

CÁLCULO DE LA RECARGA DE ACUÍFEROS MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LAS CURVAS DE RECESIÓN DE HIDROGRAMAS FLUVIALES COMPUESTOS

Jorge Carrica¹ y Carlos Robledo²

¹ Departamento de Geología. UNS. San Juan 670. (8000) Bahía Blanca.

² Departamento de Matemáticas. UNS. Av. Alem 1253 (8000) Bahía Blanca.

RESUMEN

Se verifica la aplicabilidad de un método de estimación de la recarga a un acuífero libre aluvial alojado en el valle del arroyo Napostá Grande mediante el análisis de la curva de recesión de hidrogramas fluviales compuestos. El método, basado en las fórmulas tradicionales de Meyboom y Rorabough, ha sido adaptado para su empleo en hidrogramas compuestos generados por distintos mecanismos de recarga de acuífero y permite discriminar los volúmenes de agua drenados al arroyo merced a cada uno de ellos. La recarga calculada resulta compatible con la determinada por otros métodos como los balances hidrológicos y técnicas hidroquímicas. Se concluye que la recarga indirecta por parte del acuífero loésico regional que enmarca el valle es la principal fuente de alimentación al acuífero aluvial superando a la recarga por agua de lluvia y al almacenamiento de ribera que se produce dentro del valle. El método puede resultar de utilidad para estimar la recarga en cuencas drenadas por cursos efluentes con escasa información piezométrica seriada de las riberas como la estudiada, pero debe disponerse de un sólido conocimiento hidrogeológico del área.

Palabras Claves: Recarga-Hidrogramas fluviales compuestos

ABSTRACT

The applicability of a method of ground water recharge estimation to an alluvial phreatic aquifer in the valley of Napostá Grande river is verified using the streamflow curve recession from hydrographs composed. Based on the traditional formulas of Meyboom and Rorabough the method has been adapted for its use in hydrographs composed generated by different recharge mechanisms, it allow discriminate the volume drained by each of them. The recharge calculated is equivalent with those determined by water balance and hydrochemistry methods. The main water supply to the alluvial aquifer taking place from the indirect recharge of regional loessic aquifer, it is higher than rain water recharge and bank storage. Having an important hydrogeologic knowledge of an area the method can be useful for estimating the recharge in river basins with efluent stream and continuous water level information near the stream.

Keywords: Recharge- Streamflow hydrographs composed

1. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

Desde principio del siglo pasado varios investigadores han planteado matemáticamente el régimen de descarga de un acuífero libre con desagüe a nivel variable en régimen no influido y a partir de ella estimar el volumen de agua almacenada en el acuífero producto de la recarga (Boussinesq, 1904 y Maillet, 1905, en Custodio y Llamas, 1983). En cuencas drenadas por cursos efluentes la recarga del acuífero puede

estimarse a partir de la separación del caudal básico de hidrogramas fluviales con extensos registros de aforos asumiendo que el caudal básico (descarga del acuífero) es o está en relación directa de la recarga (Meyboom, 1961, en Rutledge and Daniel, 1994; Rorabough, 1964; Mau and Winter, 1997; Arnold *et al.*, 2000). Sin embargo, la descarga puede ser menor que la recarga debido a la explotación del acuífero, la evapotranspiración desde acuíferos someros, la existencia de flujos subterráneo profundos etc. (Halford and Mayer, 2000). Por otra parte, el caso de un curso alimentado por dos acuíferos de características distintas genera hidrogramas fluviales compuestos, situación que limita el uso de métodos tradicionales (desarrollados para hidrogramas simples) y el cálculo del caudal básico requiere de laboriosas técnicas de separación gráfica a partir de la curva de recesión de cada acuífero (Linsley *et al.*, 1982).

La cuenca superior y media del arroyo Napostá Grande ha sido seleccionada como potencial área de explotación del recurso hídrico subterráneo para abastecimiento adicional a la ciudad de Bahía Blanca y alrededores (Bonorino *et al.*, 1990; Carrica, 1998), por lo que resulta de sumo interés determinar las áreas de recarga y los mecanismos por los que se produce y estimar su magnitud. Este trabajo cuantifica la recarga que, por distintos mecanismos, recibe el acuífero aluvial que rellena el valle del arroyo a través del análisis de la curva de recesión de hidrograma fluviales compuestos. No hay antecedentes del uso de este tipo de metodologías en cursos de la región, a excepción del uso de técnicas simples de separación gráfica del caudal básico realizados por Carrica (1998) y Carrica y Bonorino, (2000).

2. ASPECTOS METODOLÓGICOS

Los métodos de cálculo de la recarga basado en los fórmulas de Meyboom, 1961 y Rorabough, 1964 (en Rutledge and Daniel, 1994) expresan la descarga subterránea a un curso (caudal base) como una función compleja del tiempo después del evento de recarga. Esta función puede ser aproximada, después de un “tiempo crítico” a una ecuación que expresa el logaritmo de la descarga subterránea como una función lineal del tiempo. El “tiempo crítico” (T_c) después del pico de crecida es una función lineal del índice de recesión (K_r) que expresa el tiempo en días requerido para que la recta que representa la descarga subterránea disminuya un ciclo logarítmico, siendo:

$$T_c \sim 0,2144 K_r \quad (1)$$

El volumen potencial total de descarga subterránea (V) es una función lineal del caudal inicial (al comienzo de la curva de recesión), Q_0 y del K_r ; expresándose (Meyboom, 1961; en Rutledge y Daniel, 1994):

$$V = Q_0 \cdot K_r / 2,3026 \quad (2)$$

Si se asume el principio de que la descarga o caudal básico es igual a la recarga, V equivale a la recarga del acuífero.

Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...

El método de Rorabough, o de “desplazamiento de la curva de recesión” estima directamente la recarga en base a los caudales extrapolados de las curvas de recesión en T_c antes (Q_1) y después (Q_2) del pico de crecida, siendo:

$$R = 2 (Q_2 - Q_1) K_r / 2,3026 \quad (3)$$

Estos métodos ha dado resultados aceptables en cuencas de menos de 1.300 Km² con K_r inferiores a 300 días y para hidrogramas simples, (Rutledge and Daniel, 1994; Mau and Winter 1997; Arnold *et al.*, 2000; y Scanlon *et al.*, 2002). Para alcanzar resultados fiables conviene realizar el análisis a escala diaria y extender el método a varios años, además de poseer un detallado conocimiento hidrogeológico de la cuenca (Martí Vallbona, 1997; Halford and Mayer, 2000; Ketchum *et al.*, 2000).

En base a estos conceptos se desarrolló un método de cálculo de la recarga para hidrogramas compuestos que se aplicó utilizando registros de aforos seriados de caudales medios diarios de dos cortas series. Las series abarcan de 1936 a 1944 y de 1988 a 1990 (12 años completos) para la estación de aforo Cerro del Aguila y de 1963 a 1967 y mas el año 1990 (seis años completos) para la estación de aforo Puente Canesa, ubicada unos 47 Km del curso aguas debajo de la anterior. Figura 1.

3. AREA DE ESTUDIO

Comprende unos 710 Km² de las cuencas hidrográficas superior (196 Km²) y media (514 Km²) del arroyo Napostá Grande, las que se ubican en el sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. Los valles extraserranos, de importancia para este estudio, ocupan unos 36 Km² de la cuenca superior y 70 Km² de la media.

3.1. Características generales

La cuenca en su totalidad forma parte de la vertiente sudoccidental de las Sierras Australes y abarca unos 1.237 Km², figura 1. Está delimitada al norte por las sierras, al oeste por la cuenca del río Sauce Chico, al este por la del arroyo Napostá Chico y al sur por el estuario de Bahía Blanca, lugar donde desemboca el arroyo.

El clima de la zona es de transición entre el templado húmedo de la llanura pampeana y el de estepa dominante en la Patagonia. El módulo pluviométrico anual alcanza los 753 mm en la cuenca superior y algo menos, unos 680 mm, para la cuenca media.

El balance hidrológico global es levemente deficitario, condición que se acentúa en verano (Carrica, 1998). Los suelos son someros y su desarrollo en profundidad está limitado por la presencia de tosca. Se trata de molisoles de textura limosa cuya capacidad de almacenaje de agua media de 216 mm. Dentro de los valles, donde los niveles de tosca están ausentes, los suelos presentan un desarrollo mayor.

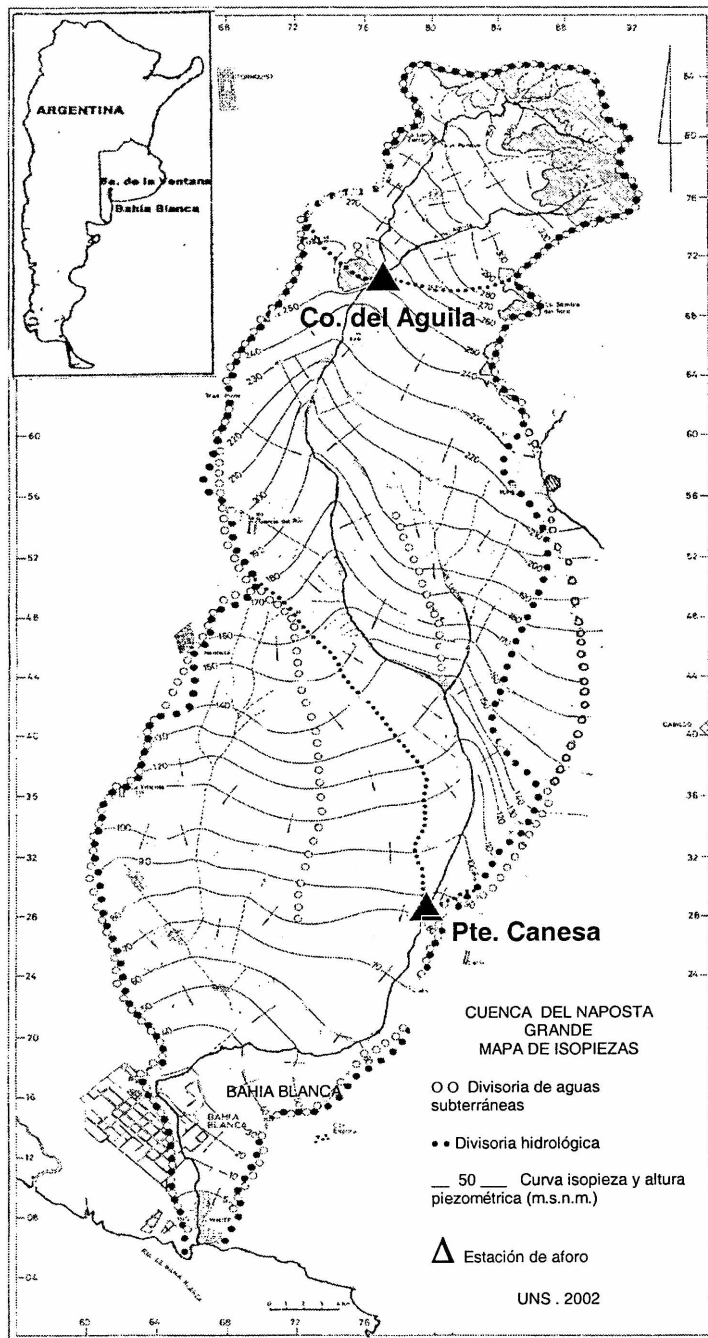


Figura 1. Area de la cuenca y mapa de isopiezias de la capa freática.

Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...

La cuenca presenta en su mayor parte un relieve de llanura de suave pendiente hacia el sur, constituyendo el único elemento orográfico las Sierras Australes que presentan relieves abruptos con crestas que alcanzan 1.200 m.s.n.m. La red de drenaje la integran cursos permanentes y semipermanentes de densidad moderada y su diseño y funcionalidad permite subdividir a la cuenca, para su estudio, en tres sectores: cuenca superior, media e inferior. El arroyo, que presenta un régimen permanente, ingresa a la llanura como un curso maduro de marcada aloctonía, encajonado entre barrancos de 4 a 6 metros de altura producto del rejuvenecimiento del paisaje. Su módulo fluviométrico anual es de 0,4 m³/s con un coeficiente de escurrimiento de 0,13 para la cuenca superior (Estación de aforo Cerro del Aguila) y de 0,9 m³/s y 0,06 respectivamente para la cuenca media (Puente Canesa).

La red de drenaje se presenta bien integrada sobre el sistema serrano, pero no así en el piedemonte donde los cursos de vertiente pierden definición por infiltración en los materiales coluviales y aluviales modernos constituyendo la principal zona de recarga regional de los acuíferos. Los afloramientos de las rocas paleozoicas acuífugas, que abarcan un 30% de la cuenca superior, las fuertes pendientes, la redondez de su morfología en planta y la mayor densidad de drenaje, generan vías de escurrimiento de carácter torrencial, por lo que el sector es considerado un área generadora de avenidas, apreciación que condice con los fuertes caudales picos y cortos tiempo base observados en los hidrogramas de crecidas de la estación de aforo Cerro del Aguila. El comportamiento de la cuenca media es fundamentalmente de conducción de los excesos hídricos del área generadora, no obstante existe una importante adición de caudales subterráneos ya que el arroyo presenta un comportamiento efluente con respecto a la capa freática.

En síntesis, las características geomorfológicas, geológicas y edáficas, condicionan los caracteres morfológicos y funcionales del escurrimiento superficial y subterráneo. Las sierras y los valles de vertiente favorecen el escurrimiento de tipo torrencial; el piedemonte constituye el área de recarga regional de los acuíferos y los valles extraserranos actúan como zonas de recarga local y descarga del acuífero regional.

3.2. Aspectos hidrogeológicos

A excepción de los afloramientos de rocas cuarcíticas paleozoicas que conforman las sierras y el basamento hidrogeológico de la región, el área de estudio está cubierta por una potente pila sedimentaria cenozoica, dentro de la que interesan, por su importancia hidrogeológica, los “sedimentos pampeanos” o Formación La Norma del Mioceno Superior-Plioceno, (De Francesco, 1992) y los sedimentos fluviales de la Secuencia Agua Blanca del Pleistoceno Medio-Holoceno; (Zavala y Quattrocchio, 2001) que rellenan los valles. Figura 2.

Los sedimentos pampeanos se encuentran ampliamente distribuidos en toda la cuenca en posición aflorante o subaflorante y constituyen el acuífero libre y la zona no saturada de la región. Son sedimentos loésicos compuestos por arenas finas, limos y limos-arcillosos cementados por carbonato de calcio, presentando comunes zonas de

entoscamiento que los tipifican. Dada la complejidad de los procesos sedimentarios que le dieron origen, son frecuentes las anisotropías hidrolitológicas locales dando lugar a una alternancia de niveles acuíferos-acuitardos (sistema multicapa) cuyo hidroapoyo es de difícil identificación dado el pasaje transicional de estos sedimentos a las formaciones del Mioceno subyacentes. No obstante, desde el punto de vista hidrogeológico regional los sedimentos pampeanos se comportan como un solo sistema de transmisión de agua más o menos homogéneo. En el área de estudio se detectaron espesores máximos de unos 180 metros, mientras que en el área pedemontana se acuña hacia los afloramientos serranos. La transmisividad promedio del acuífero es de $150 \text{ m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$ con conductividades hidráulicas que varían localmente entre $0,5$ y $3 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ y coeficientes de almacenamiento de $0,12$ a $0,08$ para los primeros 100 metros de espesor (Carrica, 1998). Los valores de permeabilidad son mayores que los esperables por su granulometría y grado de cementación, dado que su porosidad secundaria (macroporos, microfisuras, etc.) es mayor que la primaria.

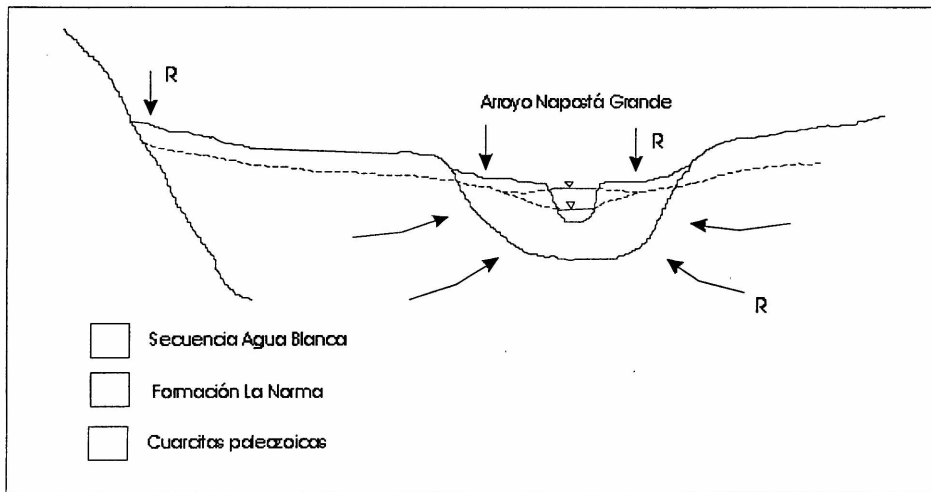


Figura 2. Perfil esquemático hidrogeológico transversal del valle del Arroyo Napostá Grande. R: recarga

El relleno sedimentario de los valles extraserranos está compuesto por una secuencia de origen fluvial, de 6 a 7 metros de espesor, compuesta por psefitas y psamitas que pasan hacia arriba a limos friables correspondientes a la Secuencia Agua Blanca, cuya sección inferior constituye el acuífero freático en ese sector. Las características hidrolitológicas intrínsecas de éstos sedimentos, y la casi ausencia de escurrimiento superficial dentro del valle evidencian su relativa alta permeabilidad, así como la de los suelos que la cubren. Estos sedimentos constituyen los abarrancamientos antes mencionados que encajonan al curso.

Los límites hidrogeológicos son simplemente divisorias de aguas subterráneas de la capa freática, existiendo una continuidad hidráulica del acuífero en cuencas vecinas, a excepción del sector serrano donde aflora el basamento hidrogeológico.

Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...

La recarga global del acuífero en la cuenca superior ha sido estimada por métodos del balance hidrológico, tanto a nivel de cuenca como de parcelas experimentales, e hidroquímicos (balance del ión cloruro) y se cifra entre un 7 y un 9 % de la precipitación anual media (Lexow 2002, Carrica y Lexow, 2002). Los sectores preferenciales de recarga son el piedemonte serrano y los valles extraserranos, claramente individualizados por las oscilaciones estacionales de niveles piezométricos y por la composición química e isotópica del agua subterránea. (Carrica, 1998). La recarga por agua de lluvia dentro del valle estimada a través del balance hidrológico de parcelas experimentales es muy variable en el espacio y en el tiempo, obteniéndose valores entre 11 y 24 % de la precipitación para períodos cortos de tiempo (Bonorino y Carrica, 2000; Lexow 2002). Dentro del área de estudio, la evapotranspiración directa de la capa freática es poco importante en términos de volumen de agua, dada a la escasa cobertura arbórea existente y la profundidad del nivel freático dentro del valle, unos 5 a 6 metros, mientras que en el resto de la cuenca supera los 10 metros. El uso de las aguas subterráneas de la cuenca se limita a la extracción mediante pequeñas bombas, en su mayoría accionadas por molinos de viento, para consumo pecuario y humano de los establecimientos rurales de la zona, por lo que, en términos del balance hidrológico de la cuenca, el volumen explotado es insignificante. Estas observaciones permiten, en principio, aproximar la tasa de recarga al caudal básico del arroyo.

3.3. Relación agua superficial y aguas subterráneas.

La morfología de la capa freática (figura 1) denota una relación directa con la geología y geomorfología y evidencia la continuidad hidráulica existente entre aguas superficiales y subterráneas. Al ingresar en la llanura los cursos se presentan marcadamente efluentes con respecto a la capa freática constituyendo el caudal básico la descarga subterránea del acuífero al curso. Los sedimentos de la Secuencia Agua Blanca que rellenan el valle del arroyo conforman un acuífero aluvial, con recarga de distinta procedencia (figura 2). Por una parte reciben recarga indirecta (R_i) producto de la descarga subterránea del acuífero freático multicapa alojado en los sedimentos pampeanos que enmarcan el valle, a lo cual se le suma la recarga por agua de lluvia (R_d) a través de su zona no saturada y recarga localizada por almacenamiento de banco o ribera (R_b) producto de las crecidas del arroyo. El volumen total de recarga merced a los tres mecanismos de aporte mencionados tienen un punto de descarga en común que es el propio arroyo constituyendo el escurrimiento ó caudal base (Q_b).

El primero de los mecanismos de recarga mencionados es más o menos constante en el tiempo y se manifiesta en el mapa de isopiezas de la figura 1, en donde la dirección general del flujo subterráneo regional de la capa freática converge hacia los valles de los cursos efluentes. Por su parte, la recarga por agua de lluvia dentro del valle queda evidenciada por las oscilaciones estacionales de los niveles freáticos observadas en pozos y por las características hidroquímicas e isotópicas de las aguas subterráneas, (Carrica, 1998; Lexow, 2002), mientras que el almacenamiento de banco es el más difícil de identificar y cuantificar dada la falta de información piezométrica contercana al curso y su existencia surge de las evidencias hidrogeológicas del valle e

hidrológicas del curso (alturas limnimétricas en las crecidas), (Carrica, 1998). Los dos últimos mecanismos son de naturaleza estocástica y pueden actuar concurrentemente con los restantes o independientemente de ellos, según la magnitud de la tormenta y la condición de humedad antecedente de la cuenca.

4. ANALISIS DE LAS CURVAS DE RECESIÓN

La forma de las curvas de recesión de los hidrogramas de crecidas del arroyo varían conforme el predominio del mecanismo de recarga del acuífero drenante. Carrica y Bonorino, (2000), seleccionaron y analizaron las curvas de recesión de 42 hidrogramas de crecidas bajo diversas condiciones de humedad antecedente de la cuenca y con disímiles caudales pico y tiempos de recesión. Los resultados obtenidos muestran que, después de una tormenta de cierta magnitud y cuando la condición de régimen no influido perdura suficientemente en el tiempo, las curvas de recesión de los hidrogramas, en escala semilogarítmica (logaritmo del caudal versus tiempo), conforman cronológicamente tres tipos de rectas frecuentemente bien marcadas.

Cada recta de recesión responde al predominio temporal de la descarga subterránea debida a cada uno de los mecanismos de recarga señalados (figura 3.) La primera, denominada arbitrariamente Tipo I, presenta un bajo K_r evidenciando una descarga rápida y de corta duración que respondería principalmente al almacenamiento de banco, mientras que cronológicamente la recta Tipo II señalaría el predominio de la descarga producto de la recarga por agua de lluvia en el valle, y si las condiciones de régimen no influido perduran en el tiempo, se dibuja el tercer tipo de recta, Tipo III, de mayor K_r , que sería la respuesta de la descarga del acuífero loésico regional. En esta última condición, el acuífero aluvial del valle actuaría como simple transmisor. Naturalmente los tres tipos de curvas presentan sectores de superposición donde el predominio de uno u otro fenómeno queda enmascarado. Además es frecuente que las curvas de recesión sean interrumpidas por el advenimiento de una nueva crecida, presentando solo ocasionalmente los tres tipos descriptos.

El índice de recesión (K_r) define la denominada "curva de recesión característica" (Master Recession Curve), (Rutledge and Daniel, 1994) que para hidrogramas simples de una misma estación de aforo es aproximadamente constante. Para los aforos de C° del Aguila se determinó un valor medio de K_r de 21 días para la curva Tipo I (K_r I); un K_r II de unos 125 días para la curva Tipo II y un K_r III variable con la estación del año y con el almacenamiento del acuífero, pero que para los meses invernales ronda los 240 días. Para Puente Canesa se obtuvieron valores promedios de K_r I = 36 días; K_r II = 125 días y K_r III también variable, entre 500 y 760 días, aunque calculado con menos datos que los anteriores (Carrica y Bonorino, 2000).

En este caso, las metodologías de cálculo de la recarga antes descriptas en el apartado 2, son inaplicables debido a que contemplan una única curva de recesión con un único K_r . En el caso particular del método de Rorabough resultaría imposible determinar el Q_1 extrapolado de la curva de recesión después del pico, especialmente la curva Tipo I por su corta duración y la Tipo III por tener un K_r muy grande. Sí, en cambio, puede estimarse el volumen de agua drenado merced a cada mecanismo a

Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...

partir de la ecuación (2) de Meyboom restando el volumen calculado para cada curva de recesión. De esta forma, el volumen total de agua drenado que se adjudica al almacenamiento de banco (V_1) sería la resta del correspondiente a la curva de recesión Tipo I del correspondiente a la Tipo II entre t_0 (origen de la curva de recesión) y t_1 ; figura 3, resultando:

$$V_1 = 1/2,3026 [(K_{rII} - K_{rI}) Q_I(t_1) + K_{rI} Q_I(t_0) - K_{rII} Q_{II}(t_0)] \quad (4)$$

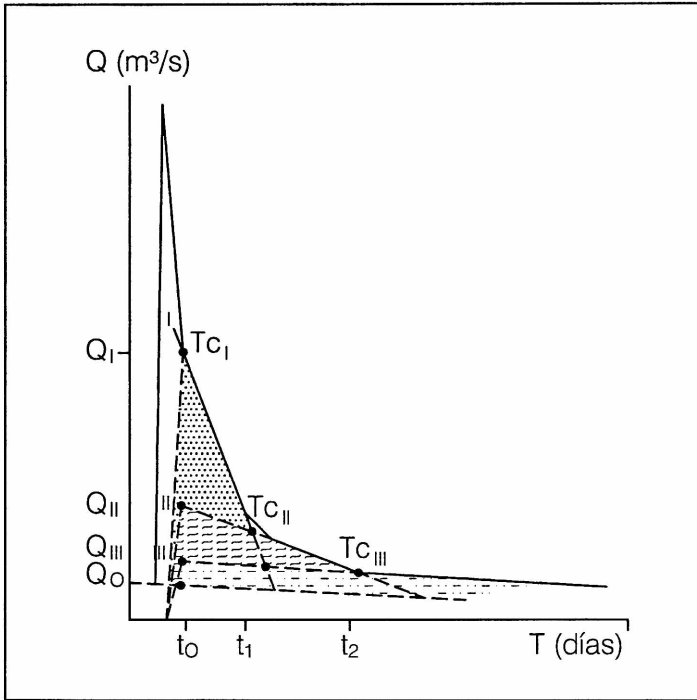


Figura 3. Hidrograma esquemático semilogarítmico de una crecida del Arroyo Napostá Grande.

Análogamente puede calcularse el volumen de agua drenado adjudicado a la recarga por agua de lluvia (V_2) y el que sería aportado por el acuífero loésico regional (V_3).

$$V_2 = 1/2,3026 [(K_{rIII} - K_{rII}) Q_{II}(t_2) + K_{rII} Q_{II}(t_2) - K_{rIII} Q_{III}(t_0)] \quad (5)$$

$$V_3 = K_{rIII}/2,3026 [Q_{III}(t_0) - Q_0(t_0)] \quad (6)$$

En la curva tipo III que representa la curva de agotamiento del acuífero loésico, el $Q_0(t_0)$ es el caudal básico antes del pico de crecida extrapolado después del mismo conforme el método de Rorabough. Por otra parte, el estudio de casos realizado por Carrica y Bonorino (2000) permitió establecer una muy buena aproximación entre el

tiempo inicial (t_0) que indica el comienzo de la curva de agotamiento determinado por separación gráfica del hidrograma y el tiempo crítico (T_c) calculado mediante la ecuación de Rorabough (1), de tal modo que el T_c puede asumirse como el tiempo a partir del cual la totalidad del caudal drenado es descarga subterránea al curso. Los T_c calculados para cada curva marcan aproximadamente el comienzo del predominio de cada una de ellas en el hidrograma. En el caso de las curvas de recesión de los hidrogramas de Cerro del Aguila, el T_c I, T_c II y T_c III corresponden a aproximadamente 4, 27 y 51 días respectivamente, (figura 4) y para Puente Canesa resultan T_c I = 8 días y T_c II = 26 días (figura 5).

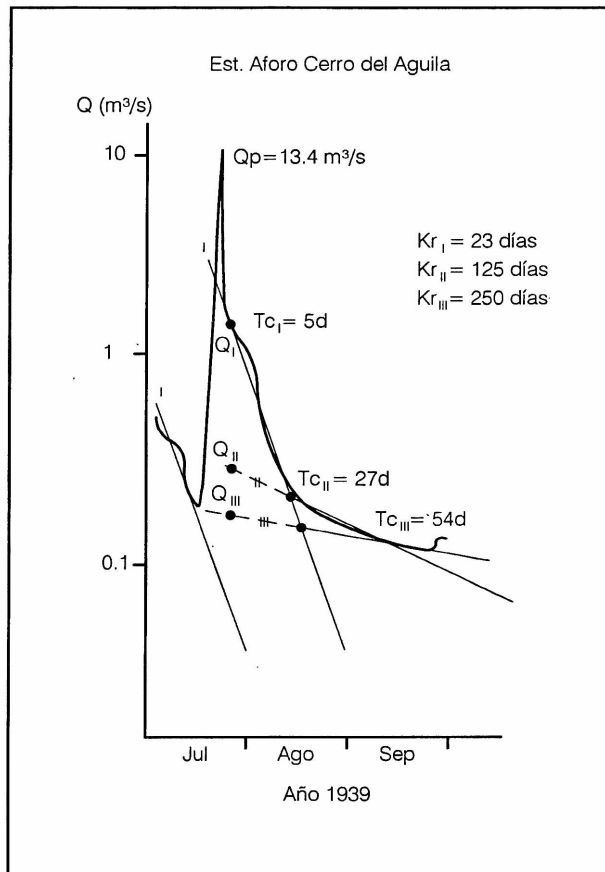


Figura 4. Hidrograma fluvial típico en la Estación C° del Aguila. Invierno de 1939.

5. RESULTADOS

Aplicando las fórmulas (4) y (5) a los hidrogramas diarios del período 1936-1944 y 1988-1990 de la estación Cerro del Aguila y del período 1963-1967 de Puente Canesa y asumiendo que los volúmenes calculados son equivalentes a la recarga producida por cada uno de los mecanismos descritos (item 3.2); la recarga anual que recibiría el

Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...

acuífero aluvial por almacenamiento de banco (Rb), por agua de lluvia en el valle (Rd) y, por diferencia, el que le aportaría el acuífero loésico (Ri). Los resultados se exponen en la Tabla 1.

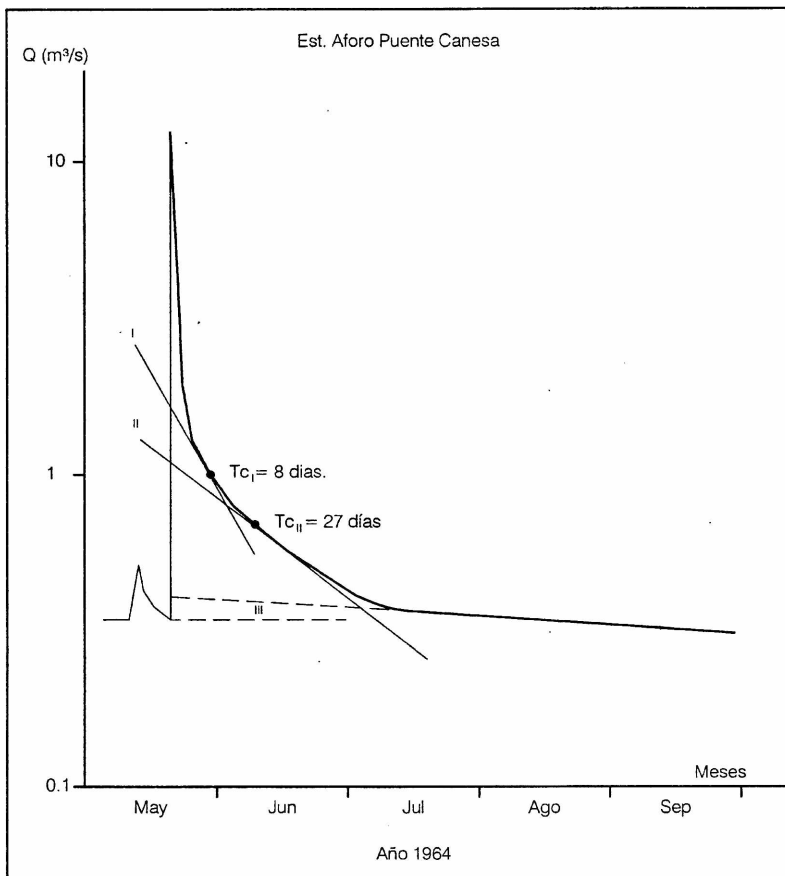


Figura 5. Hidrograma fluvial de la Estación Puente Canesa mostrando los tres tipos de rectas de recesión. Otoño-invierno de 1964.

El escurrimiento superficial en la cuenca superior es alto (48% del Ef) valor que se justifica por la presencia de los afloramientos rocosos, las fuertes pendientes y una mayor y mejor integrada red de drenaje. En cambio, cuando se le suman los caudales aportados por la cuenca media, que provienen casi exclusivamente de la descarga subterránea al curso, el Ed representa solo un 30 % del escurrimiento fluvial total.

Si bien la recarga calculada con los registros de Puente Canesa es mayor debido a la mayor área de aporte involucrada, la relación recarga versus área de aporte es menor, lo que ratifica que la cuenca superior es la principal área de recarga regional y la cuenca media funciona principalmente como zona de conducción. La recarga del acuífero aluvial por parte del acuífero loésico regional (Ri) es superior a la recarga por

lluvia dentro del valle (Rd) y a la que se produce por almacenamiento de banco (Rb) a pesar de que los sedimentos y suelos que rellenan el valle presentan mejores características intrínsecas para la recarga. La explicación a estas diferencias de volumen está en la magnitud de áreas de recarga involucradas y de la presencia del piedemonte serrano, principal área de recarga regional, en contacto directo con los niveles acuíferos de los sedimentos pampeanos.

TABLA 1: Cálculo de la recarga anual (en Hm³) del acuífero aluvial en la cuenca superior (1936-1944) y superior y media (1963-1967) del Napostá Grande. Leyenda: P: Precipitación Ef: escurrimiento fluvial, Ed: escurrimiento directo o superficial , Qb: escurrimiento o caudal básico.

Año	P	Ef	Ed	Qb	Rb	Rd	Ri
1936	115,46	6,07	1,20	4,47	0,20	0,94	3,33
1937	101,59	7,85	2,84	5,01	0,21	0,81	3,99
1938	65,44	3,32	0,72	2,60	0	0	2,60
1939	139,69	15,53	8,35	7,18	1,38	1,85	3,95
1940	158,05	22,11	12,25	9,86	1,68	3,64	4,54
1941	137,54	18,79	10,30	8,49	1,95	3,44	3,10
1942	100,42	7,60	2,45	5,15	0,60	1,30	3,25
1943	113,31	14,46	9,00	5,52	1,32	1,18	3,02
1944	140,08	22,23	14,68	8,55	2,23	3,10	3,22
.....	
1988	105,89	7,97	2,98	4,99	0,50	1,34	3,15
1989	136,95	14,24	5,22	9,02	2,07	3,77	3,18
1990	147,11	9,43	3,21	6,22	0,91	1,90	3,41
Promedio	121,71	12,38	6,05	6,33	1,08	1,94	3,31
% de P		10,17	4,97	5,20	0,88	1,59	

Año	P	Ef	Ed	Qb	Rb	Rd	Ri
1963	521	23,17	8,00	15,17	2,2	4,2	8,77
1964	598	25,96	9,69	16,27	1,6	4,8	9,87
1965	409	10,10	1,23	8,87	0,1	0,21	8,56
1966	602	26,90	10,96	15,94	1,2	6,15	8,59
1967	465	30,38	12,37	18,01	2,05	7,24	8,72
1990	472	30,57	2,56	28,01	1,9	15,5	10,58
Promedio	411	24,51	7,48	17,03	1,50	6,35	9,18

La recarga por agua de lluvia es un proceso variable en el espacio y tiempo que no solo depende de las características hidrogeológicas del acuífero receptor y de su zona de aireación, sino también de la magnitud de la tormenta y de la condición de humedad antecedente. Esta última está dada principalmente por el estado de las reservas de agua en el suelo y en el acuífero y por el grado de integración estacional de la red de drenaje

Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...

superficial, sin dejar de lado otras causas como la intensidad, duración y distribución de las precipitaciones, la capacidad de intercepción vegetal, la capacidad de infiltración y de almacenaje de agua de los suelos y la evapotranspiración. La recarga directa en el valle es mas o menos proporcional al área del mismo, alcanzando 52,5 mm o sea un 8,4 % de la P media (623 mm) en la cuenca superior (36 Km² de valle) y unos 60 mm (8,3% de la P de 720 mm) para la cuenca superior y media, valores muy similares a los obtenidos por Lexow (2002) y Carrica y Lexow (2002) (apartado 3.2).

Estimar el volumen de agua que aporta el acuífero loésico mediante esta metodología no resulta sencillo, ya que la curva de recesión del hidrograma se debe prolongar suficientemente en el tiempo en régimen no influido para que la curva de agotamiento de dicho acuífero (Tipo III) sea representativa. Una situación particular se produjo en 1988, cuando tras fuertes y sucesivas tormentas ocurridas en febrero y marzo que acumularon una precipitación total cercana a los 315 mm, le sucedieron 137 días sin lluvias significativas en la cuenca constituyendo, según los registros disponibles, uno de los períodos de sequía edáfica más largo; por lo que resulta válido suponer condiciones análogas a las de la ley de decrecimiento de caudales en función del tiempo en régimen no influido para el acuífero loésico. Carrica y Bonorino (2000) aplicaron la ecuación de Maillet al último tramo de la curva de recesión (tipo III) para un lapso de 102 días, obteniendo un coeficiente de agotamiento (α) de 0,002 días⁻¹ (equivalente a un Kr de 1120 días) y un volumen almacenado de 5,67 Hm³. El régimen de descarga calculado indica que si el acuífero no recibiera nuevos aportes agotaría sus reservas vivas en unos 500 días. Este ejemplo ratifica el concepto de que, mientras el valle del arroyo se comporta cualitativamente como un área de recarga preferencial del acuífero freático, cuantitativamente los volúmenes almacenados en el acuífero loésico son superiores debido a su mayor extensión areal y a la recarga localizada en el piedemonte.

Para estimar la recarga anual media total que recibiría todo el acuífero loésico en la cuenca superior, al valor de Ri (Tabla 1) hay que sumarle 3,75 Hm³ anuales por escurrimiento subterráneo profundo que no drena a través de la estación de aforo (Carrica, 1998), por lo que cifra ascendería a unos 7 Hm³ anuales. En términos de explotación de los recursos hídricos subterráneos potenciales de la cuenca superior, al valor anterior habría que añadirle la recarga por agua de lluvia en el valle, lo que totalizaría 8,9 Hm³ anuales (7,3 % de la P del período), solamente para la cuenca superior. Esta cifra equivale, a los efectos de una referencia, a un 10% del consumo anual medio de agua potable de la ciudad de Bahía Blanca.

6. CONCLUSIONES

Las modificaciones realizadas al método Meyboom para poder discriminar la procedencia y cuantificar los volúmenes drenados como caudal básico al arroyo Napostá Grande utilizando hidrogramas compuestos resultó una herramienta apropiada para estimar la recarga al acuífero drenante y determinar sus mecanismos de alimentación. El método puede resultar particularmente útil en cuencas con escasa información piezométrica seriada en las riberas, como la estudiada, siempre y cuando

se cuenta con un acabado conocimiento del modelo conceptual de funcionamiento del sistema hidrológico del área de estudio.

REFERENCIAS

- Arnold J.G., Muttiah R.S. Srinivasan R and P.M Allen, 2000. Regional estimation of baseflow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. *Journal of Hydrology* 227:21-40
- Bonorino A.G., Carrica J., Albouy E, Torrente R y C. Lexow. 1990. Plan Integral de Abastecimiento de Agua a Bahía Blanca y Gran Bahía Blanca: Estudio de la provisión de agua mediante extracción de aguas subterráneas. Convenio MOP-UNS-CIC. Tomo IV: 76p.
- Carrica, J. C. ,1998. Hidrogeología de la cuenca del Arroyo Napostá Grande, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral (inédita) Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. Argentina. 215 p. y anexos.
- Carrica J. y G. Bonorino, 2000. Estimación de la recarga mediante el análisis de las curvas de recesión de hidrogramas fluviales. I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Fortaleza, Ceará. Brasil. Resumen p.272 y Actas CD.
- Carrica J y C. Lexow, 2002. Estimación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del Arroyo Napostá Grande, Argentina. XXXII IAH & VI ALHSUD Congress. Mar del Plata. Octubre 2002. Actas (en prensa).
- Custodio E. y M. Llamas, 1983. Hidrología Subterránea. Ed. Omega. Barcelona. 259 p.
- De Francesco F.O., 1992 a. Estratigrafía del cenozoico en el flanco occidental de las Sierras de Curamalal. Sierras Australes Bonaerenses. III Jorn. Geológicas Bonaerenses. Actas: 3-12. La Plata. Argentina.
- Halford K.J. and G.C. Mayer, 2000. Problems associated with estimating ground water discharge and recharge from steams-discharge records. *Ground Water* 38: 331-342.
- Ketchum J.N., Donovan J.J. and W.H. Avery, 2000. Recahge characteristics of a phreatic aquifer as determined by storage accumulation. *Hydrogeology Journal* 8 (6): 579-593.
- Lexow C, 2002. Hidrodinámica de la zona no saturada aplicada al estudio del balance hidrológico y de contaminantes de los recursos hídricos subterráneos (Cuenca del A° del Aguila). Tesis Doctoral (inédita) Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. Argentina. 174 p.
- Linsley R.K, Kohler M.A. and J.L Paulhus, 1982. *Hydrology for Engineers* (3ed ed.) Mc Graw Hill . New York, NY. 508 pp.
- Martí Vallbona, B. 1997. Métodos de la evaluación de la recarga utilizados en España para la planificación hidrológica: Precisión y Comparabilidad. Seminario sobre “La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica”. Las Palmas de Gran Canaria. Enero de 1997. AIH-GE-ITGE: 287-295 pp.
- Mau D.P. and T.C. Winter, 1997. Estimating ground water recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a template humid climate, New Hampshire, USA. *Ground Water* 35: 291-304.
- Rorabaugh, M. I. , 1964. Estimating changes in bank storage and groundwater contribution to streamflow. *International Assoc. of Scientific Hydrology. Publication* 63: 432-44.
- Rutledge A. and C. Daniel III, 1994. Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records. *Ground Water* 32: 180-189.
- Scanlon B.R., R W. Healy and P.G. Cook, 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10: 18-39.
- Zavala C y M. Quattrocchio, 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires. Argentina. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* 56 (1): 25-37.