

## ESTIMACIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL ACUIFERO SUPERFICIAL EN CUENCAS HUMEDAS DE MONTAÑA MEDIANTE EL ANÁLISIS DE CAUDALES DE RECESIÓN

F. Vegas<sup>1</sup>, C. Alvarez<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente, Universidad de Cantabria, Avda. de los Castros s/n, Santander, España, Fernando.vegas@alumnos.unican.es, vegasfernando@gmail.com

<sup>2</sup> Instituto de Hidráulica Ambiental – IH Cantabria, Avda. de los Castros s/n, Santander, España.

**RESUMEN.** La descarga de aguas subterránea poco profundas constituyen una gran parte del caudal de los ríos en climas húmedos, lo que indica la estrecha interacción entre aguas subterráneas y superficiales. Sin embargo modelizar el flujo de aguas subterráneas a menudo se encuentra limitado por la falta de datos hidráulicos, especialmente en las cuencas de montaña. En el presente estudio se analiza la capacidad del análisis de recesión de caudales en cuencas de montaña de clima húmedo para estimar los principales parámetros hidráulicos del acuífero superficial (poco profundo), basándonos en relaciones acuífero-escurrentía. En nuestro estudio usando 23 años de registros de caudales diarios (1980-2003) de 3 cuencas de montaña de clima húmedo: Miera, Pas y Besaya, ubicadas en la comunidad autónoma de Cantabria, España. La metodología usada se basa en mejorar el modelo “matching strip method” para el análisis automático de series temporales y determinar el índice de recesión medio y la curva maestra de recesión (MRC) en cada cuenca estudiada. Posteriormente para la estimación de los parámetros hidráulicos nos hemos basado en el modelo conceptual de Rorabaugh (1960), en combinación con los parámetros geomorfológicos de las cuencas de estudio. Los resultados obtenidos nos indican que las estimaciones son razonablemente coherentes con la geología regional y las propiedades del suelo, y se encuentran dentro del rango de valores medidos en el terreno.

**ABSTRACT.** Groundwater flow of the shallow aquifer is an important component of the river flow in humid climates. This characteristic indicates the close interaction between groundwater and surface water. However, modelling groundwater flow is often limited by the scarce hydraulic data, especially in mountain basins. The present paper describes a methodology to estimate hydraulic properties of the shallow aquifer based on the analysis of the hydrograph recession from mountain basins of humid climate. This study analyses 23 year daily flow records (1980-2003) in 3 basins: Miera, Pas and Besaya, located in Cantabria region, Spain. The methodology improved and automated the matching strip method to prepare the master recession curve (MRC) and determined the recession coefficient. The hydraulic parameters of shallow aquifer (transitivity, storage capacity and diffusivity) are estimated by the conceptual model of Rorabaugh (1960), in combination with geomorphologic parameters of the study basins. According to our results, average hydraulic properties of the shallow aquifer are reasonably consistent with regional geology data and soils properties reported in the literature.

### 1.- Introducción

La región de Cantabria se caracteriza por su clima templado- húmedo con precipitaciones entre 1000 y 2000 mm/año, relieve muy accidentado (42 % de la superficie a cotas por encima de los 700 m.s.n.m), ríos de carácter torrencial que desembocan en el mar Cantábrico y que presentan un corto recorrido desde su nacimiento hasta su desembocadura e.g Miera, Saja, Besaya y Pas con longitudes menores a 70 km. Estas condiciones favorecen que los ríos presenten caudales elevados en la época de lluvias, y bajos durante las épocas de estiaje (verano). Las condiciones naturales de las cuencas y las presiones antropogénicas como el crecimiento urbanístico y el fuerte incremento de la población durante el periodo estival, condicionan principalmente la disponibilidad del recurso hídrico en esta región. Una adecuada gestión integral de los recursos hídricos superficiales debe basarse en un adecuado conocimiento de las aguas superficiales y subterráneas disponibles, así como la demanda y los caudales necesarios para la conservación de los ecosistemas fluviales (García et al., 2008)

La descarga de aguas subterránea poco profundas constituyen una gran parte del caudal de los ríos en climas húmedos, lo que indica la estrecha interacción entre aguas subterráneas y superficiales (Wittenberg and Sivapalan, 1999). Igualmente el flujo subterráneo puede tener un papel importante en la calidad del agua superficial (Arnold et al., 2000) por lo tanto, es de gran importancia conocer las características y evaluar el comportamiento del acuífero superficial con la finalidad de implementar una eficiente gestión de los recursos hídricos superficiales y subterráneos, así como para mitigar o prevenir la contaminación de los acuíferos conectados a las aguas superficiales.

Modelizar el flujo de agua subterránea a menudo se encuentra limitado por la complejidad del sistema y la falta de datos u observaciones in situ, especialmente en las cuencas de montaña.

Para evaluar el potencial del flujo de aguas subterráneas es necesario conocer los parámetros hidráulicos del acuífero superficial tales como la Transitividad (T), la difusividad (T/S) y el coeficiente de almacenamiento (S) de un acuífero en particular. Tradicionalmente estos parámetros se obtienen en base a pruebas de bombeo, sin embargo a escala regional, estos métodos son muy costosos y difíciles de llevar a cabo. La estimación de

estos parámetros a escala regional basados en el análisis del hidrograma de recesión es posible usando el modelo teórico desarrollado por Rorabaugh (1960) y ampliado por Rorabaugh and Simons (1966). Este modelo relaciona la descarga de caudal base con los parámetros del acuífero.

El objetivo del presente estudio es explorar la capacidad del análisis de recesión de caudales en cuencas de montaña de clima húmedo para estimar los principales parámetros hidráulicos del acuífero superficial (poco profundo).

En nuestro estudio usando los registros de caudales diarios (1980-2003) y una versión mejorada del modelo “matching strip method”, hemos estimado los parámetros hidráulicos para 3 cuencas de montaña ubicadas en la comunidad autónoma de Cantabria, España.

## 2.- Metodología

### 2.1.- Descripción de la zona de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en Cantabria (norte de España). Esta región presenta un relieve muy accidentado, con el 42 % de la superficie a cotas mayores a 700 m.s.n.m y precipitaciones que oscilan entre los 900 y 2000 mm/año. En el presente estudio se han elegido tres cuencas: Río Miera, Río Pas y el río Saja-Besaya, por su importancia para la región tanto económico, social y turístico. Estas cuencas se caracterizan por su elevada pendiente y corta longitud de la corriente principal. Presenta una geología con diversos grados de fracturación y kartsificación. La Fig. 1 muestra la ubicación del área de estudio y la delimitación de estas cuencas.



Fig. 1. Área de estudio que comprende las cuencas de Miera, Pas y Saja-Besaya y ubicación de las estaciones de aforos.

### 2.2.- Análisis de caudales de recesión

La curva de recesión de un hidrograma representa la descarga o agotamiento gradual del agua almacenada naturalmente en una cuenca durante los periodos de ausencia de una fuente de recarga, e.g precipitación y fusión de la nieve. Las características de la curva de recesión son parámetros muy útiles para estimar las propiedades hidráulicas del acuífero superficial (Hoos, 1990).

Una de las complicaciones más usuales al analizar cada una de las curvas de recesión de una serie temporal es el alto grado de variación individual, lo cual hace que el

análisis sea complicado. Un método para combinar cada curva individual de recesión y obtener una representación media del caudal base de recesión es la técnica llamada curva maestra de recesión (MRC). La MRC representa la situación más frecuente de recesión y es comúnmente utilizada en modelos de previsión de escorrentía y en la estimación del flujo subterráneo. Tradicionalmente, para construir la MRC se han utilizado métodos gráficos; dos de los métodos comúnmente utilizados son el método de correlación (Rivera-Ramirez et al., 2002) y el “mach strip method” (Nathan and McMahon, 1990).

El “mach strip method” se basa en un modelo exponencial simple donde se trazan los segmentos individuales de recesión y se superponen uno tras otro hasta que la superposición de curvas formen un conjunto. La MRC se construye ajustando visualmente el conjunto de segmentos a un modelo de función hasta lograr el mejor ajuste.

Arnold et al. (1999) presentaron una técnica completamente automatizada para la construcción de la MRC, con la finalidad de predecir la pendiente del caudal de recesión usando una regresión lineal.

Uno de los problemas de usar esta técnica en los sistemas de montañas que presentan sistemas fracturados y kársticos, es que una función exponencial simple generalmente no representa satisfactoriamente la curva de recesión tal como se observa en la Fig. 2.

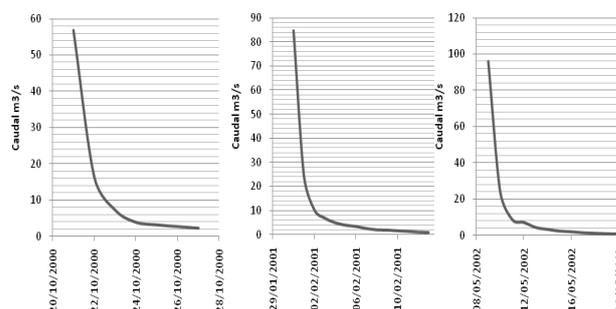


Fig.2. Segmentos de recesión extraídos de la serie de caudales del río Miera, en tres diferentes años

Para construir una curva MRC representativa para este tipo de sistemas, nos hemos basado en un algoritmo modificado de “matching strip method” desarrollado por Kristijan et al. (2006) que utiliza cinco diferentes modelos de regresión lineal y no lineal para ajustar cada segmento y crear la MRC. Mangin (1975) propuso evaluar la MRC donde se encuentran presentes sistemas kársticos y fracturados como la suma de dos componentes: Caudal de recesión ( $Q_k$ ) y un caudal de agotamiento ( $Q_b$ )

$$Q_t = Q_k + Q_b \quad (1)$$

donde  $Q_k$  se traduce como el efecto de la escorrentía superficial y la filtración del agua por el karst ( $L^3T^{-1}$ ), las fracturas y la zona no saturada.

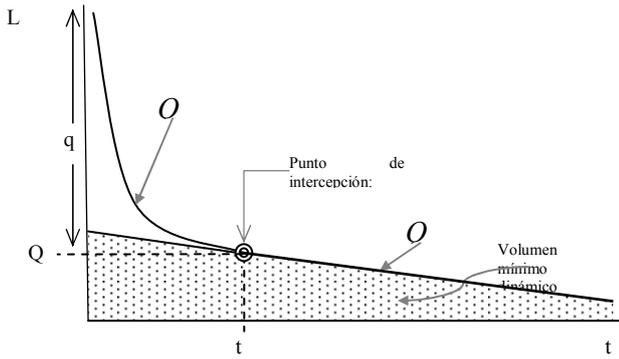


Fig.3. Esquema semilogaritmico de la curva de recesión en papel semilogaritmico propuesta por Magin (1975)

Esta curva se encuentra definida entre \$t=0\$ y \$t\_i\$ (Fig 3) . Esta zona de la curva puede ajustarse a una función homográfica definida a continuación:

$$Qk = q_0 \frac{1-\eta^t}{1+\xi t} \quad (2)$$

donde, \$\eta\$ es el coeficiente de velocidad de infiltración (\$T^{-1}\$), y se estima como \$\eta=1/t\_i\$, \$\xi\$ es el coeficiente de heterogeneidad (\$T^{-1}\$), que cuanto mayor sea su valor más rápido es la decrecida del flujo y puede estimarse mediante la linealización de la ecuación usando un cambio de variable:

$$y = \frac{t_i-t}{Qk} \quad (3)$$

\$t\_i\$ es el tiempo de inicio en días del caudal de agotamiento (baseflow) y puede ser estimado mediante la ecuación propuesta por (Lysley et al., 1975)

$$t_i = 0.827A^{0.2} \quad (4)$$

donde A es el área de drenaje de la cuenca en kilómetros cuadrados.

En el presente trabajo nos ocuparemos solamente del caracterizar el caudal base, el cual nos permitirá evaluar las características hidráulicas del acuífero superficial.

En la Ec.(1) \$Qb\$ representa el agotamiento (\$L^3T^{-1}\$) y depende sobre todo de la zona saturada. La expresión más adecuada para representar este componente es la fórmula de Maillet:

$$Qb = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (5)$$

donde \$Q\_0\$ es el caudal en el inicio del agotamiento (\$L^3T^{-1}\$), \$\alpha\$ es el coeficiente de recesión, y \$t\$ el tiempo transcurrido desde ese momento (T).

Para automatizar el proceso de creación de la MRC, se creó un script en MATLAB (disponible sin cargos solicitándolo vía email al autor), usando un algoritmo que ofrece cinco modelos de regresión: lineal (\$y=ax+b\$), exponencial (\$y=be^{ax}\$), logarítmica (\$y=b+a \ln(x)\$), potencial (\$y=bx^a\$) y polinómica de segundo orden (\$y=ax^2+bx+c\$); para

obtener la expresión cuantitativa más apropiada para la MRC. Este script simula el método gráfico de superposición cada segmento de recesión usando la adaptación del "matching strip method".

El algoritmo es simple, partiendo de una serie temporal de caudales medios diarios, se identifica individualmente cada periodo de recesión (Fig 4). Comúnmente en climas húmedos la longitud del periodo de recesión se asume entre 5 y 10 días, en nuestro estudio luego de analizar diferentes series de caudales hemos definido como el periodo mínimo de recesión en 5 días. Una vez definido este criterio la serie se descompone en segmentos cortos (>5 días), que corresponde a cada evento individual de recesión. A continuación cada una de estas series son ordenadas de mayor a menor según el valor inicial de cada segmento y son asociados a un tiempo relativo donde el tiempo de inicio de cada segmento es igual a cero.

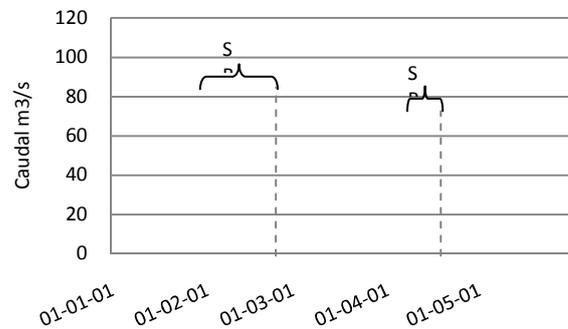


Fig.4. Ejemplo de definir segmentos de recesión en una serie temporal de caudales del río Miera

Una vez obtenida la serie de segmentos ordenados, el primer segmento (con el mayor valor inicial) es testeado con los 5 diferentes modelos de regresión descritos anteriormente y se selecciona el mejor ajuste basándonos en el criterio del coeficiente de correlación (\$R^2\$). A esta curva ajustada la llamaremos primera curva de recesión (I\_MCR). Definida la I\_MCR, se selecciona el siguiente segmento de recesión (segundo mayor valor inicial) y se traslada a la posición de inicio que le corresponde según I\_MCR. Esto se logra calculando el valor de tiempo que le corresponde al valor inicial del segundo segmento, usando el modelo de recesión de la I\_MCR; e.g. si el modelo de regresión de la I\_MCR es una función lineal (\$y=ax+b\$), el posición de inicio del segundo segmento (\$x\_2\$) está dado por: \$x\_2=y\_2/a - b\$; donde \$y\_2\$ es el valor inicial del segundo segmento. La posición para el resto de los valores del segundo segmento, se obtiene sumando \$x\_2\$ a los tiempos relativos de los valores restantes, obteniendo una composición de dos segmentos.

En el siguiente paso, se aplica nuevamente el análisis de regresión a la composición de segmentos obtenida y seleccionamos el mejor modelo de regresión. Al igual que en el paso anterior se selecciona el siguiente segmento (tercero) y se traslada a la posición adecuada en la segunda curva de regresión de la misma manera como se describió anteriormente. Estos pasos se repiten hasta

procesar todos los segmentos, y finalmente la composición de segmentos se describe con el mejor modelo de regresión, obteniendo finalmente la MRC.

2.3.- Características hidráulicas del acuífero superficial

Con la finalidad de evaluar la relación entre la descarga del acuífero y el caudal en los ríos, Rorabaugh (1964) desarrolló un modelo teórico para estimar los caudales que aporta el flujo subterráneo asumiendo acuífero de conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento y profundidad constante. La curva de recesión en la gráfica semilogarítmica después de un período de tiempo transcurrido desde la última recarga de eventos, tiene un comportamiento lineal (Fig. 3). A este tiempo se le llama tiempo crítico de acumulación y depende del sistema hidrogeológico y la intensidad de las lluvias. Rorabaugh (1964) se define de la siguiente manera:

$$ti = \frac{0.15a^2S}{T} \tag{6}$$

donde  $T$  es la transmisividad ( $L^2T^{-1}$ ),  $S$  es el coeficiente de almacenamiento y  $a$  es la distancia media de la río a la línea divisoria (mitad de ancho del acuífero en  $L$ ). Posteriormente a este tiempo crítico, el nivel de agua desciende exponencialmente con el tiempo, por lo tanto  $T/S$  puede obtenerse de la pendiente del segmento lineal, utilizando la siguiente ecuación (Rorabaugh, 1960)

$$\frac{T}{S} = \frac{4 a^2 \log(h_1/h_2)}{(t_2-t_1)} \tag{7}$$

$$\frac{\log(h_1/h_2)}{t_2-t_1} = 1/K \tag{8}$$

donde  $h_1$  es el nivel de agua durante el período de recesión  $t_1$  y  $h_2$  es el nivel de agua en el período de recesión  $t_2$  y  $K$  es el inverso de la constante de recesión ( $1/\alpha$ ) y se obtiene de la Ec.(5).

Una estimación de la transividad se puede calcular mediante la ley de Darcy

$$T = \frac{Qb}{IL} \tag{9}$$

donde: Donde  $T$  es el coeficiente de transmisividad ( $L^2T^{-1}$ )  $Qb$  es la recarga de aguas subterráneas total que se supone igual al flujo de base ( $L^3T^{-1}$ ),  $I$  es el gradiente hidráulico que se supone paralelo a la superficie del terreno e igual a la pendiente media de la cuenca adyacente a las zonas de evacuación y  $L$  la longitud de las zonas de descarga ( $L$ ). Finalmente reemplazando el valor de Ec.(9) en Ec.(7), podemos obtener el coeficiente de almacenamiento.

3.- Resultados y discusión

3.1.- Curva maestra de recesión

La Fig. 5 muestra las etapas del cálculo de la MRC y la

separación de la curva de agotamiento según la metodología explicada anteriormente, para la cuenca del río Pas. De igual forma se calcularon las MCR correspondientes a cada cuenca. Podemos observar en la Fig. 5 (a) que el mejor modelo de ajuste es una función potencial. Este tipo de curvas se han encontrado en algunos estudios de manantiales de sistemas fracturados y kársticos en el norte de España (Cruz-Sanjulian and Morales, 1987). La Tabla 1, resume los resultados encontrados para cada cuenca estudiada.

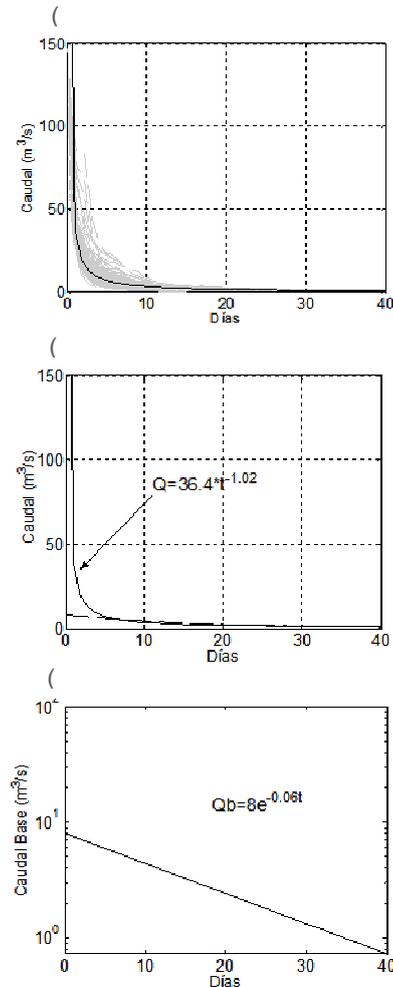


Fig.5. Cuenca del río Pas (a) Segmentos de recesión superpuestos (b) Curva Maestra de recesión del Río (c) Curva de agotamiento

Igualmente observando la Fig. 5 (b) y (c) podemos observar que se ha podido caracterizar claramente el agotamiento. En el caso de la cuenca del río Pas, este agotamiento se inicia aproximadamente entre 3 y 4 días después de haber alcanzado el caudal máximo.

La caracterización del agotamiento (caudal base) en la cuenca del río Miera presenta un  $\alpha = 0.15$ , que es mayor a las otras dos cuencas, esto significa que la cuenca posee un agotamiento más rápido que las otras dos cuencas, lo

cual se presenta coherente debido a que esta cuenca presenta una pendiente media mayor que las demás (42%) y presenta conglomerados de calizas muy fisuradas y karstificadas presente hasta los 1500 m.s.n.m.

**Tabla 1.** Curvas maestras de recesión para cada cuenca estudiada

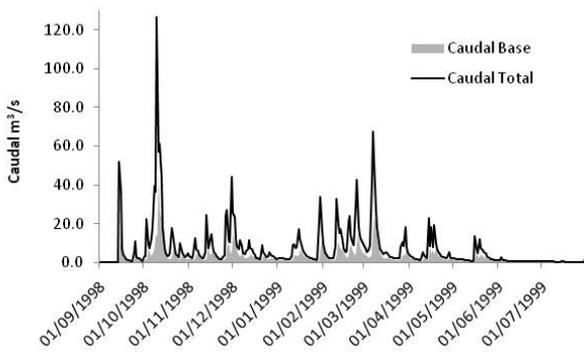
Cuenca	MRC	R <sup>2</sup>	Curva de Agotamiento
Miera	$Qt = 24.47t^{-1.17}$	0.85	$Q_b = 7.93e^{-0.15t}$
Pas	$Qt = 36.40t^{-1.02}$	0.83	$Q_b = 8.0e^{-0.06t}$
Besaya	$Qt = 65.76t^{-1.03}$	0.84	$Q_b = 19.7e^{-0.09t}$

3.2.- Separación del caudal base

Con la finalidad de obtener el caudal medio base (Qb) en cada cuenca, es necesario obtener el caudal base diario. Para obtener el caudal base a partir de una serie de caudales medidos, existen diversos algoritmos basados en filtros digitales del hidrograma. En nuestro estudio hemos implementado el filtro de Eckhardt (2005) que está basado en dos parámetros: el índice máximo de caudal base (BFImax) y el coeficiente de recesión. El caudal base en función del caudal total queda expresado como:

$$b_t = \frac{(1-BFI_{max})\alpha b_{t-1} + (1-\alpha)BFI_{max}Q_t}{1-\alpha BFI_{max}} \tag{10}$$

donde  $b_t$  es el caudal base en el tiempo  $t$ ,  $\alpha$  el coeficiente de recesión,  $BFI_{max}$  es el máximo índice de caudal base y es un parámetro a optimizar usando los caudales mínimos del hidrograma, y  $Q$  es el caudal del hidrograma en el tiempo  $t$ .



**Fig. 6.** Separación del hidrograma de la cuenca del río Miera usando el filtro digital de Eckhardt

Una vez separado el caudal base para cada serie temporal, podemos obtener el caudal medio base para el periodo de estudio. Así hemos encontrado que el caudal base para el río Miera es de 1.6 m<sup>3</sup>/s, para el río Pas 2.6 m<sup>3</sup>/s y para el río Besaya 2.7 m<sup>3</sup>/s. Esta metodología de separación no posee una base física, sin embargo nos ayuda a obtener valores aproximados bastante aceptables, así tenemos que los caudales bases medios obtenidos en cada cuenca son muy

similares a los obtenidos por García et al.,(2008) usando un modelo hidrológico para su estimación.

3.3.- Estimación de Parámetros Hidráulicos

Para estimar la difusividad reemplazamos la Ec (8) en Ec (7). El parámetro  $a$  se obtiene en base a las características geomorfológicas de la cuenca, y se supone como la mitad del ancho medio de la cuenca, y esto es igual a:

$$a = \frac{1}{2} * \frac{A}{L} \tag{11}$$

donde  $A$  es el área de la cuenca (L<sup>2</sup>) y  $L$  la suma de la longitud los cauces (L).

Para estimar la transmisividad (T) usamos la Ec (9). Para definir el gradiente hidráulico Rorabaugh (1960) supone que el perfil del nivel freático se comporta de manera similar a la topografía de la superficie, y que la elevación media del nivel freático es la mitad de la altura del nivel freático, es decir el gradiente hidráulico se considera la mitad del gradiente topográfico. Finalmente estimados los parámetros anteriores podemos obtener los respectivos parámetros hidráulicos para cada cuenca.

En la Tabla 2, se muestran los resultados obtenidos para cada cuenca. Los valores de transmisividad obtenidos, entre los 8 m<sup>2</sup>/día y 11 m<sup>2</sup>/día, concuerdan razonablemente con medidas puntuales hechas en la cuenca del río Pas, donde han obtenido valores entre 10 m<sup>2</sup>/s y 30 m<sup>2</sup>/día, con mínimos absolutos de 1m<sup>2</sup>/día. (Gobierno de Cantabria, 2005)

**Tabla 2.** Parámetros hidráulicos y geomorfológicos estimados para cada cuenca estudiada.

Cuenca	Miera	Pas	Besaya
Area (Km <sup>2</sup> )	162.2	369.6	435.8
Longitud (Km)	58.2	152.0	175.1
Densidad drenaje (Km/Km <sup>2</sup> )	0.36	0.41	0.40
a (m)	1393.7	1215.9	1244.2
Pendiente media	0.42	0.37	0.29
Gradiente hidráulico	0.21	0.19	0.15
$\alpha$	0.15	0.06	0.09
K (días)	6.7	16.7	11.1
Caudal medio base( m3/s)	1.6	2.7	2.6
BFI max	0.6	0.5	0.6
T/S (m <sup>2</sup> /día)	271842.8	82764.4	129995.3
T (m <sup>2</sup> /día)	11.4	8.2	8.7
S	4.18*10 <sup>-5</sup>	9.92*10 <sup>-5</sup>	6.7*10 <sup>-5</sup>

Los valores estimados de coeficiente de almacenamiento, se encuentran dentro del rango de valores típicos de los acuíferos kársticos, con presencia de calizas y dolomías.

4.- Conclusiones

En un sentido general, este estudio nos introduce y

demuestra un protocolo con el cual es posible estimar con cierta precisión los parámetros hidráulicos del acuífero superficial en una escala regional, basándonos en el hidrograma de caudales y la geomorfología de la cuenca.

Igualmente hemos comprobado que es posible automatizar la creación de una curva maestra de recesión, logrando con esto un análisis rápido, eficaz y práctico de una larga serie temporal de caudales y poder caracterizar el agotamiento con relativa sencillez.

Los resultados obtenidos en base a esta metodología sugieren que se puede obtener aproximaciones de los parámetros dentro de un rango razonable de valores, por lo tanto este tipo de metodología podría ser útil en la estimación de parámetros hidráulicos en cuencas con escasez o ausencia de datos medidos.

*Agradecimientos.* Este trabajo es financiado mediante una beca doctoral por la Agencia de Cooperación Internacional para el desarrollo – AECID. Se agradece a la Universidad de Cantabria- E.T.S.I. de Caminos, Canales y Puertos y al Grupo de Emisarios Submarinos e Hidráulica Ambiental-IH Cantabria por el apoyo en el presente trabajo. Igualmente se agradece al Gobierno de Cantabria, por poner a disposición sus estudios.

## 5.- Bibliografía

- Arnold, J.G. y Allen, P.M., 1999. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 35(2): 411-424.
- Arnold, J.G., Mutiah, R.S., Srinivasan, R. y Allen, P.M., 2000. Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. *Journal of Hydrology*, 227(1-4): 21-40.
- Cruz-Sanjulian, J.J. y Morales, T., 1987. Caracterización del sistema karstico de Olalde a partir de análisis del hidrograma del manantial. *Estudios geol.*, 43: 71-77.
- Eckhardt, K., 2005. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2): 507-515.
- García, A. et al., 2008. Surface water resources assessment in scarcely gauged basins in the north of Spain. *Journal of Hydrology* 356: 312– 326.
- Gobierno de Cantabria, 2005. Estudio Integral de la cuenca del río Pas, Consejería de Medio Ambiente, Gobierno de Cantabria, Santander Spain (in Spanish).
- Hoos, A., 1990. Recharge rates and aquifer hydraulic characteristics for selected drainage basins in the middle and east Tennessee. USGS, *Water-Resources Investigations Report*, 90-4015.
- Kristijan, P., Andrea, B.D. y Zoran, N., 2006. A Visual Basic Spreadsheet Macro for Recession Curve Analysis. *Ground Water*, 44(5): 764-767.
- Mangin, A., 1975. Contribution a l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques-Troisième partie: constitution et fonctionnement des aquifères karstiques [Contribution to the hydrodynamic study of karst aquifers, part 3: formation and work of karst aquifers]. *Ann. Spéléol*, 304(1): 21-12.
- Nathan, R.J. y McMahon, T.A., 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research*, 26: 1465-1473.
- Rivera-Ramirez, H.D., Warner, G.S. y Scatena, F.N., 2002. Prediction of master recession curves and baseflow recessions in the Luquillo Mountains of Puerto Rico. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 38(3): 693-704.
- Rorabaugh, M.I., 1960. Use of water levels in estimating aquifer constants in a finite aquifer. *International Association of Scientific Hydrology Commission of Subterranean Waters Publication*, 52: 314-323.
- Rorabaugh, M.I., 1964. Estimating changes in bank storage as groundwater contribution to streamflow. *International Association of Scientific Hydrology Publication*, 63: 432-441.
- Rorabaugh, M.I. y Simons, W.D., 1966. Exploration of methods of relating groundwater and surfacewater. Columbia River Basin\_\_Second Phase: U.S. Geological Survey Open-File Report: 62 p.
- Wittenberg, H. y Sivapalan, M., 1999. Watershed groundwater balance

estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *Journal of Hydrology*, 219(1-2): 20-33.