

## BALANCE HIDROMETEOROLÓGICO E HIDROQUÍMICO PARA EL ESTUDIO DE LOS RECURSOS HÍDRICOS Y LA EVOLUCIÓN DE LA CALIDAD QUÍMICA DEL AGUA EN PEQUEÑAS CUENCAS DE GALICIA

J. Samper y B. Pisani

Grupo de Agua y Suelo, Escuela de Caminos, Universidade da Coruña, Campus Elviña s/n, 15071, La Coruña, España. e-mail: [jsamper@udc.es](mailto:jsamper@udc.es), [bpisani@udc.es](mailto:bpisani@udc.es)

**RESUMEN.** Se ha construido un modelo semidistribuido de balance hidrometeorológico de la cuenca granítica del río Valiñas (A Coruña). Aunque el ajuste del modelo semidistribuido es muy bueno, no mejora sustancialmente el ajuste obtenido con un modelo agregado. Los resultados medios del balance hídrico entre 1992 y 2012 indican la importancia del flujo hipodérmico, que constituye el 81% las aportaciones totales al cauce. Se ha estimado la variación temporal de la concentración de ión  $\text{Cl}^-$  del agua de escorrentía de la cuenca del río Valiñas mediante la realización de balances de masa diarios a partir de los resultados del modelo hidrológico. Los valores calculados por el modelo se han contrastado con los valores medidos en el río en los últimos años. Los resultados sugieren que podrían existir otras fuentes de  $\text{Cl}^-$  en la cuenca además de la precipitación que no han sido tenidas en cuenta.

**ABSTRACT.** We report the results of a semidistributed hydrological model of the Valiñas granitic basin (A Coruña). Although the model fit is excellent, it does not improve significantly the fit of a lumped model. The mean annual values of the water balance for the period 1992 to 2012 show the importance of the interflow, which accounts for 81% of the total streamflow. In addition to the water balance, we report the results of the time evolution of the concentration of  $\text{Cl}^-$  in the runoff water computed from a daily mass balance. The model reproduces the measured  $\text{Cl}^-$  concentrations in the river. However, there could be other  $\text{Cl}^-$  sources in addition to rainfall.

### 1.- Introducción

La evaluación de los recursos hídricos requiere la realización de balances hidrológicos. Las componentes del balance de agua en el suelo se pueden medir in situ mediante lisímetros que permiten cuantificar directamente la cantidad de agua que alcanza el nivel freático con mucha fiabilidad, pero que sólo proporcionan información de carácter puntual. En la práctica habitual sólo la precipitación se mide de forma directa. El resto de las componentes sólo se pueden estimar indirectamente mediante fórmulas semiempíricas, como por ejemplo la evapotranspiración potencial (ETP) y la real (ETR). Por consiguiente, las ecuaciones del balance se deben resolver normalmente

mediante modelos de balance (Samper et al., 1998). Habitualmente estos balances se suelen realizar de forma periódica (diaria, mensual) en la zona más superficial del terreno, en la que tienen lugar los procesos de evapotranspiración, o también incluyendo la zona no saturada y el acuífero (Fig. 1). La escala de tiempo más adecuada para la realización de los balances de agua es la duración de cada suceso de precipitación. Puesto que los mecanismos que determinan los flujos de agua en el terreno no son lineales, los resultados del balance de agua en periodos grandes de tiempo se debe obtener integrando los resultados correspondientes a cada uno de los sucesos de precipitación. Dado que en zonas áridas y semiáridas la precipitación suele concentrarse en unos pocos eventos anuales, es recomendable realizar balances diarios en lugar de los usuales balances mensuales.

Los métodos de balance presentan una serie de ventajas tales como: (1) La disponibilidad de datos (pluviometría, niveles piezométricos, caudales,..., etc), (2) La facilidad y rapidez de aplicación, (3) El reducido coste de realización, (4) El hecho de que suelen considerar todas las componentes, fuentes y sumideros de agua y (5) Su aplicabilidad a todo tipo de fuentes de recarga. Por ello, en muchos casos son los únicos métodos viables. Los resultados de los balances deben ser contrastados y calibrados con datos de oscilaciones freáticas y de aforos en los puntos de salida de la cuenca. También es recomendable comprobar su coherencia con los resultados obtenidos con métodos hidroquímicos (balance de cloruros), isotópicos y con modelos numéricos de flujo en el acuífero (Custodio et al., 1997). Los métodos de balance, sin embargo, tienen algunas limitaciones causadas fundamentalmente por las dificultades e incertidumbres existentes en la estimación de ciertos parámetros y componentes del balance, especialmente la reserva útil y la ETR. La recarga se obtiene como la diferencia entre las componentes del balance numéricamente mucho mayores, lo cual origina que los errores en el cálculo de estas componentes tiendan a acumularse en el valor estimado de la recarga, pudiendo ocasionar grandes errores en la recarga calculada (Samper, 2011).

El balance hidrometeorológico cuantifica cada uno de los componentes del balance para cada uno de los periodos. Para ello se parte unas condiciones iniciales de humedad y piezometría conocidas y, tomando como entradas la precipitación y el volumen de riego para cada periodo, se calcula el resto de los componentes del balance de agua.

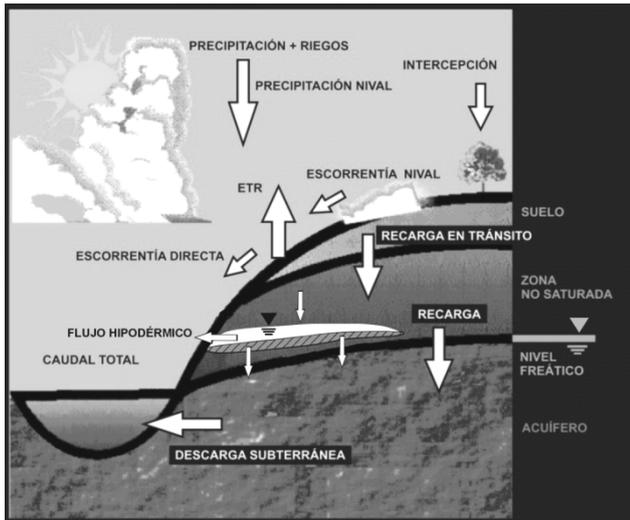


Fig. 1. Esquema con las principales componentes del balance hidrológico en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero

La mayoría de los componentes del balance dependen de forma no lineal del contenido de humedad del suelo. Por ello, la resolución exacta de la ecuación requeriría la utilización de métodos iterativos. En la práctica se suelen utilizar incrementos de tiempo  $\Delta t$  suficientemente pequeños y se suelen imponer restricciones para evitar que el contenido de humedad no supere los límites mínimos (punto de marchitez) y máximo (saturación total). En estas condiciones la ecuación del balance se resuelve evaluando de forma secuencial y por separado cada uno de los términos del balance.

En este trabajo se presenta un modelo de balance hidrometeorológico de la cuenca del río Valiñas resuelto con el programa VISUAL-BALAN (Samper et al., 1999; Pisani, 2008). Se describe la metodología utilizada para definir 3 zonas homogéneas de parámetros a partir de un modelo agregado de una zona homogénea. Se presentan además los valores de los parámetros del balance que se han calibrado ajustando los niveles y los caudales calculados a las medidas en campo. Finalmente, se presentan los resultados del balance diario de masa del ión  $Cl^-$  en el agua de recarga y en el acuífero, que se ha calibrado considerando los datos diarios de concentraciones de  $Cl^-$  medidos en el río Valiñas entre 2002 y 2008.

## 2.- Zona de estudio

La cuenca del río Valiñas, afluente del río Mero, está situada cerca de la ciudad de La Coruña (Fig. 2). Se trata de una pequeña cuenca de 35 km<sup>2</sup> de superficie. Limita con los montes de la Zapateira al Norte, el Coto de Bregua al Oeste, el coto de Santa Leocadia al Suroeste y los Montes de Xalo al Sur, en donde se alcanza la altitud máxima (527 m s.n.m.). La altitud en el punto de desagüe de la cuenca es 15 m s.n.m.

El curso principal tiene una longitud de 12 km. El 85% de la cuenca se enmarca en rocas graníticas. En el 15%

restante, hacia el Noreste, se encuentran esquistos de la serie de Ordenes. La cuenca se encuentra próxima a la Autovía N VI, de cuyo proyecto de construcción se han utilizado los datos de los sondeos geotécnicos.

Los macizos rocosos cristalinos, como la cuenca del río Valiñas, se caracterizan por presentar una estratificación horizontal correspondiente a distintas superficies de meteorización (Wyns et al., 2004; Raposo, 2012). Por lo general, en este tipo de zonas se pueden distinguir tres zonas de diferentes características acuíferas. La capa superior está formada por la roca granítica muy alterada y no consolidada, que se denomina saprolita o regolito. Debajo del regolito se encuentran dos capas: una zona rocosa fracturada superior y una zona poco fracturada y poco alterada inferior. La base del acuífero está constituida por el basamento rocoso fresco.

El acuífero superior, situado en el regolito de alteración superficial, tiene espesores que pueden oscilar entre 5 y 20 m (Samper et al., 1997; Soriano y Samper, 2000). La mayoría de los sondeos y pozos se encuentran en esta zona alterada. El regolito suele presentar una alta porosidad debido a su composición arenosa-arcillosa. Cuando esta capa está saturada, desempeña una importante función capacitiva y suele ser explotada por la mayoría de los pozos perforados (Dewandel et al., 2006).

Debajo del regolito superficial se encuentra una capa que se suele denominar capa laminada. Se trata de una capa de roca fracturada menos alterada que el regolito, de menor porosidad y que suele presentar espesores comprendidos entre 50 y 100 m (Moliner et al., 1998). Los primeros metros de la capa laminada presentan una densa fisuración horizontal que disminuye en profundidad. La densidad, distribución y conectividad de la red de fracturas determinan las propiedades del acuífero. Esta capa laminada es la que explotan la mayoría de los pozos más profundos perforados en la roca (conocidos como pozos de barrena).

La capa inferior corresponde a la roca poco fracturada. La densidad de fracturas es mucho menor que en la capa laminada. La capa inferior sólo es permeable en las zonas de falla tectónicas importantes. La base de la capa inferior está constituida por la roca sana que se puede considerar como muy poco permeable a todos los efectos.

En la cuenca del Valiñas se han inventariado un total de 74 puntos de agua, de los cuales 18 son fuentes y manantiales públicos, 14 son pozos perforados, 37 son pozos excavados y 5 son sondeos realizados con fines de investigación (Soriano y Samper, 2000). Además de medidas de niveles se dispone de aforos de caudal en manantiales y en el cierre de la cuenca. Desde octubre de 1997 se han medido niveles de forma continua en un pozo excavado. Hasta septiembre de 1998 el registro tenía una periodicidad quincenal. Los datos disponibles de aforos en el cierre de la cuenca abarcan un periodo más amplio, desde finales de 1995 hasta septiembre de 1998.

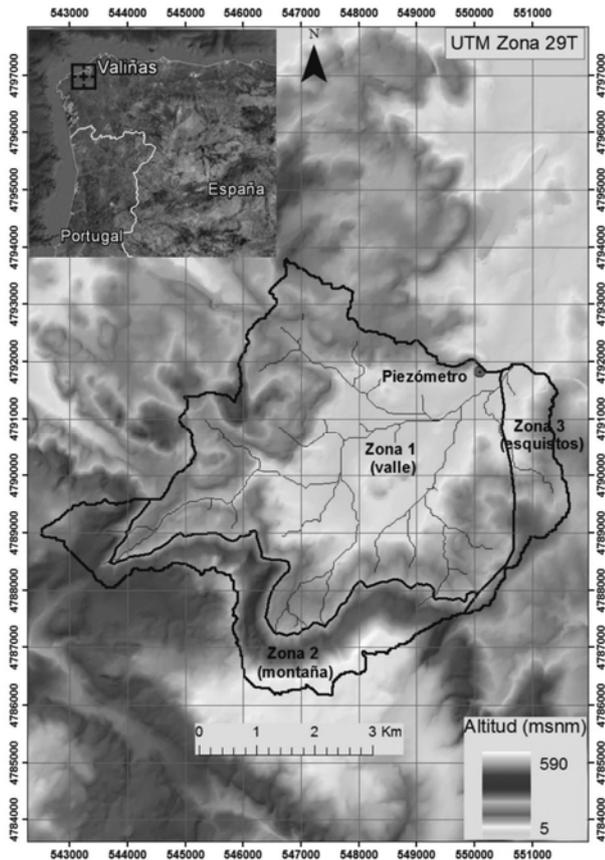


Fig. 2. Situación de la cuenca del río Valiñas. Se indican las 3 zonas homogéneas en que se ha dividido la cuenca para calcular el balance hidrometeorológico

### 3.- Modelo de balance hidrometeorológico

El modelo numérico de balance hídrico se ha realizado con el código VISUAL-BALAN v2.0 (Samper et al., 1999; Pisani, 2008; Espinha Marques et al., 2006, 2011). Este programa calcula balances diarios de agua en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero, utilizando como datos entrada los datos meteorológicos y los parámetros del medio físico. Las componentes del balance se resuelven secuencialmente comenzando por las correspondientes al suelo edáfico y finalizando por las del acuífero. El programa permite obtener los valores diarios de todas las componentes del balance así como de las oscilaciones del nivel freático en el acuífero.

La cuenca del río Valiñas se ha utilizado desde hace más de una década con fines docentes y como banco de prueba de las sucesivas mejoras de los códigos BALAN, VISUAL-BALAN y GIS-BALAN (Samper et al., 2007). Primeramente se desarrolló un modelo de balance agregado, considerando parámetros constantes y meteorología uniforme en toda la cuenca (Soriano y Samper, 2000). El balance se calculó utilizando los datos meteorológicos diarios de la estación de Alvedro (A Coruña) y los parámetros del modelo se calibraron utilizando los datos diarios de niveles medidos en un piezómetro y de caudales

medidos en el punto de desagüe de la cuenca. Los datos de niveles abarcaban un periodo aproximado de 1 año y los de caudales de 3 años. El ajuste final obtenido fue excelente, tanto para niveles freáticos como para caudales (Samper et al., 2000).

A partir del modelo agregado de balance se ha desarrollado un modelo semidistribuido, que considera las variaciones más importantes de las características del terreno de la cuenca. Se ha extendido además el periodo de cálculo 14 años, abarcando desde octubre de 1992 hasta septiembre de 2012.

Se ha dividido la cuenca en 3 zonas homogéneas de parámetros (Fig. 2). Para ello se han tenido en cuenta las variaciones de la altitud, pendiente del terreno, vegetación y geología. Las variaciones de la meteorología no se han tenido en cuenta ya que no se dispone de datos. Sin embargo, se supone que la variación de la meteorología en la cuenca es muy poco importante ya que se trata de una cuenca pequeña y con altitudes moderadas.

La zona 1 (Fig. 2) es la de mayor superficie y menor altitud media (116 msnm). Incluye el cauce principal y sus afluentes, que discurren mayoritariamente sobre granitos. La zona 2 se sitúa en el sector S de la cuenca y es la de mayor altitud, entre 195 y 527 msnm. Está ocupada mayoritariamente por bosques. La zona 2 también está asentada sobre granitos. Finalmente, la zona 3 está ubicada hacia el E y NE de la cuenca, y se distingue de las otras dos porque se asienta sobre los esquistos de la serie de Órdenes. La altitud y la pendiente del terreno en la zona 3 tienen valores intermedios entre los de las zonas 1 y 2.

Para calibrar los parámetros de las tres zonas se han utilizado los datos diarios de caudales y niveles que ya se habían utilizado en el modelo agregado. Dichos caudales comprenden las aportaciones de las tres zonas, mientras que los niveles medidos en el piezómetro corresponden a las oscilaciones del nivel freático en la zona más grande. Por lo tanto los datos permiten calibrar los parámetros de la zona 1, pero sólo de manera aproximada los de las zonas 2 y 3 ya que sólo se cuenta con los valores de la escorrentía total de la cuenca para calibrarlos. Como punto de partida, para estas dos zonas se han adoptado los valores de los parámetros calibrados en la zona 1. Posteriormente se han modificado para tener en cuenta las diferencias entre las zonas. Los parámetros que se han modificado son la reserva útil, el tipo de cubierta vegetal, los parámetros de la interceptación, el número de curva (para el cálculo de la infiltración y la escorrentía superficial), el coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico en la zona no saturada y los parámetros del acuífero (coeficientes de agotamiento y almacenamiento y nivel de referencia). Los valores finalmente adoptados se presentan en la Tabla 1.

### 4.- Balance de masa del ión cloruro

Se han calculado las variaciones diarias de la concentración de  $\text{Cl}^-$  en la escorrentía total de la cuenca

mediante la realización del balance de masa de Cl<sup>-</sup> en el suelo y en la zona no saturada. El balance se ha realizado en la zona homogénea más grande (Fig.2) y se ha calibrado utilizando los datos de concentración de Cl<sup>-</sup> medidos en muestras de agua tomadas en el río Valiñas de forma manual cada 3 o 4 días entre 2003 y 2008. El balance de Cl<sup>-</sup> se ha calculado a partir de los valores diarios de las componentes del balance hídrico en el suelo y en la zona no saturada.

La ecuación básica del balance de agua en el suelo se expresa mediante:

$$\Delta H^i = H^i - H^{i-1} = P^i - I^i - ETR^i - ES^i - RT^i \quad (1)$$

donde ΔH<sup>i</sup> es la variación de humedad del suelo, H, entre los días *i-1* e *i*; P es la precipitación, I es la interceptación, ETR es la evapotranspiración real, ES es la escorrentía superficial y RT es la recarga en tránsito. Todos estos términos están evaluados en el día *i*.

El balance de masa de Cl<sup>-</sup> en el suelo viene dado por:

$$H^i C_S^i - H^{i-1} C_S^{i-1} = P^i C_P - ES^i C_{ES} - RT^i \frac{C_S^{i-1} + C_S^i}{2} \quad (2)$$

donde los superíndices *i* e *i-1* indican el día en el que se evalúan las componentes, C<sub>S</sub> es la concentración de Cl<sup>-</sup> en el suelo, C<sub>P</sub> es la concentración de Cl<sup>-</sup> en la precipitación (constante), y C<sub>ES</sub> es la concentración de Cl<sup>-</sup> en la escorrentía superficial (constante). Se supone que la concentración del agua en la recarga en tránsito es igual a la semisuma de las concentraciones del suelo C<sub>S</sub> al principio y al final del día.

A partir de la Ecuación (2) se puede obtener la concentración de Cl<sup>-</sup> en el suelo, C<sub>S</sub>, mediante:

$$C_S^i = \frac{P^i C_P - ES^i C_{ES} + H^{i-1} C_S^{i-1} - 0.5 RT^i C_S^{i-1}}{H^i + 0.5 RT^i} \quad (3)$$

Para resolver la Ecuación (3) es necesario conocer los valores de las concentraciones de Cl<sup>-</sup> en la precipitación y en la escorrentía superficial. Se ha supuesto que estas concentraciones son constantes en el tiempo.

El balance hídrico en la zona no saturada subyacente al suelo se plantea mediante:

$$\Delta V^i = V^i - V^{i-1} = RT^i - R^i - FH^i \quad (4)$$

donde ΔV<sup>i</sup> es la variación de humedad de la zona no saturada, V, entre los días *i-1* e *i*; RT es la recarga en tránsito, R es la recarga al acuífero y FH el flujo hipodérmico. El balance de masa de Cl<sup>-</sup> en la zona no saturada viene dado por:

$$V^i C_R^i - V^{i-1} C_R^{i-1} = RT^i C_S^i - R^i C_R^i - FH^i C_R^i \quad (5)$$

donde C<sub>R</sub> es la concentración de Cl<sup>-</sup> en la zona no saturada, en el flujo hipodérmico y en la recarga, y C<sub>S</sub> es la concentración de Cl<sup>-</sup> en la recarga en tránsito. Despejando en la Ecuación (5) la concentración de Cl<sup>-</sup> de la recarga al acuífero, se obtiene:

$$C_R^i = \frac{RT^i C_S^i + V^{i-1} C_R^{i-1}}{V^i + R^i + FH^i} \quad (6)$$

En las ecuaciones (2), (3), (5) y (6) se supone que tanto la concentración de Cl<sup>-</sup> en el suelo como en la zona no saturada son uniformes, es decir, que se produce la mezcla total de las aguas. Para tener en cuenta que pueden existir gradientes verticales de concentración, en el cálculo de las funciones de tiempo de la concentración de Cl<sup>-</sup> se han modificado ligeramente las Ecuaciones (3) y (6) de modo que consideren un volumen de humedad “residual”, constante, que actúa como modulador de la concentración de Cl<sup>-</sup>. De esta forma se consigue suavizar las funciones de tiempo.

La escorrentía total de la cuenca, Q<sub>T</sub>, viene dada por:

$$Q_T^i = ES^i + FH^i + Q_S^i \quad (7)$$

donde Q<sub>S</sub> es el flujo subterráneo. La ecuación del balance de Cl<sup>-</sup> en el punto de salida de la cuenca viene dado por:

$$Q_T^i C_T^i = ES^i C_{ES}^i + FH^i C_R^i + Q_S^i C_R^i \quad (8)$$

donde se ha supuesto que la concentración de Cl<sup>-</sup> en el agua subterránea es igual a la de la recarga, C<sub>R</sub>. La concentración del agua de la escorrentía total se calcula mediante:

$$C_T^i = \frac{ES^i C_{ES}^i + FH^i C_R^i + Q_S^i C_R^i}{ES^i + FH^i + Q_S^i} \quad (9)$$

Se realizó un detallado análisis de sensibilidad de la concentración de Cl<sup>-</sup> en la escorrentía total a la variación de las concentraciones en la precipitación y en la escorrentía superficial. Se han calibrado los valores de: 1) Las concentraciones iniciales de Cl<sup>-</sup> en el suelo y en la zona no saturada; 2) Las concentraciones en el agua de precipitación y escorrentía superficial y 3) Los valores de humedad residual en el suelo y en la zona no saturada.

## 5.- Resultados y discusión

La Tabla 1 contiene los valores de los parámetros calibrados del balance hídrico en cada una de las tres zonas homogéneas en que se ha dividido la cuenca del Valiñas.

La zona 1 (Fig. 2), que es la de mayor extensión y menor altitud y pendiente, está cubierta mayoritariamente por praderas. El valor calibrado de la reserva útil del suelo en esta zona es un poco menor que los calibrados en las otras dos zonas. Por un lado, la longitud de las raíces de la vegetación de pradera es menor que la longitud de las raíces de los árboles que constituyen la vegetación mayoritaria de las zonas 2 y 3. Por otro lado, la superficie del terreno de las zonas 2 y 3 presenta fuertes pendientes y por tanto menores espesores de suelo. Por ello, el efecto de mayor longitud de raíces se compensa en cierta forma con el menor espesor de suelo. De esta forma los valores de la reserva útil en las tres zonas son similares.

En la zona 1 se ha calibrado un número de curva menor que para las otras dos zonas homogéneas. Por lo tanto la magnitud de la escorrentía superficial calculada es menor que para las otras dos zonas, lo que es coherente con la topografía de las tres zonas.

También se han calibrado los valores del coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico en las tres zonas para tener en cuenta las diferencias de altitud y pendiente que suelen favorecer el flujo hipodérmico.

Los valores calibrados de los parámetros que caracterizan el acuífero también son diferentes en las 3 zonas. Se han distinguido las zonas en granitos (1 y 2) de la zona de esquistos (3) (ver los valores del coeficiente de almacenamiento en la Tabla 1). Cabe destacar también que mientras que el flujo subterráneo en la zona más grande (zona 1) se ha calculado mediante un esquema de diferencias finitas simplificado, en las otras dos zonas se ha calculado mediante un modelo de acuífero de una sola celda.

La Fig. 3 muestra el ajuste de los niveles piezométricos calculados a las medidas en el piezómetro indicado en la Fig. 1. Como puede verse, el ajuste del modelo es muy bueno. También es muy bueno el ajuste de caudales (Fig. 4).

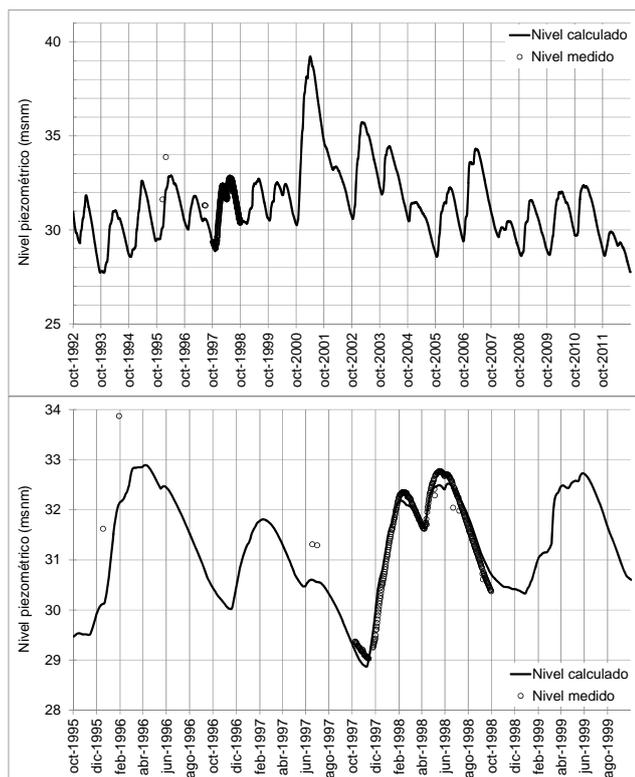
La bondad del ajuste del modelo de balance con tres zonas homogéneas se ha cuantificado mediante el coeficiente de determinación,  $R^2$ , y el error cuadrático medio, RMSE, de los caudales y de los niveles (Tabla 2). Los altos valores de  $R^2$  (0,82 para los caudales y 0,95 para los niveles) reflejan que los ajustes son muy buenos. La Tabla 2 también muestra la comparación de los valores  $R^2$  y RMSE para el modelo agregado y el semidistribuido de tres zonas. Los valores son prácticamente iguales. Por lo tanto, el modelo semidistribuido no mejora los resultados de la simulación de niveles y caudales, al menos en el periodo de calibración. Este resultado es coherente con los resultados de los estudios de Smith et al. (2004a, 2004b, 2006). Sin embargo, es importante destacar que el modelo semidistribuido es una mejor representación de la realidad física.

La Tabla 3 presenta los resultados medios anuales del balance entre 1992 y 2012. De los 1081 mm de precipitación media anual, el 50% corresponde a la evapotranspiración e interceptación y el otro 50% a los

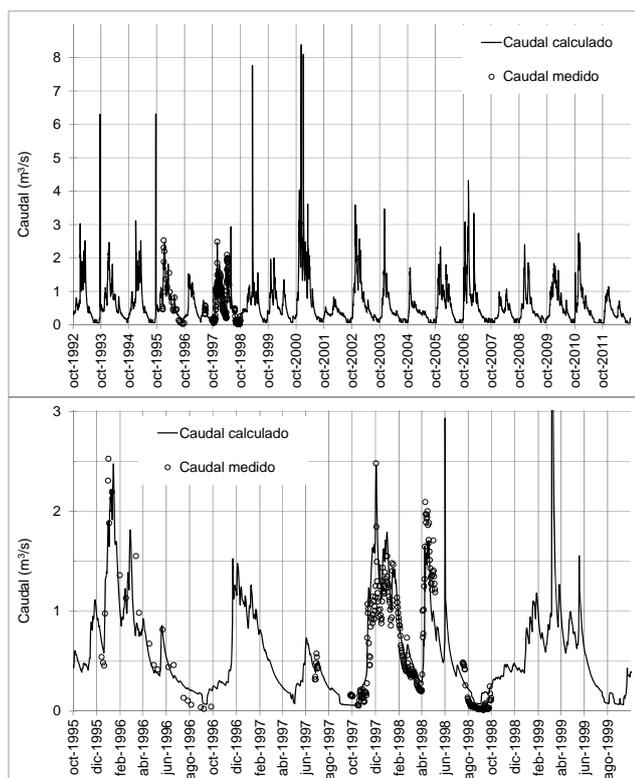
excedentes. La aportación media anual al cauce es de 541 mm (18,77 hm<sup>3</sup>). El flujo hipodérmico es el componente mayoritario, el 81% (437 mm) del total, mientras que el flujo subterráneo sólo aporta el 18% (98 mm). La escorrentía superficial estimada es muy pequeña (1% de las aportaciones) y sólo tiene importancia en episodios muy lluviosos que corresponden a los picos de caudal en la Fig. 4.

**Tabla 1.** Valores de los parámetros del balance en las 3 zonas homogéneas del modelo. Ver Samper *et al.* (1999) para una descripción completa de los parámetros

Zona	1	2	3
Uso del suelo	Praderas y bosques	Montes	Montes
Área (km <sup>2</sup> )	24,69	7,22	2,78
Suelo			
Reserva útil (mm)	204	236	236
Conductividad hidráulica vertical (mm/d)	164,16	164,16	164,16
Intercepción	Horton	Horton	Horton
Tipo de cubierta	Praderas	Pinares	Pinares
Altura de la planta (m)	0,4	-	-
Factor de capacidad de almacenamiento	1	0,8	0,8
Factor del coeficiente de intercepción	1	0,8	0,8
Recarga en tránsito diferida	Curva logística	Curva logística	Curva logística
Flujo preferente	No	No	No
ETP	Penman-Monteith	Penman-Monteith	Penman-Monteith
ETR	Penman-Grindley	Penman-Grindley	Penman-Grindley
CRPG (mm)	100	100	100
CEPG	0,26	0,26	0,26
Escorrentía			
Número de curva	47	55	50
Zona no saturada	Método explícito	Método explícito	Método explícito
Coefficiente de agotamiento del flujo hipodérmico (d <sup>-1</sup> )	0,50	0,55	0,52
Conductividad hidráulica vertical (mm d <sup>-1</sup> )	0,01	0,01	0,01
Coefficiente de agotamiento de la percolación (d <sup>-1</sup> )	0,24	0,24	0,24
Acuífero	Método multicelda	Método unicelda	Método unicelda
Material	Granitos	Granitos	Esquistos
Número de celdas	2	1	1
Transmisividad (m <sup>2</sup> d <sup>-1</sup> )	18,5	-	-
Coefficiente de almacenamiento	0,011	0,011	0,02
Coefficiente de agotamiento (d <sup>-1</sup> )	-	0,04	0,05
Nivel de referencia (m)	17	15	200
Longitud del acuífero (m)	2000	-	-



**Fig. 3.** Niveles piezométricos medidos en un pozo somero y calculados por el modelo de balance (arriba: periodo 1992-2012; abajo: 1995-1999)



**Fig. 4.** Valores diarios de la escorrentía total de la cuenca medidos y calculados por el modelo de balance (arriba: periodo 1992-2012; abajo: 1995-1999)

**Tabla 2.** Coeficientes de determinación  $R^2$  y RMSE para los ajustes de niveles y caudales de los modelos de balance con 1 zona y con 3 zonas homogéneas

	$R^2$		RMSE	
	1 zona	3 zonas	1 zona	3 zonas
Caudal total	0,81	0,82	0,26 m <sup>3</sup> /s	0,26 m <sup>3</sup> /s
Nivel piezométrico	0,95	0,95	0,25 m	0,26 m

Los elevados valores del flujo hipodérmico son habituales en cuencas graníticas y con una topografía como la del río Valiñas. Las causas son las pronunciadas pendientes del terreno hacia los límites de la cuenca y la presencia de un suelo de permeabilidad alta sobre los granitos de baja permeabilidad con densa fracturación sub-horizontal a poca profundidad (Samper et al., 2011; Espinha Marques et al., 2011). La densa fracturación sub-horizontal de los primeros 5-20 m contribuye a aumentar la permeabilidad horizontal de la zona no saturada y a favorecer la salida del flujo hipodérmico.

Los resultados del balance diario de masa de  $Cl^-$  en la cuenca conducen a un ajuste muy bueno de las concentraciones medidas en el río (Fig. 5). El descenso abrupto en las concentraciones calculadas en un día de octubre de 2003 se debe a un pico de escorrentía superficial. Las medidas no acusan este descenso. La Tabla 4 muestra los valores de las variables  $R^2$  y RMSE que miden la calidad del ajuste para valores de la concentración de  $Cl^-$  en el agua de lluvia,  $C_p$ , de 8, 10 y 12 mg/L. El coeficiente de determinación  $R^2$  es igual en los tres casos (0,56), pero el RMSE es mínimo (2,98 mg/L) para  $C_p = 10$  mg/L. El análisis de sensibilidad de  $C_T$  a la variación de  $C_p$  permite concluir que el valor óptimo de  $C_p$  se encuentra muy probablemente entre 8 y 12 mg/L (Fig. 5), siendo 10 mg/L el valor más probable. Los estudios regionales de la distribución de los valores de  $C_p$  en Galicia-Costa apuntan a una concentración de  $Cl^-$  en las aguas de precipitación en la cuenca del río Valiñas entre 2 y 6 mg/L (Raposo et al., 2012). El valor calibrado de  $C_p = 10$  mg/L es mayor que el que correspondería según los estudios regionales. Esta discrepancia podría ser debida a la existencia de otras fuentes de  $Cl^-$  en la cuenca del Valiñas no identificadas en el balance. Sin embargo, también podría suceder que el valor de  $C_p$  en la cuenca del Valiñas sea mayor que el estimado por los estudios previos debido a que la cuenca del Valiñas se encuentra muy cerca de la costa. Hay que tener en cuenta que en Galicia existen importantes gradientes decrecientes de la deposición del ión cloruro desde la costa hacia el interior (Silva et al., 2007; Antelo y Díaz-Fierros, 2011).

Se ha realizado también un análisis de sensibilidad de  $C_T$  a la variación de  $C_{ES}$  y se ha comprobado que no es sensible, excepto en los escasos episodios muy lluviosos como el de octubre de 2003 (Figs. 4 y 5). El valor estimado de  $C_{ES}$  se sitúa entre 11 y 14 mg/L, coherente con que  $1,1C_p < C_{ES} < 1,4C_p$  (Alcalá, 2005; Raposo et al., 2012).

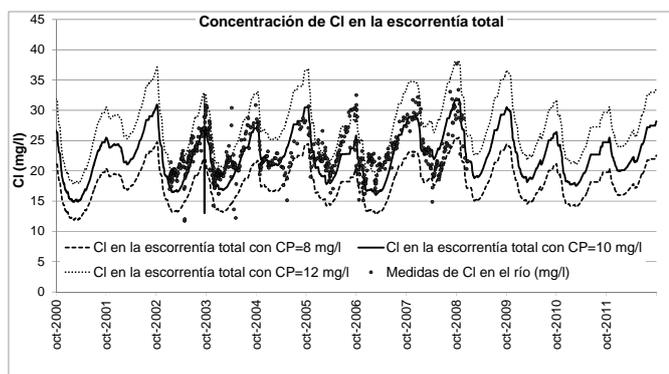
El uso combinado de los balances diarios de agua y de masas de  $\text{Cl}^-$  aporta robustez al cálculo y contribuye a reducir las incertidumbres de ambos métodos. Los buenos ajustes de ambos balances apuntan en esta dirección. Sin embargo, el modelo se podría mejorar mediante: 1) La incorporación de más datos de niveles en más puntos del acuífero para calibrar los parámetros de las zonas más pequeñas; 2) La utilización de datos temporales de la concentración del agua de lluvia; y 3) La utilización de datos de concentración de  $\text{Cl}^-$  en el agua subterránea de la cuenca para contrastar los resultados del balance de masa en otros puntos además del río.

## 6.- Conclusiones

Se ha desarrollado un modelo de balance hídrico semidistribuido a partir de un modelo agregado previo que consideraba parámetros constantes en toda la cuenca. Se han delimitado tres zonas homogéneas de parámetros teniendo en cuenta las variaciones de la altitud, pendiente del terreno, vegetación y geología predominante.

**Tabla 3.** Resultados medios anuales entre 1992 y 2012 del balance hídrico en la cuenca del río Valiñas

Precipitación (mm)	1081
Intercepción (mm)	163
Escorrentía superficial (mm)	5
ETP (mm)	928
ETR (mm)	376
Recarga en tránsito (mm)	536
Flujo hipodérmico (mm)	437
Recarga al acuífero (mm)	99
Flujo subterráneo (mm)	98
Escorrentía total (mm)	541



**Fig. 5.** Concentraciones de  $\text{Cl}^-$  medidas en el río y calculadas en el agua de escorrentía total cuando la concentración en la precipitación ( $C_p$ ) es 8, 10 y 12 mg/L. El descenso abrupto en las concentraciones calculadas en un día de octubre de 2003 se debe a un pico de escorrentía superficial. Las medidas no acusan este descenso

El modelo se ha calibrado con datos de caudales a la salida de la cuenca y niveles medidos en un pozo situado en la zona homogénea más grande. Esta limitación en la disponibilidad de datos tiene como consecuencia que los parámetros calibrados en la zona más grande tienen

menos incertidumbres que los parámetros de las restantes zonas.

**Tabla 4.** Coeficientes de determinación  $R^2$  y RMSE para el ajuste de la concentración de  $\text{Cl}^-$  en el agua de escorrentía total para 3 valores de la concentración de  $\text{Cl}^-$  en la precipitación

Concentración de $\text{Cl}^-$ en la precipitación (mg/L)	8	10	12
$R^2$	0,56	0,56	0,56
RMSE (mg/L)	6,06	2,98	4,61

El ajuste del modelo de balance a las medidas de niveles y caudales es muy bueno, tanto si se evalúa de forma gráfica como cuantitativamente mediante los coeficientes de determinación  $R^2$  y RMSE. Se ha obtenido  $R^2 = 0,95$  para los niveles y  $R^2 = 0,82$  para los caudales.

El modelo semidistribuido no ha mejorado el ajuste del modelo agregado previo, al menos en el periodo de calibración. Este resultado concuerda con muchos otros estudios realizados en los que se ha comparado la eficiencia de los modelos distribuidos con la de los modelos agregados. Aún así, en la mayoría de los casos un modelo semidistribuido o distribuido es una mejor aproximación a la realidad física que un modelo agregado.

Los resultados del balance hídrico entre 1992 y 2012 indican que la interceptación y la ETR constituyen un 50% de la precipitación media anual. De los 541 mm/a (18,77 hm<sup>3</sup>/a) de aportación media anual, el 81% corresponde al flujo hipodérmico, el 18% al flujo subterráneo y sólo el 1% a la escorrentía superficial. La recarga subterránea representa 9,2% de la precipitación anual, un valor normal en zonas graníticas de Galicia y del norte de Portugal.

Los elevados valores del flujo hipodérmico son habituales en cuencas graníticas con pendientes acusadas la del río Valiñas. Las pronunciadas pendientes del terreno y la presencia de suelos de permeabilidad alta sobre capas de granitos de baja permeabilidad con densa fracturación sub-horizontal aumentan la permeabilidad horizontal de la zona no saturada y favorecen la salida del flujo hipodérmico.

Los resultados del balance diario de masas de  $\text{Cl}^-$  en la cuenca se ajustan muy bien a las concentraciones medidas en el río. El valor calibrado de  $C_p$  es 10 mg/L, superior a los publicados en estudios regionales. En futuros estudios habrá que analizar las posibles causas de esta discrepancia.

El uso combinado de los balances diarios de agua y de masas de  $\text{Cl}^-$  aporta robustez al cálculo y contribuye a reducir las incertidumbres de ambos métodos.

Para mejorar el estudio se deberá contar con medidas de niveles en más puntos del acuífero para calibrar los parámetros de las zonas más pequeñas. También se deberá extender el periodo con datos de caudales y niveles, lo que permitirá contrastar el modelo de balance. Finalmente, se podrían utilizar también datos

de concentración de Cl<sup>-</sup> en el agua subterránea para contrastar los resultados del balance de masa en más puntos de la cuenca.

Se han presentado los resultados del estudio realizado en una pequeña cuenca piloto de la que se posee una buena cantidad de información hidrogeológica e hidroquímica. La metodología aplicada y los resultados serán útiles como referencia para otras zonas graníticas similares del noroeste de la Península Ibérica en donde existan menos datos y no se puedan realizar estudios hidrológicos e hidroquímicos detallados.

*Agradecimientos.* El desarrollo del programa VISUAL BALAN fue financiado por la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos (ENRESA). Una gran parte de las mejoras de VISUAL BALAN v2.0 se ha hecho en el marco de varios proyectos conjuntos entre la Confederación Hidrográfica del Ebro y la Universidad de La Coruña y con la financiación de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (proyectos: CGL2006-09080; REN 2003-8882). Se ha contado con financiación de la Xunta de Galicia dentro del Programa "Consolidación e estruturación de unidades de investigación competitivas", modalidad de Grupos de referencia competitiva nº expte. 2012/181. Agradecemos a todos los que han contribuido a las mejoras del código. También se agradece la colaboración del Prof. Antonio Paz González del Grupo Agua y Suelo de la UDC por facilitar los datos de Cl<sup>-</sup> del río Valiñas.

## 7.- Bibliografía

- Alcalá, F. J., 2005. *Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico*. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña. <http://www.tdx.cat/handle/10803/6240;jsessionid=A4C27AD702E6C20580EED864246D3A1C.tdx2> [consulta: febrero 2013].
- Antelo, J.M., y F. Díaz-Fierros, 2011. *As augas de Galicia*. Ed. Consello da Cultura Galega. Santiago de Compostela, 611.
- Custodio, E., 1997. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: Congreso de la AIH-GE, Las Palmas de Gran Canaria, España. Editorial Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid, 83-109.
- Dewandel, B.P., Lachassagne, R. Wyns, J.C. Maréchal, y N.S. Krishnamurthy, 2006. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J. Hydrol.* 330, 260–284.
- Espinha Marques, J., J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J.M. Carvalho, H.I. Chaminé, J.M. Marques, G.T. Vieira, C. Mora, y F. Sodrê Borges, 2011. Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model. *Environ. Earth Sci.* 62:6, 1219-1234.
- Espinha Marques J., J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, G.T. Vieira, C. Mora, J. M. Carvalho, Helder I. Chaminé, José Manuel Marques, y F. Sodrê Borges, 2006. Avaliação de recursos hídricos através de modelação hidrológica: aplicação do programa VISUAL BALAN v2.0 a uma bacia hidrográfica na Serra da Estrela (Centro de Portugal), *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 31, 43-65.
- Molinero, J., G. Soriano, y J. Samper, 1998. Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en Galicia: situación actual y estudio de detalle en la cuenca del Valiñas, en Jornadas sobre la contaminación de las aguas subterráneas: un problema pendiente, eds. Samper, J., Sahuquillo, A., Capilla, J.E., Gómez Hernández, J.J., AIH-GE, Valencia, 255-260.
- Pisani, B., 2008. *Acoplamiento de modelos hidrológicos semidistribuidos y sistemas de información geográfica*. Tesis Doctoral. Universidade da Coruña. [http://ruc.udc.es/dspace/bitstream/2183/1102/1/PisaniVeiga\\_td.pdf](http://ruc.udc.es/dspace/bitstream/2183/1102/1/PisaniVeiga_td.pdf)
- Raposo, J.R., J. Molinero y J. Dafonte, 2012. Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain). *Hydrol. Earth. Syst. Sc.*, 16, 1667–1683.
- Samper, J., 1998. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: Utilización, Calibración e Incertidumbres. *Bol. Geológico y Minero*, 109-4, 31-54.
- Samper J, G. Soriano y J. Molinero, 1997. Las aguas subterráneas en Galicia: Resultados en la cuenca piloto del río Valiñas, en: *Hydrogeology of Hard Rocks, some experiences from Iberian Peninsula and Bohemian Massif*, eds. J. Yélamos, y F. Villarroya. A.I.H. Grupo español. Madrid. 149-157.
- Samper J, Ll. Huguet, M.A. García Vera, y J. Ares, 1999. Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Publicación Técnica de ENRESA nº 5/99. Madrid. 205.
- Samper, J., B. Pisani, y J. Espinha-Marques, 2011. Estudio del flujo hipodérmico en zonas de montaña. Actas de las X Jornadas de Estudios en la Zona No Saturada, ZNS'11. Salamanca. 365-370.
- Samper, J., M.A. García Vera, B. Pisani, D. Alvares, J. Espinha Marques, A. Varela, y J.A. Losada, 2007. Using Hydrological models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela), en: *Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability*. Proc. of the IV InterCeltic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources, Guimaraes, Portugal, IAHS Publ. 310 (Red Book).
- Samper, J., 2011. Avances en la estimación de la recarga a los acuíferos. En: *Tomo Homenaje a E. Custodio*, Ed. IGME, 361-372.
- Silva, B., T. Rivas, E. García-Rodeja, y B. Prieto, 2007. Distribution of ions of marine origin in Galicia (NW Spain) as a function of distance from the sea. *Atmos. Environ.* 41, 4396-4407.
- Smith, M.B., K.P. Georgakakos y X. Liang, 2004a. The distributed model intercomparison project (DMIP). *J. Hydrol.* 298, 1-3.
- Smith, M.B., D. Seo, V. Kore, S. Reed, Z. Zhang, Q. Duan, F. Moreda, y S. Cong, 2004b. The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. *J. Hydrol.* 298, 4-26.
- Smith, M.B., V. Koren, S. Reed, Z. Zhang, F. Moreda, Z. Cui, Z. Lei, D. Cong, D. Seo, y J. Schaake, 2006. The Distributed Model Intercomparison Project: Phase 2. Science Plan. *Geophys. Res. Abstr.* 8, 10308.
- Soriano G., y J. Samper, 2000. Hidrogeología de una pequeña cuenca piloto en medios graníticos: Cuenca del Valiñas (A Coruña). Jornadas hispano-lusas sobre las aguas subterráneas en el noroeste de la península ibérica, eds. Samper, Leitao, Fernández y Ribeiro. 73-81.
- Wyns, R., J.M. Baltassat, P. Lachassagne, A. Legchenko, J. Vairon, y F. Mathieu, 2004. Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 175, 21–34.