para incrementar la tasa de infiltración en el acuífero hasta $\sim 80 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ y minimizar el efecto de la extracción del agua mediante el bombeo en el pozo.

Palabras clave: balance de cloruro, balance hídrico, geometría, hidráulica, recarga

Application of environmental chemical balance to define the hydraulic work of poorly-known marginal aquifers. A study case of Castril river alluvial aquifer

ABSTRACT

Water supply capacity was evaluated for the Castril river alluvial aquifer. The idea is to increase endowment of existing irrigation and urban supply in the zone with an additional volume of $4 \text{ hm}^3 \cdot \text{year}^{-1}$. The current endowment in the basin is from the upstream Portillo reservoir. The aquifer geometry and their hydraulic behaviour were also characterized. The aquifer water budget was calculated through chloride mass balance applied at the saturated zone. It is necessary to enlarge the volume realised from the Portillo reservoir to increase up to $80 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$ the rate of aquifer recharge in order to minimize the heavy pumping effects on the aquifer system.

Key words: chloride mass balance, geometry, hydraulics, recharge, water budget

Introducción

Los pronósticos de evolución del clima prevén si no una disminución de la precipitación anual acumulada, sí un incremento en las frecuencia de episodios extremos como inundaciones o sequías persistentes. Esto supone una merma en el aprovechamiento final de los recursos hídricos (Tallaksen y van Lanen, 2004). Ante esta previsión se ha generado una búsqueda alternativa de fuentes de suministro, prestando mayor atención a pequeños acuíferos hasta ahora no explotados, de los cuales se desconoce práctica-

mente todo desde un punto de vista hidrogeológico. Este es el caso del acuífero aluvial asociado al río Castril.

Se ha llevado a cabo una campaña de campo optimizando los recursos a nuestro alcance. Los objetivos perseguidos se han cumplimentado en dos etapas. La primera ha sido realizar una primera piezometría del acuífero, conocer su geometría y estimar sus parámetros hidráulicos. La segunda etapa ha consistido en estimar la recarga mediante métodos químicos ambientales para calcular el balance hídrico y el tiempo de renovación del agua en el acuífero.

Los métodos químicos ambientales (Eriksson y Khunakasem, 1969) constituyen una técnica de estimación de la recarga a los acuíferos alternativa a otros procedimientos más habituales, como los de balance hídrico en el suelo que están basados en el uso de variables meteorológicas (Custodio *et al.*, 1997). Los procesos globales de generación y transporte atmosférico del aerosol marino desde el mar hacia el continente determinan la magnitud del aporte atmosférico de sales sobre el terreno (Eriksson, 1960) y la posterior variabilidad espacial y temporal de la concentración de ciertos iones mayoritarios en las aguas subterráneas contemporáneas (Rosenthal, 1987; Custodio, 1997; Alcalá y Custodio, 2005a). Su regionalización espacial es esencial para estimar la tasa de recarga media a partir del balance químico de sustancias conservativas procedentes casi exclusivamente de la lluvia a escala de acuífero (Wood y Sanford, 1995; Alcalá, 2006; Minor *et al.*, 2007).

El ión cloruro es ideal para realizar balances químicos (Scanlon *et al.*, 2006; Minor *et al.*, 2007) ya que no intercambia de forma significativa con el medio (Öberg y Sandén, 2005), es químicamente estable, altamente soluble, tiene un origen conocido en muchos casos y su medida es precisa, fácil y barata usando métodos comunes de análisis (Feth, 1981). Su uso para determinar el balance hídrico de una región en la que existen otros aportes hídricos adicionales a la precipitación atmosférica que pueden incorporar cloruro de origen no atmosférico, como sucede en gran número de situaciones, requiere previamente identificar su origen mediante trazadores químicos e isotópicos (Davis *et al.*, 1998; Soler *et al.*, 2002; Alcalá y Custodio, 2005b). Este es la situación más habitual y la que se estudia en este trabajo.

Marco físico

El aluvial del río Castril se localiza al NE de la provincia de Granada (SE de España) en la mitad norte del altiplano de Baza-Huéscar y a una altitud en torno a 1000 m s.n.m. Tiene como límites geográficos norte y sur los embalses de Portillo en la cabecera del río Castril, y Negratín, en río Guadiana Menor respectivamente (Fig. 1). Ambos ríos pertenecen a la Cuenca Hidrográfica del río Guadalquivir. Las poblaciones más importantes son Castril en el límite norte y Cortes de Baza en el sector Sur del aluvial. Existen otros núcleos de población menores que forman parte de los municipios principales.

El clima es de tipo continental y se caracteriza por veranos secos e inviernos fríos. La temperatura media anual oscila entre 10 y 15 °C con mínimos bajo

0 °C en invierno y máximos que pueden alcanzar los 40 °C en verano. La precipitación media anual oscila entre 400 y 500 mm-año⁻¹ (Capel-Molina, 1981). El máximo de temperatura estival coincide con la época menos lluviosa. El cociente entre la precipitación y la evapotranspiración potencial anual obtenida según Penman (UNESCO, 1979) define un índice de humedad para esta región entre 0.2 y 0.5 que le atribuye una condición climática semiárida.

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se ubica en la zona sureste del sector central del dominio Prebético de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Azema *et al.*, 1979; Vera, 2004). La serie sintética del Prebético en esta zona está compuesta de muro a techo por: i) materiales triásicos arcillosos de facies Keuper y ocasionalmente calcáreos de facies Muschelkalk; ii) dolomías y calizas oolíticas, que alcanzan más de 300 m de potencia, del Lias-Dogger, calizas nodulosas y margocalizas del Malm y ocasionalmente margas de reducido espesor del Malm; iii) dolomías y calizas dolomitizadas y margas del Cretácico Inferior y margocalizas, margas y calizas dolomíticas del Cretácico Superior; iv) materiales carbonatados, margas y calcarenitas del Paleoceno-Mioceno medio (Vera, 2004; Sanz de Galdeano y Peláez, 2007).

En el curso bajo del río Castril afloran principalmente materiales carbonatados y margosos del Cretácico Inferior y Superior, materiales paleógenos y materiales postorogénicos de edad Mio-Pliocena compuestos por margas, yesos, margas arenosas, arcillas y areniscas. El aluvial del río Castril está formado por materiales detríticos Plio-cuaternarios de tipo grava, arenas y limos organizados en varias terrazas fluviales encajadas por la erosión remontante y originadas por la erosión de los relieves circundantes (Vera, 2004; Sanz de Galdeano y Peláez, 2007).

La cuenca de Baza es una región tectónicamente activa. Destaca la falla dextrorsa de Tiscar de dirección NE-SW, que se vislumbra en la zona bajo los depósitos de glaciares. El sector sur del aluvial del río Castril coincide con la zona afectada por la falla normal activa de Baza de dirección NNW-SSE y buzamiento ENE (Sanz de Galdeano y Peláez, 2007). Existen signos de termalismo asociado a estas estructuras tectónicas a lo largo de la cuenca de Guadix-Baza (e.g. Baños Termales de Alicún de las Torres; IGME, 1988).

Respecto al marco hidrogeológico, el aluvial del río Castril constituye un acuífero detrítico de comportamiento principal libre que se encuadra dentro de la Unidad Hidrogeológica 05.02 Quesada-Castril (IGME, 1988; ITGE, 1989). Tiene una longitud de unos 22 km y superficie susceptible de recibir recarga de unas 1300 hectáreas. No se dispone de antecedentes hidro-

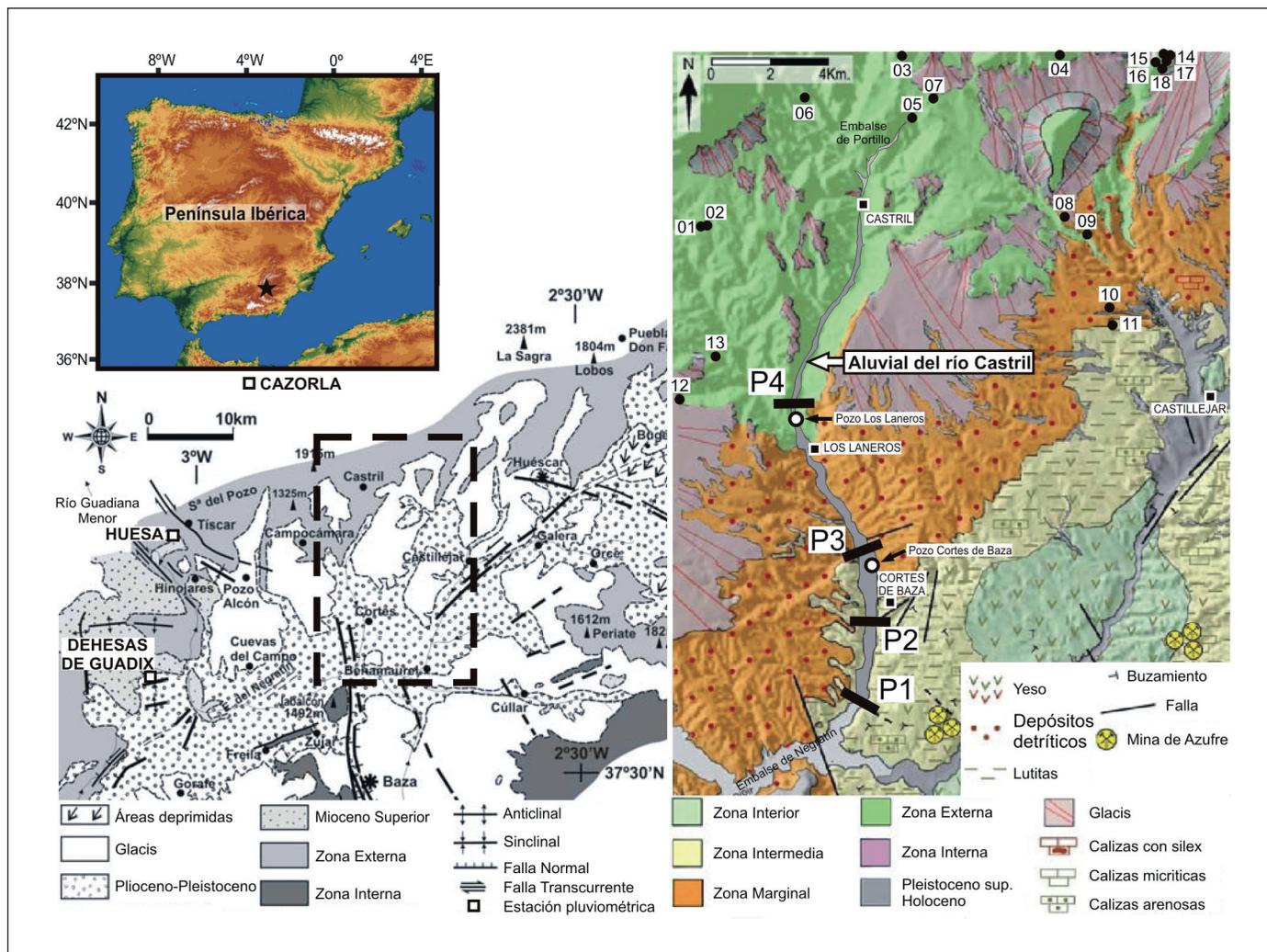


Figura 1. Marco geológico regional del acuífero aluvial del río Castril, según Sanz de Galdeano y Peláez (2007). Se indica la localización de las estaciones pluviométricas con registro de deposición total de cloruro y algunos manantiales utilizados para clasificar los diferentes tipos de agua subterránea. Así mismo se indica la posición de dos pozos existentes en el aluvial y la situación de cuatro perfiles geoelectrónicos P1, P2, P3 y P4

Figure 1. Regional geological framework of Castril river alluvial aquifer, taken from Sanz de Galdeano and Peláez (2007). Rainfall stations with record of chloride bulk deposition and some springs used to classify the different groundwater types are showed, as well as existing wells and the location of four geoelectrical profiles P1, P2, P3 and P4 performed

geológicos de la zona que aporten información concreta sobre su geometría, propiedades hidráulicas, piezometría, hidroquímica o recarga salvo los datos elaborados en este trabajo y algunos datos inéditos que han permitido completar la información elaborada. El aparente comportamiento libre del acuífero debe propiciar una relación de transferencia entre agua superficial del río y el agua subterránea del acuífero, que dependería del caudal del río y de la posición del nivel freático respecto a la superficie topográfica.

La Unidad Hidrogeológica 05.02 Quesada-Castril

presenta una superficie susceptible de recibir recarga de 480 km² (IGME, 1988; ITGE, 1989) El acuífero está compuesto por calizas dolomíticas, dolomías y calizas jurásicas, cretácicas y terciarias con abundantes niveles margosos. Tiene una permeabilidad primaria por fracturación y por karstificación y un espesor aproximado de 300 m. Está limitado en su flanco meridional por materiales neógenos de baja permeabilidad de la cuenca de Baza. La base del acuífero está constituida por margas yesíferas triásicas de facies Keuper. La recarga es de unos 130 hm³·año⁻¹ y se produce principalmente por la precipitación a cota eleva-

da, donde se registra una pluviometría media anual de entre 700 y 1200 mm-año⁻¹. La descarga se produce a través de manantiales situados a cotas entre 800 m s.n.m. en el sector suroccidental y entre 1100 m s.n.m. en el sector nororiental. Los aluviales de los ríos Guadalentín, Castril y otros afluentes de la margen izquierda del río Guadiana menor constituyen elementos de descarga.

Geometría del acuífero aluvial

Se ha llevado a cabo una campaña de investigación geofísica para obtener información de la variación de potencia del acuífero aluvial a lo largo del eje longitudinal N-S del valle del río Castril.

La investigación geofísica a consistido en la realización de 10 sondeos eléctricos verticales (SEV's). Se ha utilizado un dispositivo Schlumberger simétrico de AB = 200 m en 4 secciones transversales a lo largo del valle con una orientación de las líneas de emisión paralelas a la dirección del mismo (Fig. 1).

La interpretación de las curvas de resistividad (Koefoed, 1979) ha proporcionado un rango de resistividad entre 80 y 200 Ω·m para el paquete de materiales aluviales investigado. La variación del intervalo de resistividad es reducida y atribuible a una buena

homogeneidad eléctrica de los materiales, lo que permite realizar su correlación geoelectrica. Los resultados indican que el depósito aluvial tiene un espesor poco variable y una geometría horizontal. El material que constituye el sustrato (principalmente margas y carbonatos en la parte alta y lutitas en la parte baja; Fig. 1) debe presentar una importante fracción arcilla a juzgar por los bajos valores de resistividad medidos, que varían entre 1 y 20 Ω·m. Es de suponer que su comportamiento sea principalmente impermeable respecto al relleno aluvial. La Figura 2 muestra las secciones interpretadas a partir de las columnas georesistivas obtenidas en los SEV's. Se aprecia cómo la potencia de los materiales aluviales varía entre 5 y 10 m, dependiendo del perfil, con un aumento general aguas abajo.

Comportamiento hidráulico

Se ha realizado un exhaustivo reconocimiento de la zona para detectar puntos de agua que exploren el acuífero y poder realizar una piezometría del mismo. Desgraciadamente el resultado ha sido pobre, principalmente por que en la zona el agua para el riego se obtiene directamente del río Castril mediante azudes de derivación, y es conducida mediante una densa

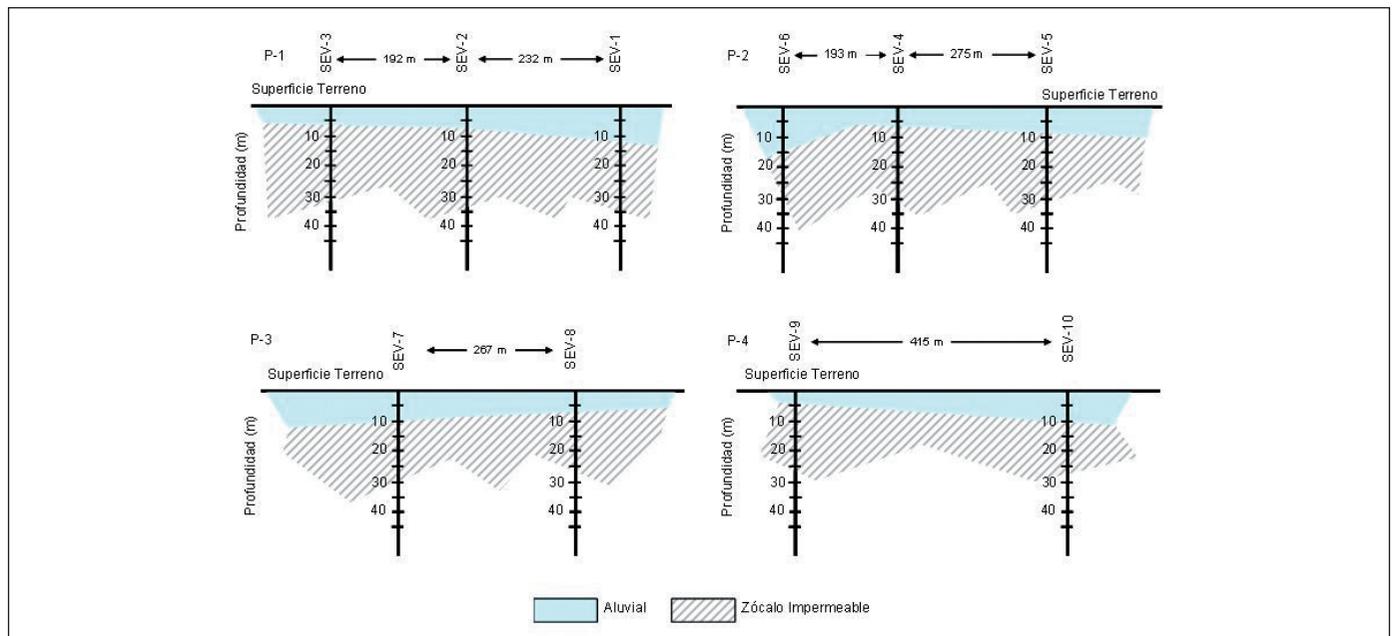


Figura 2. Perfiles de potencia del aluvial del río Castril obtenidos mediante la interpretación de cuatro sondeos eléctricos verticales. La orientación es W-E. Su localización aparece en la Figura 1

Figure 2. Aquifer thickness profiles obtained through the interpretation of four performed geophysical tests. The orientation is W-E. Their location appear in Figure 1

Topónimo	Coordenadas	Altitud (m s.n.m.)	Ø (m)	h (m s.n.m.)
Pozo Cortes de Baza	2°46'33" W 37°39'36" N	668	2	663,24
Pozo los Laneros	2°47'55" W 37°42'21" N	711	2	707,10

Ø es el diámetro del pozo y h su nivel piezométrico el día 22-2-2006

Tabla 1. Inventario de puntos de agua encontrados en el acuífero aluvial del río Castril
 Table 1. Observation points (wells) available in the Castril alluvial aquifer

red de acequias. Sólo se han contabilizado dos pozos (Fig. 1; Tabla 1) en toda la extensión del aluvial: Uno en Cortes de Baza y otro en Los Laneros (pedanía de Cortes de Baza).

Considerando que la distancia entre los dos pozos es de 5.8 km se obtiene un gradiente piezométrico medio del 0.75 %, que prácticamente coincide con el gradiente topográfico existente entre los dos pozos. Por tanto, el nivel freático esperable entre los dos pozos a lo largo de la formación aluvial se debe situar a una profundidad media de unos 4 m.

Al contrario que el pozo de Los Laneros, el pozo Cortes de Baza apenas se explota. Este pozo se ha utilizado para realizar un ensayo de bombeo escalonado (Fig. 3) que ha sido interpretado numéricamente mediante el programa EPHEBO, interfaz amigable del código MARIAJ (Carbonell *et al.*, 1996). Los valores de transmisividad y almacenamiento estimados han sido de 300 m²·día⁻¹ y 0.28 respectivamente. La trans-

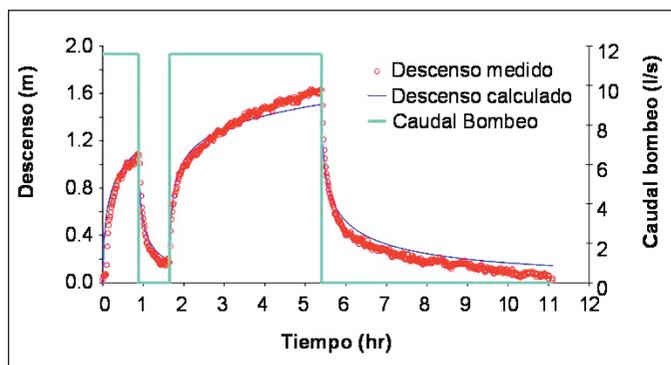


Figura 3. Caudal bombeado (línea gruesa) y descenso medido (puntos) durante el ensayo de bombeo escalonado realizado en el pozo de abastecimiento de Cortes de Baza. También se incluye el descenso calculado (línea fina) mediante la interpretación numérica del ensayo de bombeo

Figure 3. Pumping flow rate (bold continuous line) and measured drawdowns (dots) obtained during the hydraulic pumping step test performed in the Cortes de Baza well-supply. The best computed fitting curve (thin continuous line) is also depicted

misividad corresponde al espesor saturado del acuífero que oscila entre 1 y 6 m según los datos obtenidos de los perfiles geoelectrónicos; en el pozo del Cortes de Baza (Perfil 3 en Fig. 2) el espesor saturado es de 4.25 m. se ha calculado la permeabilidad del material aluvial como el cociente entre la transmisividad del acuífero y su espesor saturado, obteniendo un valor de 70 m·día⁻¹. Este valor de permeabilidad permite clasificar al acuífero poco permeable (Custodio y Llamas, 1983). Esta baja permeabilidad debe estar justificada por la incorporación de una importante fracción de materiales carbonatados y margosos ricos en arcillas procedentes de la erosión de los relieves circundantes. Sanz de Galdeano y Peláez (2007) muestran que la fracción arcillosa puede alcanzar el 60 % del volumen sedimentario de los aluviales cuaternarios locales.

Balance hídrico del acuífero aluvial del río Castril

Se ha realizado el cálculo del balance hídrico del acuífero mediante la técnica de balance del ión cloruro en la zona saturada. Se han considerado todos los términos hídricos de entrada y salida susceptibles de producir aporte de cloruro dentro de un contorno previamente definido. Dado que las extracciones de agua en el acuífero, esencialmente por bombeo, son prácticamente nulas, se puede suponer que el esquema temporal de flujo en el acuífero es estacionario, siendo la entrada total de masa de cloruro igual a la masa total de salida. El flujo de entrada de ión cloruro en el acuífero aluvial del río Castril se puede expresar como:

$$M = \int_t^t H \cdot C_H dt + \int_t^t P \cdot C_p dt + \int_t^t E \cdot C_E dt + \int_t^t RR \cdot C_{RR} dt + \int_t^t AR \cdot C_{AR} dt + \int_t^t EV \cdot C_{EV} dt \quad (1)$$

donde M es la masa total de ión cloruro que entra en el acuífero durante el intervalo Dt, que se supone de igual magnitud que el flujo de ión cloruro asociado a la recarga total. P, E, RR, AR y EV son respectivamente la precipitación, la escorrentía directa neta (entradas-salidas), retorno de riegos, retorno de agua residual urbana y aporte desde el material litológico encajante, todos ellos en [LT⁻¹], por ejemplo en mm, o alternativamente los valores medios en mm·año⁻¹ si está dividido por la longitud del período del período,

en años. C es la concentración promedio de ión cloruro de cada término del balance especificado por el subíndice al que hacen referencia, todos ellos en [ML⁻³], por ejemplo en mg·L⁻¹. El producto del volumen media de cada término del balance y su concentración en ión cloruro proporciona el flujo másico de cloruro, A, todos ellos en [ML⁻²T⁻¹], por ejemplo en g·m⁻²·año⁻¹, y denotados por su subíndice. La Ecu. 1 se puede expresar en término de flujos másicos como:

$$\int_t^t A_H dt = \int_t^t A_p dt + \int_t^t A_E dt + \int_t^t A_{RR} dt + \int_t^t A_{AR} dt + \int_t^t A_{EV} dt \quad (2)$$

La evapotranspiración es un término importante del balance hídrico que suele presentar una elevada incertidumbre de estimación que es difícil de cuantificar y que suele repercutir en la calidad de la estimación del balance hídrico. Su contenido en Cl es despreciable (Wood y Sanford, 1995; Alcalá, 2006; Minor *et al.*, 2007) y su flujo de Cl asociado es próximo a 0. La eliminación de este término a través del uso del balance químico ambiental mejora la precisión de la estimación del balance hídrico local.

No se dispone de series de datos suficientemente largas que permitan calcular la variabilidad natural (temporal) de los términos del balance hídrico a través de la variabilidad de cada término del balance de cloruro (Custodio, 1997), como lo han hecho Iglesias *et al.* (1996), Lambán y Custodio (1999) y Alcalá *et al.* (2007) en otros acuíferos españoles con diferentes litologías y condición climática.

Flujo de cloruro asociado a cada término del balance hídrico

Las aguas del aluvial del río Castril constituyen una mezcla de aguas con diferente origen (precipitación, retorno urbano y agrícola, descarga semi-regional, etc.) que pueden ser cuantificadas individualmente para obtener el balance hídrico local. El pozo de abastecimiento de Cortes de Baza es representativo de la condición hidroquímica promedio del acuífero; su contenido en Cl es 189 mg·L⁻¹. Se ha un contenido en NO₃ de 11 mg·L⁻¹ atribuible a la influencia agrícola y urbana en una proporción desconocida. No se dispone de datos de PO₅ para diferenciar entre ambos orígenes. El contenido en SO₄ es 135 mg·L⁻¹ y en HCO₃ es 493 mg·L⁻¹, ambos justificados por la descarga de aguas de mayor mineralización que la del aluvial desde el material geológico encajante. El aluvial

constituye una zona de descarga del flujo subterráneo que se ha recargado a diferente altitud y que presenta distinto tiempo de residencia y grado de interacción agua-roca.

Se han consultado datos bibliográficos de la tasa anual de deposición total de cloruro A_p producida en las estaciones no permanentes de Huesa y Cazorra en Jaén (Benavente *et al.*, 2004) y de Dehesas de Guadix en Granada (Alcalá y Custodio, 2004) (Tabla 2), situadas entre 10 y 15 km al Oeste y Suroeste de la zona de estudio (Fig. 1). La similar condición orográfica de estos emplazamientos y del aluvial del río Castril permite admitir como válidos estos datos. El procedimiento de cálculo de A_p se expresa de forma detallada en Alcalá y Custodio (2004). La deposición atmosférica es clorurada sódica a cota elevada y es clorurada-sulfatada sódico-cálcica a menor cota por la mayor incorporación de polvo atmosférico rico en sulfatos que incorporan una cierta cantidad de halita (Alcalá, 2006). El gradiente de variación espacial de A_p oscila entre 0.005 y 0.01 g·m⁻²·año⁻¹·km⁻¹, mientras que el gradiente de variación altitudinal es más incierto y oscila entre 0.05 y 1.0 g·m⁻²·año⁻¹ cada 100 m de altitud.

El aporte neto (entradas-salidas) de cloruro por escorrentía directa A_E se ha obtenido midiendo la fracción de escorrentía directa en hidrogramas fluviales de estaciones de aforo de la Red ICA (MIMAN, 2000) del río Castril y otras cercanas gestionadas por la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Se ha asegurado que la fracción de escorrentía no incluye aporte subterráneo asociado a la descarga de agua subterránea (Chow *et al.*, 1988) que pueda incluir fracción de cloruro de origen no atmosférico. El contenido en cloruro medido durante crecidas asegura que la fracción principal de la escorrentía total es la superficial. E varía entre 10 y 40 mm·año⁻¹ a cota elevada, donde afloran principalmente carbonatos y margas mesozoicas, y en torno a 5 mm·año⁻¹ a cota baja. C_E varía entre 2 y 40 mg·L⁻¹ en esas situaciones. A_E varía entre 0.04 g·m⁻²·año⁻¹ a cota elevada y 0.08 g·m⁻²·año⁻¹ a cota más baja. La escorrentía total generada a cota media y alta aguas arriba de la zona de estudio es recogida por el embalse de Portillo y presenta un contenido en Cl en torno a 3 mg·L⁻¹. Estas aguas de rápida renovación incluyen la escorrentía directa producida en la cuenca durante períodos de lluvia y la descarga de manantiales situados a cota media y elevada. La cantidad apreciable de NO₃ y el bajo contenido en Cl indican la existencia de ciertos aportes hídricos de baja salinidad modificados antrópicamente y el aporte de agua subterránea de corto tiempo de residencia y baja mineralización por una escasa interacción agua-roca de la precipitación infiltrada.

Estación	Coordenadas		Altitud (m s.n.m.)	Periodo de muestreo		n	P	C _p	A _p
				inicio	fin				
Huesa	3°02'52" W	37°48'24" N	740	01-10-02	01-03-03	151	446	0,85	0,31
Cazorla	3°54'58" W	37°58'33" N	810	01-10-02	01-03-03	151	780	0,45	0,35
Dehesas de Guadix	3°06'02" W	37°35'18" N	674	01-03-01	28-08-02	545	410	4,96	1,76

Tabla 2. Estaciones temporales de muestreo de la deposición total de cloruro. n=número de días con registro continuo de precipitación analizada; P: precipitación anual en mm·año⁻¹; C_p: concentración media de cloruro en mg·L⁻¹; A_p: tasa anual de deposición total de cloruro en g·m⁻²·año⁻¹

Table 2. Temporary rainfall stations of chloride bulk deposition sampling. n=number of days with a continuous record of analyzed precipitation; P: yearly precipitation in mm·year⁻¹; C_p: mean concentration of chloride in mg·L⁻¹; A_p: yearly bulk deposition rate of chloride in g·m⁻²·year⁻¹

Los manantiales situados a distinta cota y sobre distintos materiales geológicos permiten caracterizar el conjunto de aguas existentes en la zona y aquellos procesos naturales (principalmente litológicos) y antrópicos (principalmente agrícolas) modificadores de la hidroquímica de fondo producto de la deposición atmosférica de sales (Tabla 3).

A partir de la base de datos hidroquímicos de la Dirección General de Aguas Subterráneas del IGME, Alcalá (2006) seleccionó manantiales situados a diferente altitud que representan la descarga de agua subterránea de acuíferos con diferente litología, tiempo de residencia, sistema de flujo y grado de interacción agua-roca. Según los procesos modificadores de la salinidad original, se distinguen (Fig. 4):

- Manantiales a cota media y alta cuyas aguas drenan carbonatos, no incluyen aporte salino litológico o antrópico que impida establecer el cálculo de la recarga mediante balance de cloruro y presentan escaso tiempo de residencia y baja mineralización (M1; Fig. 4). Son aguas bicarbonatadas cálcicas y su contenido en Cl oscila entre 1 y 8 mg·L⁻¹.
- Manantiales a cota media y alta cuyas aguas presentan escaso tiempo de residencia, baja mineralización y cantidades leves de NO₃ que indican posible retorno de riegos (M2; Fig. 4). Son aguas bicarbonatadas cálcicas, a veces cloruradas sódicas, y su contenido en Cl oscila entre 3 y 10 mg·L⁻¹.
- Manantiales a cota media y baja cuyas aguas presentan una mayor interacción agua-roca por un mayor tiempo de residencia en el acuífero y suelen presentar ocasionales signos de leve termalismo. Este grupo de manantiales se puede dividir entre aquellos con ausencia de NO₃ y alto contenido en HCO₃ y/o SO₄ y/o Cl (M3a; Fig. 4) y aquellos con presencia de NO₃ y alto contenido en HCO₃ y/o SO₄ (M3b; Fig. 4). Su contenido en Cl puede alcanzar

los 250 mg·L⁻¹ (dato inédito), con un valor medio en torno a 120 mg·L⁻¹. Las muestras de estos manantiales permiten cuantificar el aporte medio de Cl de origen litológico que drenan los materiales geológicos encajantes hacia el anual del río Castril a través de fracturas asociadas a la zona falla activa de Baza (Fig. 1)

El retorno de riegos es otra entrada de agua al acuífero aluvial. El agua para dotación de riego procede del embalse de Portillo y de captaciones de agua subterránea del aluvial en similar proporción. La evapotranspiración producida por el uso del agua para riego concentra su contenido inicial en Cl de entre 60 y 100 mg·L⁻¹ a valores de entre 100 y 200 mg·L⁻¹. El retorno de riegos presenta contenidos apreciables en NO₃ por el abonado del terreno, y un ligero incremento en K, Na y Ca y en ocasiones HCO₃ por la producción edáfica de CO₂. Para una superficie regada de 6 km², una dotación de riego de unos 300 m³·día⁻¹ según los datos disponibles de la Cámara Agraria local, un uso eficaz del agua por la vegetación del 30 % y una evapotranspiración del 35%, se obtiene una fracción de retorno de riegos del 35 % de la dotación inicial, que equivale a una tasa de recarga de 6.4 mm·año⁻¹. La tasa distribuida para toda la superficie de acuífero es 2.92 mm·año⁻¹. El flujo de cloruro por retorno de riegos, A_{RR}, se ha estimado en 1.28 g·m⁻²·año⁻¹.

El retorno urbano de los pequeños núcleos de población y de la localidad de Castril consiste en un agua modificada respecto a la de abastecimiento que procede en similar proporción del embalse de Portillo y de aguas subterráneas locales. Estas aguas se enriquecen en NO₃ y PO₅ respecto al agua de suministro y algo en Cl por el uso doméstico de halita. El contenido en Cl varía entre 30 y 80 mg·L⁻¹ con un valor medio de 52 mg·L⁻¹ que supone un 25 % de enriquecimiento en Cl respecto al agua de abastecimiento ini-

Punto	Coordenadas		Altitud (m s.n.m.)	Fecha de muestreo	T (°C)	pH	CE	aniones (mg·L ⁻¹)								cationes (mg·L ⁻¹)					Clave
								Cl	SO ₄	HCO ₃	CO ₃	NO ₃	NO ₂	P ₂ O ₅	SiO ₂	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	
01	2°51'49" W	37°46'47" N	1020	23-01-1967	15		360	7	10	960						4	18	36			AA
				18-09-1996	15	8.5	352	3	8	219	7	12	0	0	7.6	2	21	52	1	0	
				03-03-1997		8.1	431	7	4	173	0	15	0	0	7.7	3	13	47	1	0	
				30-06-1997		7.9	423	5	8	269		11	0.06	0	6.3	6	20	65	1	0	
				22-10-1997		7.9	420	8	5	270	0	10	0	0	6	3	12	82	0	0	
02	2°51'44" W	37°46'47" N	1020	23-01-1967	13		640	10	60	1530					7	30	78			LE	
03	2°46'46" W	37°50'49" N	1020	19-09-1996	12	8.4	289	1	8	196	5	4	0	0	5.5	2	17	44	1	0	AT
				03-07-1997		8.0	346	3	6	235		3	0	0	7.1	4	14	60	1	0	
				24-10-1997		8.0	314	4	3	214	0	4	0	0	4.6	2	14	55	0	0	
04	2°42'46" W	37°51'07" N	1300	11-10-1996		8.1	353	8	8	188	0	3	0.13	0	9.6	3	18	40	1	0	AT
05	2°46'30" W	37°48'56" N	1060	24-09-1966	16	7.8	400	50	96	85					28	19	28	1		LE	
06	2°49'13" W	37°49'21" N	1360	06-09-1971			270	3	19	189					1	14	38			AT	
				18-09-1996	14	8.5	262	2	18	164	6	7	0	0	3.4	2	15	40	1	0	
07	2°45'58" W	37°49'19" N	1100	06-09-1971			600	31	34	323					22	32	64	3		LE	
				04-03-1997		8.1	536	30	16	252	0	5	0	0	7.8	22	27	50	2	0	
				03-07-1997		7.9	513	31	21	279		3	0	0	7.7	16	32	57	3	0	
				24-10-1997		8.0	544	35	25	314	0	4	0	0	8.4	17	27	82	2	0	
08	2°42'40" W	37°46'57" N	940	11-10-1996		7.9	852	83	168	196	0	21	0.09	0	14.4	34	44	91	2	0	AA
09	2°42'06" W	37°46'35" N	900	29-07-1966	19	7.7	400	85	166	35					40	3	90	7		LE	
10	2°41'32" W	37°45'08" N	880	07-09-1971	18		860	48	173	305					24			1		LE	
				30-09-1996	11	8.0	853	48	225	297	0	7	0	0	14	24	51	118	2	0	
11	2°41'28" W	37°44'47" N	880	07-09-1971			1000	62	240	329					28	70	116	2		LE	
12	2°52'23" W	37°43'19" N	942	24-01-1967	12		760	14	142	1500					18	38	88			LE	
13	2°51'29" W	37°44'11" N	980	30-10-1996		8.0	337	5	4	218	0	1	0	0	6.1	2	10	57	0	0	AT
14	2°40'04" W	37°50'10" N	920	29-11-1967	16		530	14	24	1710					5	31	78			LE	
15	2°40'08" W	37°50'10" N	960	29-11-1967	15		470	14		1860					4	38	60			LE	
16	2°40'17" W	37°50'01" N	980	29-11-1967	16		380	10	24	870					4	30	22			LE	
17	2°40'11" W	37°50'04" N	980	29-11-1967	13		580	10	48	1560					7	34	70			LE	
				08-09-1971			668	13	24	323					7	25	68	4			
18	2°40'11" W	37°49'56" N	960	29-11-1967	15		600	14	48	1590					9	36	68			LE	

Tabla 3. Clasificación hidroquímica de algunos manantiales seleccionados en el área de estudio. Tipo: M: manantial; Claves de origen de la salinidad: AT: salinidad de origen atmosférico; LE: aporte salino litológico complementario por lavado de evaporitas; AA: aporte salino complementario por retorno urbano y agrícola

Table 3. Hydrochemical classification for some of the springs selected at the study area. Type: M: spring; Keys of salinity origin: AT: salinity from atmospheric origin; LE: complementary saline contribution by leaching of evaporites; AA: complementary saline contribution by urban and agricultural returns

cial. Las pérdidas en la red de saneamiento son del orden del 20 % de la dotación para abastecimiento urbano, según datos de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Para una población de 3067 habitantes en Castril, una dotación habitual en zonas rurales de 150 L·hab⁻¹·día⁻¹ y una

superficie urbanizada susceptible de recibir este aporte de 3 km², se obtiene una tasa de 11.2 mm·a⁻¹. La tasa distribuida para toda la superficie del acuífero es 2.53 mm·a⁻¹. El flujo de Cl asociado al retorno urbano, A_{AR,r} es de 0.58 g·m⁻²·año⁻¹.

La descarga del material geológico encajante

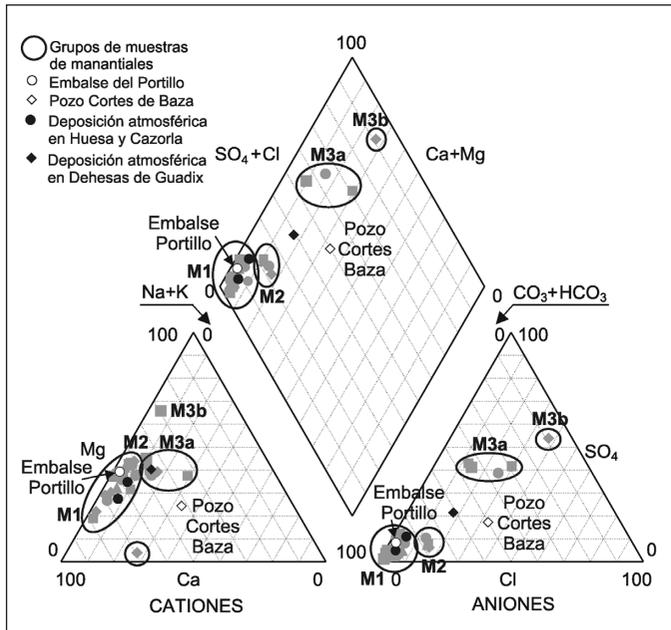


Figura 4. Diagrama de Piper mostrando los tipos de agua subterránea identificadas en el área de estudio. M1, M2, M3a y M3b clasifican el tipo de salinidad en manantiales representativos de distintas condiciones e flujo subterráneo. Se incluye una muestra tomada en el embalse del Portillo, una muestra tomada en el pozo de abastecimiento de Cortes de Baza y las muestras disponibles de la deposición mineral atmosférica

Figure 4. Piper's diagram showing the groundwater types identified at the study area. M1, M2, M3a and M3b classify the origin of salinity at springs representing several groundwater flow conditions. A sample taken on the Portillo reservoir, a sample taken at the Cortes de Baza well-supply and the available samples of atmospheric mineral deposition are jointly included

Tipos de flujo de ión cloruro	Sigla	Tasa anual
Deposición total atmosférica	A_P	0,83
Escorrentía directa	A_E	0,08
Evapotranspiración		0,00
Retorno de riegos	A_{RR}	1,28
Retorno urbano	A_{AR}	0,58
Aporte desde material encajante	A_{EV}	8,57

Tabla 4. Flujo de cloruro asociado a cada término principal del balance hídrico del acuífero aluvial del río Castril; valores dados en $g \cdot m^{-2} \cdot año^{-1}$

Table 4. Chloride mass flow from each main water budget term of the Castril river alluvial aquifer; values are given in $g \cdot m^{-2} \cdot year^{-1}$

hacia el aluvial se produce a través de fracturas (agua con ciertos signos de termalismo) y a través del volumen de llenado-vaciado de dichos materiales geoló-

gicos. Ésta depende de la tasa de recarga producida por la precipitación a diferente altitud. La recarga es similar para un mismo rango de altitud y una misma litología. Si no existe aprovechamiento de agua y admitiendo en una primera aproximación un sistema aislado sin inercia temporal por cambios en los usos del terreno, el volumen de descarga asociado a la recarga por la precipitación será igual en manantiales cuya salinidad se incrementa por el aporte litológico de pequeñas cantidades de halita incluidas en sulfatos. La tasa de recarga por la precipitación se obtiene comparando la tasa de deposición total de Cl con el contenido en Cl de manantiales no afectados en su salinidad por procesos litológicos y/o antrópicos, y descontando el flujo de Cl que sale fuera de la cuenca por escorrentía directa. Existen dos posibilidades según la altitud:

- A cota elevada: $A_P = 0.52 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$, $A_E = 0.04 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$ y $C_M = 7 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, siendo la tasa de recarga por la precipitación de $68.6 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$.
- A cota baja: $A_P = 0.83 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$, $A_E = 0.08 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$ y $C_M = 37 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$; siendo la tasa de recarga por la precipitación de $20.3 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$.

El contenido medio en Cl medido en manantiales cuyas aguas incorporan Cl de origen litológico es $135 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$. El flujo de Cl adicional al atmosférico asociado al lavado de haluros por el agua de circulación subterránea que es aportado al aluvial por el drenaje de los materiales encajantes, A_{EV} , se ha calculado en $8.57 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$.

Balance hídrico del aluvial del río Castril

Calculados los distintos tipos de flujo de Cl que recibe el acuífero aluvial (Tabla 4) y medido su contenido en Cl, C_H , en $189 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, se ha calculado la tasa de recarga total que recibe el aluvial, H en $59.12 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ aplicando la Ecu. [2]. Este valor se considera orientativo de la condición media y presenta una normal incertidumbre debido a las simplificaciones realizadas en el cálculo de algunos términos. La incertidumbre de estimación de los términos del balance de cloruro obtenida por Alcalá (2006) para el territorio español, permite asignar a H en esta región una variabilidad natural del 30 % y una incertidumbre de estimación del 20 %. Estas cifras aconsejan utilizar un valor medio de recarga de $60 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ con un rango de variación de entre 20 y $100 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$.

La diferencia entre H y la suma del resto de términos del balance hídrico permite aproximar la tasa anual de descarga desde los materiales encajantes, EV en $33.4 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$. Ponderando la tasa de recarga

por la lluvia de $70 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$ y $20 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$ calculada para cotas altas y bajas respectivamente, resulta un valor promedio de $30 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$. La diferencia entre EV y la recarga producida por la lluvia es $\sim 3 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$ y debe corresponder al posible aporte hídrico desde el embalse de Portillo transferido a través del material geológico.

Según la porosidad eficaz medida en 0.28, un espesor saturado de 4.25 m, una superficie susceptible de recibir recarga de 13.11 km^2 y una tasa de recarga media de $60 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$ se obtiene un volumen almacenado de agua subterránea de 15.6 hm^3 con un tiempo medio de renovación (volumen de recarga/volumen almacenado) de 20 días.

Discusión

La definición del modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico del acuífero aluvial del río Castril, a partir de su definición geométrica e hidráulica y del cálculo de su balance hídrico, ha permitido proponer medidas de gestión ante posibles escenarios futuros de captación de sus aguas subterráneas.

No existen puntos de medida que permitan realizar una piezometría adecuada para observar la distribución espacial de la transmisividad o para validar posteriores modelos numéricos de simulación de flujo subterráneo. La permeabilidad obtenida en un ensayo de bombeo ha sido de $10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y el espesor saturado medio obtenido tras realizar una campaña de prospección geofísica con sondeos eléctricos verticales ha sido de 4 m, aunque se han medido espesores de hasta 15 m en un emplazamiento cercano a la zona de descarga al embalse del Negatín. La uniformidad de la resistividad eléctrica del paquete aluvial podría traducirse en un posible similar comportamiento hidrogeológico del relleno sedimentario a lo largo de todo el aluvial.

La escasez de datos hidrogeológicos impide realizar un balance hídrico del acuífero mediante métodos hidrodinámicos basados en la Ley de Darcy (Sammis *et al.*, 1982) o de fluctuación del nivel piezométrico (Murillo y De la Orden, 1996; Andreu *et al.*, 2001). El uso de técnicas de balance hídrico en el suelo aplicadas con una adecuada resolución, como por ejemplo mediante el uso del código Visual Balan (Samper y García-Vera, 1992), tampoco se vislumbraba inicialmente como un método eficaz debido al claro control que ejerce la geología sobre la recarga preferencial en carbonatos y sobre la recarga difusa en materiales detríticos, y la posterior dificultad para calibrar los ante la ausencia de piezómetros y estaciones de aforo. El método APLIS (Andreu *et al.*, 2004) tampoco

parece ser una técnica eficaz para establecer el balance hídrico en situaciones conjuntas entre carbonatos y materiales detríticos donde existe una importante contribución hídrica desde el material geológico encajante.

La escasa información hidrogeológica disponible, que limita el uso de técnicas comunes de estimación del balance hídrico, contrasta con la relativamente abundante información hidroquímica de manantiales y de datos de deposición mineral atmosférica existente en la zona. La base de datos hidroquímicos preparada por Alcalá (2006) para calcular la tasa de recarga por la lluvia en el territorio español [<http://www.tesisexarxa.net/TDX-0607106-104930/>], ha proporcionado los datos necesarios para la aplicación del balance químico ambiental orientado a calcular el balance hídrico local. Estos datos y la medida complementaria de determinados términos del balance hídrico local permiten aplicar el método de balance de ión cloruro en la zona saturada con suficiente garantía en una situación convencional y realista en la que existen aportes hídricos que contribuyen cloruro no atmosférico. Esta situación que habitualmente limita el uso del balance de cloruro, ha servido en este caso para determinar el aporte hídrico que se produce desde las formaciones geológicas encajantes, una vez calculados el resto de términos del balance hídrico local. Admitiendo que el flujo de cloruro asociado a la evapotranspiración es 0 y que por tanto no se requiere calcular su volumen hídrico asociado, se consigue reducir de forma considerable la incertidumbre de estimación del balance hídrico hasta valores gestionables del 30 % del valor medio.

La tasa anual de recarga total que recibe el acuífero aluvial de Castril se ha cifrado en $0.79 \text{ hm}^3\cdot\text{año}^{-1}$, de los que $0.43 \text{ hm}^3\cdot\text{año}^{-1}$ provienen del drenaje de las formaciones geológicas encajantes, $0.26 \text{ hm}^3\cdot\text{año}^{-1}$ de la recarga directa por la precipitación y el resto corresponde a retorno de riegos y retorno urbano. Sólo el 5 % del volumen total infiltrado corresponde a recarga directa por infiltración desde el río Castril. Se desconoce la respuesta del nivel piezométrico durante episodios de incremento significativo del caudal del río, no pudiendo prever si un aumento del caudal liberado por el embalse del Portillo se traduciría en un incremento de la recarga del acuífero o en un incremento del caudal del río. Si es evidente que el caudal de diseño de $4 \text{ hm}^3\cdot\text{año}^{-1}$ (caudal instantáneo de $130 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$) de la captación proyectada es altamente no sostenible. La recarga anual obtenida mediante balance del ión cloruro permite aproximar un valor tentativo de permeabilidad de $1.74\cdot 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, que es igualmente bajo y acorde al valor de $10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

obtenido mediante la interpretación del ensayo de bombeo puntual. La permeabilidad tan baja clasifica al acuífero aluvial como una formación poco permeable, al menos en el punto de medida, y hace que los caudales de bombeo aplicables sean pequeños y grandes los descensos de nivel producidos en el pozo de bombeo, de mayor orden teórico que el espesor saturado del acuífero.

La similitud hidroquímica del agua del embalse del Portillo y del agua subterránea de algunos manantiales inventariados hace pensar que parte del agua embalsada se transfiera por grietas y fracturas a la formación litológica encajante. Debido a que cerca del 60 % de la recarga que recibe el acuífero aluvial procede de la recarga a través del encajante, se puede pensar que la evolución del nivel de la lamina agua del embalse puede controlar parcialmente la evolución piezométrica del acuífero aluvial.

Conclusiones

El cálculo del balance hídrico del acuífero aluvial del río Castril mediante el balance del ión cloruro muestra que la recarga total calculada de $0.79 \text{ hm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ limita el uso de este acuífero como fuente de suministro de las poblaciones colindantes, al menos para el volumen requerido inicialmente de $4 \text{ hm}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ y para situación prevista de construcción de un gran pozo de bombeo. La baja permeabilidad del acuífero limita la construcción a pozos pequeños espacialmente bien distribuidos. El complemento hídrico que se requiere pasaría por realizar un uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas, aprovechando parte del caudal del río en su curso bajo donde éste es mayor y suficiente como para ser la única fuente de suministro.

Este trabajo plantea el uso del balance químico ambiental basado en el balance de masa del ión cloruro como una técnica eficaz para establecer el balance hídrico en dominios hidrogeológicos en los que existen transferencias hídricas desde formaciones geológicas y otros aportes hídricos que incorporan una fracción de cloruro de origen no atmosférico. Esta situación que debía limitar la aplicación teórica del método, sirve en este caso para completar la estimación de todos los términos del balance hídrico. Este trabajo pretende vislumbrar el nuevo uso que se puede hacer de las amplias bases de datos hidroquímicos existentes en diversas Administraciones para estandarizar el método del balance del ión cloruro en situaciones hidrogeológicas realistas que se alejan de la condición teórica de aplicación del método para estimar la recarga por la precipitación.

Agradecimientos

Los autores agradecen la dotación económica de los proyectos europeos de investigación WATCH (Ref. 036946) y DESURVEY (GOCE-CT-2003-003950), del Proyecto de la CICYT FIS2005-07083-C02-02 y de la Junta de Andalucía AQUASEM (P06-RNM-01732). El primer autor agradece al Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (CSIC) la financiación concedida a cargo de proyectos de investigación y el segundo autor reconoce al Ministerio de Educación y Ciencia la concesión de un contrato postdoctoral (Ref. JCI-2007-334) del programa "Juan de la Cierva".

Referencias

- Alcalá, F.J. (2006). Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico. Tesis Doctoral Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. 2 Vols. 719 pp.
- Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2004). La deposición atmosférica de cloruro al terreno en España. *Boletín Geológico y Minero*, 115(5): 319-330.
- Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2005a). Datos preliminares sobre el contenido en cloruro del agua de recarga por la lluvia a los acuíferos españoles. En: II Seminario Hispano-Latinoamericano sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea. Río Cuarto. 1: 67-75.
- Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2005b). Use of the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in some coastal aquifers of Spain. En: Groundwater and Saline Intrusion (Selected Papers, 18th Salt Water Intrusion Meeting, Cartagena). Araguás, L., Custodio, E., Manzano, M. (eds.). IGME-IAH. Madrid. 481-497.
- Alcalá, F.J., Custodio, E., Contreras, S., Araguás, L.J., Domingo, F., Pulido-Bosch, A. y Vallejos, Á. (2007). Influencia de la aridez climática, la altitud y la distancia al mar sobre el contenido en cloruro y en ^{18}O del agua de recarga y del agua subterránea en macizos carbonatados costeros del SE peninsular español. Caso de Sierra de Gádor. En: III Simposio Internacional sobre Tecnología de la Intrusión de agua de mar en Acuíferos Costeros. Madrid. 1: 871-885.
- Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J.A., Carrasco, F., Durán, J.J., Jiménez, P. (2004). Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonáticos. *Boletín Geológico y Minero*. 115(2): 177-186.
- Andreu, J.M., Delgado, J., García-Sánchez, E., Pulido-Bosch, A., Bellot, J., Chirino, E. y Ortiz de Urbina, J.M. (2001). Caracterización del funcionamiento y la recarga del acuífero del Ventós-Castellar (Alicante). *Rev. Soc. Geol. España*. 13(3-4): 247-254.
- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, D., López-García, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979) Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada, Granada.

- Benavente, J., Hidalgo Estévez, M.C., Izquierdo del Arco, A., El Mabrouki, K. y Rubio Campos, J.C. (2004). Contenido en cloruros y en isótopos estables (^{18}O y D) de las precipitaciones en un área montañosa (alto Guadalquivir, provincia de Jaén). *Geogaceta*, 36: 107-110.
- Capel-Molina, J.J. (1981). Los climas de España. Ed.: Oikos-Tau. Barcelona. 403 pp.
- Carbonell, J.A., Pérez-Paricio, A., Carrera, J. (1997). MARIAJ_IV, Code for pumping tests automatic calibration. User's guide. E.T.S.I. Caminos Canales y puertos. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Spain. 169 pp.
- Custodio, E. (1997). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 83-110.
- Custodio E. y Llamas, M.R. (1983). Hidrología Subterránea. Ed. Omega. Barcelona (2 Vols.): 2350 pp.
- Custodio, E., Llamas, M.R. y Samper, J. (1997). La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. IGME-IAH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 455 pp.
- Custodio, E. (1998). Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. *Boletín Geológico y Minero*, 109(4): 329-346.
- Chow, V.T., Maidment, D.R. y Mays, L.W. (1988). Applied hidrology. McGraw-Hill, New York.
- Davis, S.N., Whittemore, D.O., Fabryka-Martin, J., 1998. Uses of chloride/bromide ratios in studies of potable water. *Ground Water* 36(2), 338-350.
- Eriksson, E. (1960). The yearly circulation of chloride and sulfur in nature; meteorological, geochemical and pedological implications, part II. *Tellus*. 12: 63-109.
- Eriksson, E. y Khunakasev, V. (1969). Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. *Journal of Hydrology*, 7(2): 178-197.
- Feth, J.H. (1981). Chloride in natural continental water. *US Geological Survey Water-Supply*. 276: 30 pp.
- Iglesias, M., Custodio, E., Giráldez, J.V., Manzano, M. y Ordóñez, R. (1996). Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el área de El Abalarío, Doñana, Huelva. En: IV Simposio sobre el Agua en Andalucía (SIAGA), IGME, Madrid, II: 99-121.
- IGME (1988). Cartografía hidrogeológica escala 1:200.000. Hoja 78 (Baza).
- ITGE (1989). Las Aguas Subterráneas en España. Estudio de síntesis. Ministerio de Industria y Energía. Madrid. 591 pp.
- Koefoed, O. (1979). Geosounding Principles: 1. Resistivity Sounding Measurements, Elsevier, Amsterdam. 276 pp.
- Lambán, L.J. y Custodio, E. (1999). Caracterización de la recarga en la Unidad de Anoia: aplicación de un modelo de balance de de agua en el suelo y realización de un balance de cloruros. En: Tineo, A. Hidrología Subterránea. Serie de Correlación geológica, 13: 71-78.
- MIMAM (2000). El libro del Agua en España. Ed.: Ministerio de Medio Ambiente. Secretaría de Estado de Aguas y Costas. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas. Madrid. 637 pp.
- Minor, T.B., Russell, C.E. y Mizell, S.A. (2007). Development of a GIS-based model for extrapolating mesoscale groundwater recharge estimates using integrated geospatial data sets. *Hydrogeology Journal*, 15(1): 183-195.
- Murillo, J.M. y De la Orden, J.A. (1996). Sobreexplotación, alternativas de gestión y evaluación del efecto del cambio climático en la recarga natural del acuífero kimmeridgiense de Cabezón de Oro (Alicante). En: Recursos Hídricos en regiones kársticas. Vitoria-Gasteiz. 73-88.
- Öberg, G. y Sandén, P. (2005). Retention of chloride in soil. *Hydrological Processes*, 19(11): 2123-2136.
- Rosenthal, E. (1987). Chemical composition of rainfall and groundwater in recharge areas of the Bet Shean-Harod multiple aquifer system, Israel. *Journal of Hydrology*, 89(3-4): 329-352.
- Sammis, T.W., Evans, D.D. y Warrick, A.W. (1982). Comparison of methods to estimate deep percolation rates. *Water Research Bull. Am. Water Resources Association*, 18(3): 465-470.
- Samper, J. y García-Vera, M.A. (1992). BALAN V.10: Programa para el cálculo de balances de agua y sales en el suelo. Departamento de Ingeniería del Terreno. Universidad Politécnica de Cataluña.
- Sanz de Galdeano, C. y Peláez, J.A. (Eds.) (2007). La Cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes. Universidad de Granada-CSIC. Granada. 351 pp.
- Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M. y Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20(15): 3335-3370.
- Soler, A., Canals, A., Goldstein, S.L., Otero, N., Antich, N. y Spangerberg, J. (2002). Sulfur and strontium isotope composition of Llobregat River (NE Spain): tracers of natural and anthropogenic chemicals in stream waters. *Water Air and Soil Pollution*, 136(1-4): 207-224.
- Tallaksen, L.M. y van Lanen, H.A.J. (2004). Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. Developments in Water Science. Ed. Elsevier. Amsterdam. Vol. 48. 579 pp.
- UNESCO (1979). Carte de la repartition mondiale des régions arides. Paris.
- Vera, J.A. (Ed.) (2004). Geología de España. Ed.: Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Educación y Ciencia. 1st Ed. Madrid. 884 pp.
- Wood, W.W. y Sanford, W.E. (1995). Chemical and isotopic methods for quantifying ground-water recharge in arid and semi-arid environment. *Ground Water*, 33(3): 458-468.

Recibido: diciembre 2007

Aceptado: abril 2008