

# ESTIMACION DE LA RECARGA MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LAS CURVAS DE RECESIÓN DE HIDROGRAMAS FLUVIALES.

Jorge Carrica<sup>1</sup> & Guillermo Bonorino<sup>1</sup>

**Resumen** - Se verifica la aplicabilidad del método de desplazamiento de la curva de recesión de hidrogramas fluviales de Rorabough (1964), utilizando el procedimiento manual propuesto por Bevans (1986) con las sugerencias de Rutledge y Daniel, (1994), para estimar la recarga a un acuífero freático aluvial alojado en el valle del arroyo Napostá Grande, Provincia de Buenos Aires, Argentina.

El acuífero tiene tres fuentes de recarga: por almacenamiento de banco o ribera durante las crecidas, por agua de lluvia a través de sus mismos sedimentos y por descarga del acuífero loésico, de menor permeabilidad, que enmarca el valle. Esta última es más o menos constante y permanente en el tiempo, mientras que la magnitud de los dos primeros procesos dependerá de la intensidad duración y distribución areal de la tormenta y la condición de humedad antecedente de la cuenca.

Las tres formas de recarga generan tres tipos diferentes de curvas de recesión, las que en un sistema cartesiano semilogarítmico son rectas secuenciales en el tiempo con distinta pendiente para un mismo hidrograma. Esta composición gráfica solo se presenta cuando establece la recarga por las tres maneras mencionadas y cuando la curva de recesión se extiende, en régimen no influido, suficientemente en el tiempo.

Para la implementación del citado método se ha realizado modificaciones en el cálculo de los caudales dado que se trata de hidrogramas compuestos correspondientes a la descarga de dos acuíferos por tres modos de recarga.

Los volúmenes de recarga calculados resultan compatibles con los estimados mediante los escasos registros de oscilaciones piezométricas existentes y con calculados por el método de Maillet y con los volúmenes de descarga (caudal básico) medidos diariamente en el arroyo.

---

<sup>1</sup> Universidad Nacional del Sur. Dpto. de Geología. San Juan 670. (8000) Bahía Blanca. Argentina. Tel-fax: 0054-291-4595148. E-mail: jcarrica@criba.edu.ar ; bonorino@criba.edu.ar

## **1. INTRODUCCIÓN**

Varios investigadores han planteado matemáticamente el régimen de descarga subterránea o caudal base de un curso (Boussinesq, 1904 y Maillet, 1095, en Custodio y Llamas, 1976) llegando a la ecuación general de descarga de un acuífero libre con desague 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. Otros métodos han tratado de estimar la descarga y recarga de un acuífero a partir de hidrogramas fluviales calculando el caudal básico en base a extensos registros de aforos. En los últimos años, muchos de los primeros métodos de cálculo manual como el de Horton, de 1933; hasta el de Chow de 1964, han sido computarizados lo que ha mejorado y agilizado la estimación del caudal básico y eliminado algunos elementos subjetivos del procedimiento (Rutledge and Daniel, 1994).

Una alternativa para la estimación del caudal base es el método de desplazamiento de la curva de recesión de Rorabaugh, (1964); del que existe una versión mejorada de cálculo manual implementada por Bevans (1986; en Rutledge and Daniel, 1994). El procedimiento consiste en una serie de cálculos de implementación relativamente sencilla que permite estimar la recarga al acuífero tomando como evento de recarga cada pico de crecida de un hidrograma fluvial.

No se conocen antecedentes del uso de esta metodología en cursos de la región, a excepción de un primer intento realizado por Carrica (1998) utilizando menos información.

## **2. OBJETIVO Y MÉTODO**

El trabajo tiene como objeto verificar la aplicabilidad del método de Rorabough (1964), utilizando el procedimiento de cálculo manual propuesto por Bevans (1986; en Rutledge and Daniel, 1994) en hidrogramas compuestos como los que se originan los cursos de la región surbonaerense. El método expresa 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 denominado 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:

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

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  $K_r$ ; donde de acuerdo a (Meyboom, 1961; en Rutledge y Daniel, 1994) :

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

El método de Rorabough en cambio considera que la descarga subterránea total en el tiempo crítico ( $T_c$ ) es aproximadamente igual a la mitad del volumen total de recarga el sistema acuífero. Este concepto combinado con el principio de superposición es la base del mencionado método, en donde el volumen total de la recarga ( $R$ ) para un acuífero es:

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

$Q_1$  es el caudal en  $T_c$  extrapolado de la curva de recesión antes del pico de crecida y  $Q_2$  es el caudal en  $T_c$  extrapolado de la curva de recesión después del pico.

Para la aplicación del método se utilizaron registros seriados de caudales medios diarios de dos cortas series correspondientes a igual número de estaciones de aforo. 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 1968 y el año 1990 (siete años completos) para la estación de aforo Puente Canesa, ubicada unos 47 Km del curso aguas debajo de la anterior, a lo que se le han agragado registros de algunas crecidas de los años 1973 y 1979 pero que no constituyen registros anuales completos.

Para verificar la exactitud del método se utilizaron registros medios diarios de un freatígrafo instalado dentro del valle. Además, y a los efectos comparativos, se clacularon los volúmenes de recarga utilizando el método de Maillet. (en Castagny, 1971).

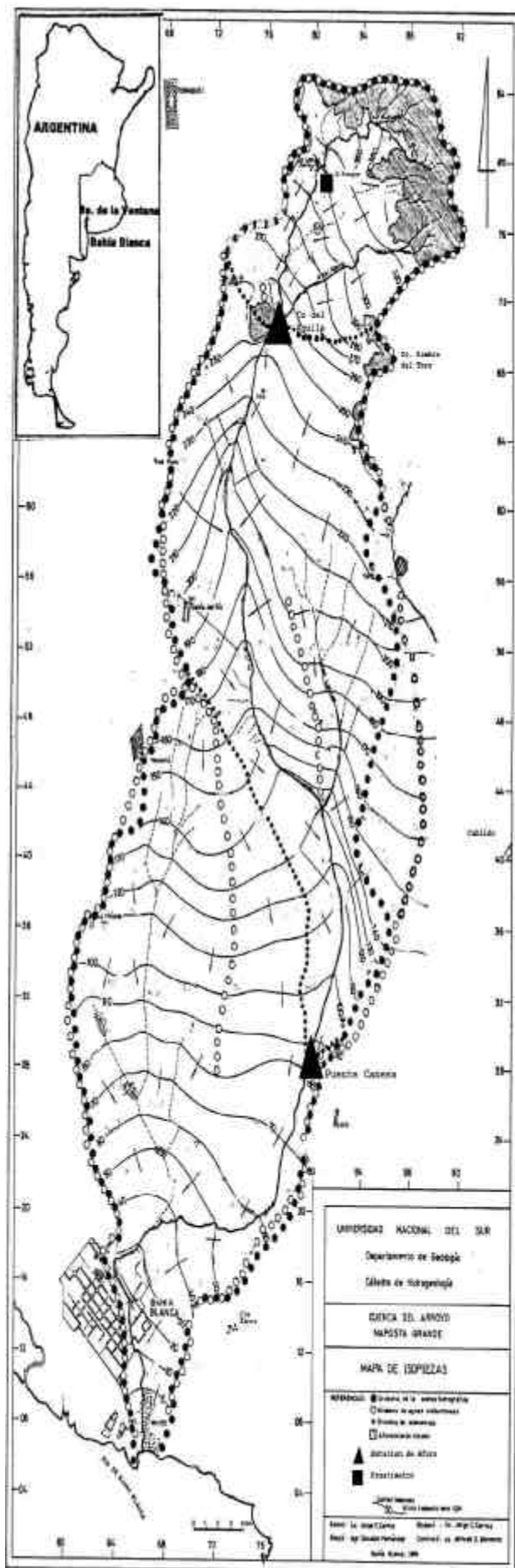
## **2. AREA DE ESTUDIO**

El área de estudio abarca unos 710 Km<sup>2</sup> y comprende las denominadas cuencas hidrográficas superior (196 Km<sup>2</sup>) y media (514 Km<sup>2</sup>) del arroyo Napostá Grande; las que se ubican en el sudoeste de la Provincia de Buenos Aires, Argentina

### **2.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES**

La cuenca en su totalidad forma parte de la vertiente sudoccidental de las Sierras Australes totaliza 1.237 Km<sup>2</sup>. Figura 1. Está delimitada al norte por el faldeo sudoccidental de las sierras, al oeste por las cuencas del río Sauce Chico, al este por la

del A° Napostá Chico y al sur por la ría de Bahía Blanca, lugar donde desemboca el arroyo Napostá Grande.



**Figura 1:** Area de la cuenca y mapa de isopiezas de la capa freática

El clima de la zona es de transición entre el templado húmedo de la llanura pampeana y el de estepa dominante en la Patagonia. La precipitación anual media alcanza los 753 mm en la cuenca superior y algo menos, unos 680 mm, para el ámbito de la cuenca media. El balance hidrológico es levemente deficitario, condición que se acentúa en verano.

Los suelos son someros, excepcionalmente superan el metro, y su desarrollo en profundidad está limitado por la presencia de tosca (sedimentos pampeanos). Se trata de molisoles (Hapludoles, Haplustoles típicos y petrocálcicos y Argiudoles típicos) de textura limosa cuya capacidad de almacenaje de agua promedio es de unos 160 mm.

La morfología de 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, con valles encajonados producto del rejuvenecimiento del paisaje. Su módulo anual es de 0,4 m<sup>3</sup>/s con un coeficiente de escurrimiento de 0,13 para la cuenca superior (Estación de aforo Cerro del Aguila) y de 0,9 m<sup>3</sup>/s y 0,06 respectivamente para la cuenca media (Estación de aforo Puente Canesa).

En la cuenca superior, recibe a dos pequeños afluentes régimen intermitente. Ya como único colector el arroyo escurre através de un pequeño desfiladero entre los cerros del Aguila y Aguilucho, lugar donde se ubica la estación de aforo. 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 de los cursos en los materiales coluviales y aluviales modernos.

Las características del régimen fluviométrico denotan la trascendencia de la condición de humedad antecedente de la cuenca en los procesos hidrológicos, tanto para períodos de tiempo relativamente cortos como prolongados.

La presencia de rocas paleozoicas acuífugas aflorantes, que abarcan un 30% del área, y las fuertes pendientes, generan vías de escurrimiento de carácter torrencial. A ello se le suma la redondez de su morfología en planta y a una mayor densidad de drenaje, características que permiten calificar a la cuenca superior como 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 C° del Aguila.

La cuenca media abarca desde la citada estación de aforo hasta el paraje Puente Canesa donde se ubica la estación de aforo homónima. Dentro de ésta unidad el Napostá Grande recibe sobre su margen izquierda a su único afluente de carácter permanente, el A° de los Leones, pero su aporte es poco significativo, alrededor de de 0,03 m<sup>3</sup>/s.

El comportamiento de este sector es fundamentalmente de conducción de los excesos del área generadora. No obstante existe una importante adición de caudales subterráneos ya que el arroyo presenta un comportamiento efluente.

En síntesis, el medio físico de la cuenca, entendiéndose como tal al conjunto de características geomorfológicas, geológicas y edáficas, condiciona 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 se relacionan con el área de recarga regional de los acuíferos y los valles extraserranos actúan como zonas de recarga y descarga local y de descarga del acuífero regional.

### **3.2. ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS**

A excepción de los afloramientos de rocas cuarcíticas paleozoicas que conforman el basamento hidrogeológico de la región, el resto del área de estudio está cubierta por una potente pila sedimentaria cenozoica que enmascara la geología del subsuelo.

Dentro de los sedimentos el Terciario Superior y Cuaternario por su significancia hidrogeológica para este estudio, interesan los denominados genéricamente “sedimentos pampeanos” ó “loess pampaeano” o Formación La Norma (Mioceno Superior - Pliocena) (De Francesco, 1992) y los sedimentos fluviales de la Formación Agua Blanca, Pleistoceno Superior - Holoceno, (De Francesco, 1992) que rellenan los valles extraserranos. 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. Litológicamente 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 hidrolíticas 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 miocénicas 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.

Los espesores máximos de los sedimentos pampeanos en el área alcanzan los 200 metros, mientras que en el área pedemontana la formación se apoyan sobre las rocas cuarcíticas paleozoicas como consecuencia del acuñamiento de la cobertura sedimentaria

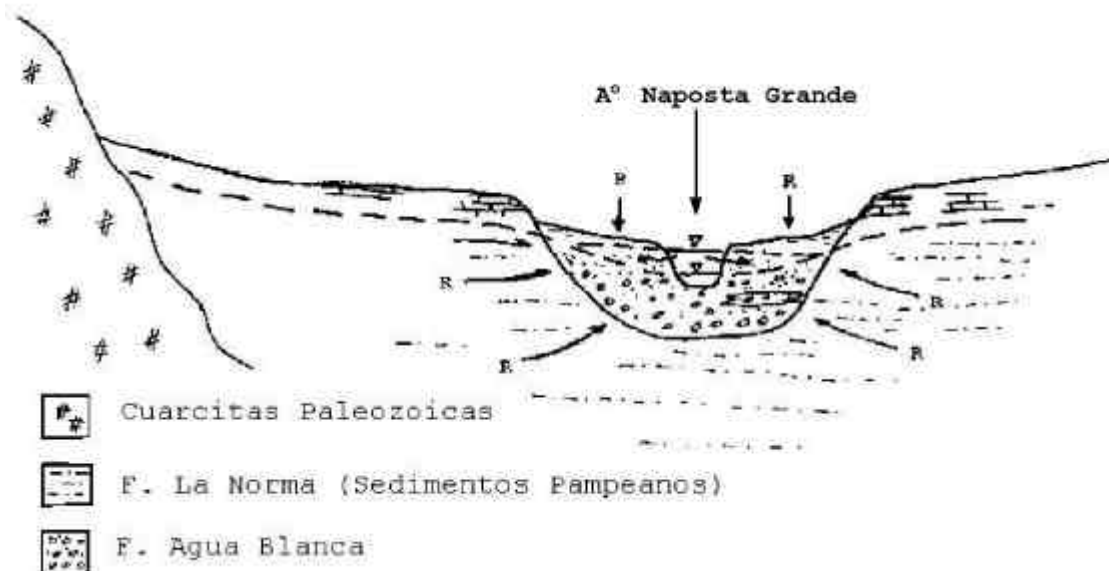
hacia las sierras. La transmisibilidad promedio del acuífero es de 150 m<sup>2</sup>/d para los 100 metros superiores de acuífero, con conductividades hidráulicas que varían localmente entre 0,3 y 3 m/d y coeficientes de almacenamiento de 0,12 a 0,05 en profundidad (Carrica, 1998). Los valores de permeabilidad son mayores que los esperables por su granulometría y grado de cementación, dado que su permeabilidad secundaria (por microfisuras, canalículos etc.) es mayor que la primaria.

En el piedemonte los niveles superiores de la Formación La Norma se asocian localmente a depósitos psefíticos con intercalaciones de arena y limos arenosos de la Formación Las Malvinas (De Francesco, 1992) que alojan al nivel freático determinadas condiciones locales de alta permeabilidad.

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 samitas con intercalaciones sabulíticas que pasan hacia arriba a limos friables correspondientes a la Formación Agua Blanca, la que aloja, en su sección inferior, al acuífero freático en ese sector. Las características hidrológicas intrínsecas de éstos sedimentos, sumado la casi ausencia de escurrimiento superficial dentro del valle pone en evidencia su buena permeabilidad, así como la de los suelos que la cubren. Figura 2.

La morfología de la capa freática (Figura 1) denota una relación directa con la geología y geomorfología de la cuenca y pone en evidencia la continuidad hidráulica existente entre aguas superficiales y subterráneas y sus relaciones de influencia-efluencia. Los cursos pedemontanos se presentan como influentes coincidente con el carácter intermitente de los mismos y con la presencia de depósitos aluviales y coluviales. Al ingresar en la llanura los cursos cambian su relación con el acuífero con fuerte predominio a la efluencia. 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.





**Figura 2:** Perfil esquemático transversal hidrogeológico del valle del A° Napostá Grande

La principal fuente de recarga del acuífero freático es el agua de lluvia. La misma se cifra, para el ámbito de la cuenca superior, entre un 12 y un 15% de la precipitación. Los sectores preferenciales de recarga son el piedemonte serrano y los valles extraserranos, quedan claramente indicados las evidencias piezométricas y por la composición química e isotópica que presenta el agua subterránea en cada sector. (Carrica, 1998)

### 3.3. RELACIÓN AGUA SUPERFICIAL Y AGUAS SUBTERRÁNEAS.

La información hidrogeológica denota la continuidad hidráulica entre la capa freática y el arroyo, constituyendo el caudal básico la descarga subterránea del acuífero al curso.

Los sedimentos modernos de la Formación Agua Blanca que constituyen el relleno del valle del arroyo conforman un acuífero aluvial, con recarga de distinta procedencia. Por una parte reciben el aporte permanente de la descarga subterránea del acuífero freático multicapa alojado en los sedimentos loésicos pampeanos que enmarcan el valle, a lo cual se le suma la recarga temporaria por agua de lluvia a través de su zona de aireación y del almacenamiento de banco o ribera producto de las crecidas del arroyo. El volumen total de recarga almacenado merced a la ocurrencia de los tres fenómenos de aporte mencionados tienen un punto de drenaje en común que es el propio arroyo constituyendo la descarga subterránea al curso ó caudal base ( $Q_b$ ).

El primero de los fenómenos de recarga mencionados queda claramente expuesto 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, el proceso de recarga por agua de lluvia dentro del mismo valle se evidencia a través de las oscilaciones de los niveles freáticos observadas de algunos pozos dentro del valle y por las características hidroquímicas e isotópicas de las aguas subterráneas, mientras que el almacenamiento de banco o ribera, es el más difícil de identificar y cuantificar dada la falta de información piezométrica cercana al curso y su existencia solo surge como una conclusión lógica de las evidencias hidrogeológicas del valle e hidrológicas del curso, (Carrica, op. cit.).

Mientras el primero de los procesos de recarga es más o menos permanente en el tiempo, los otros dos son temporarios y pueden actuar concurrentemente con los restantes o independientemente de ellos, dependiendo de las características de la tormenta que produce la recarga y de la condición de humedad antecedente de la cuenca.

#### **4. ANÁLISIS DE LAS CURVAS DE RECESIÓN DE HIDROGRAMAS FLUVIALES**

La forma de las curvas de recesión de los hidrogramas de crecidas del arroyo varían conforme la predominancia de uno u otro fenómeno de recarga del acuífero drenante.

Para el análisis cuantitativo de las curvas de recesión se seleccionaron y procesaron 42 hidrogramas de crecidas bajo diversas condiciones de humedad antecedente de la cuenca y con disímiles caudales pico y tiempos de recesión. De ellos, 26 hidrogramas corresponden a la estación de aforo Cerro del Aguila y 16 a Puente Canesa. Tabla 1 y 2.

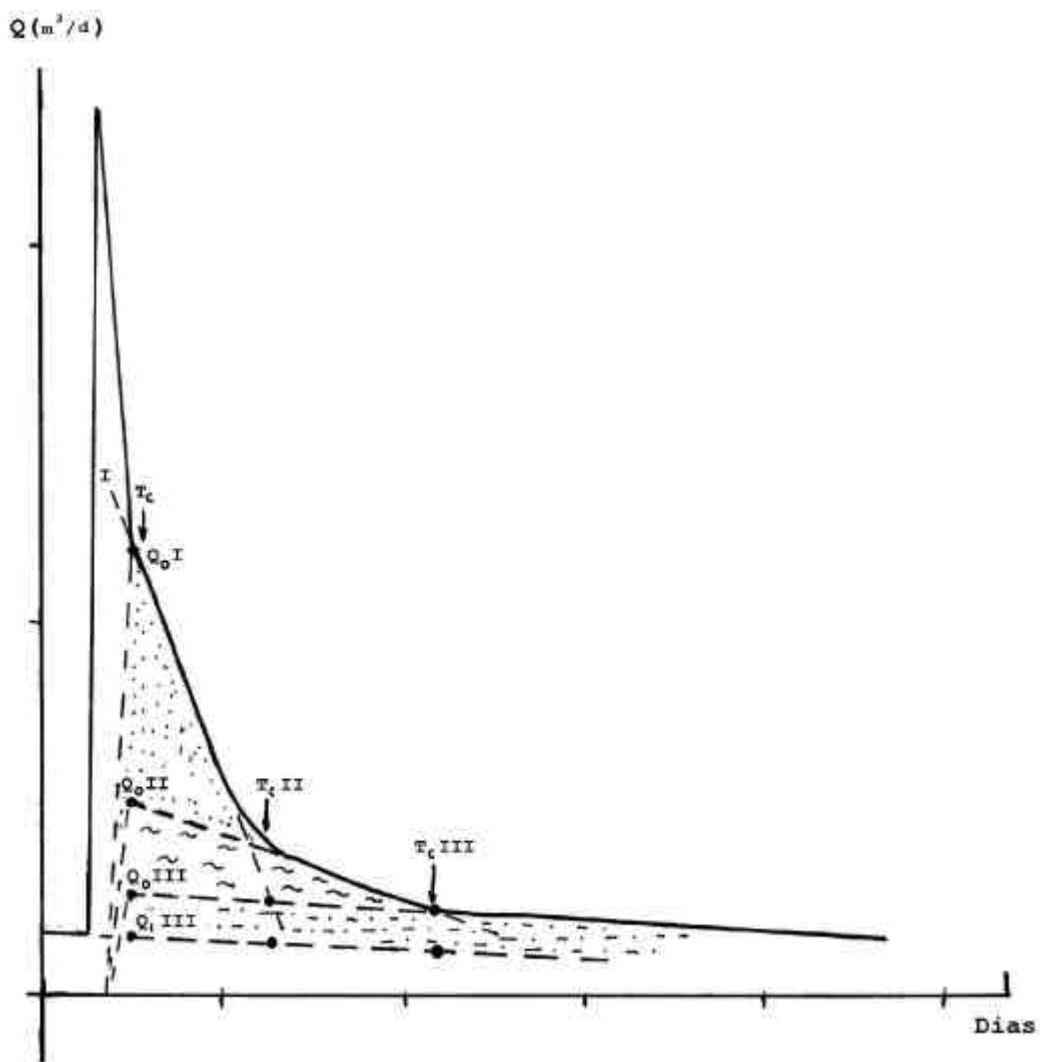
Los resultados obtenidos muestran que, para un evento en donde la condición de régimen no influido se mantiene suficientemente en el tiempo, las curvas de recesión de los hidrogramas, en escala semilogarítmica, logaritmo del caudal versus tiempo, conforman cronológicamente tres tipos de rectas frecuentemente bien marcadas.

Cada recta de recesión responde al predominio temporal de la descarga subterránea debida a cada uno tres modos de recarga señalados. (Figura 3) La primera, denominada arbitrariamente recta Tipo I, se caracteriza por presentar una fuerte pendiente lo cual evidencia una descarga de corta duración que respondería principalmente al almacenamiento de ribera, mientras que cronológicamente la recta Tipo II representaría el predominio de la descarga producto de la recarga por agua de lluvia en el valle. Si las condiciones de régimen no influido perduran en el tiempo, se dibuja el tercer tipo de recta, Tipo III, de baja pendiente, que sería la respuesta de la descarga del acuífero loésico.

Obviamente 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 de rectas.

En el método de Rorabough, el  $K_r$  define la denominada Curva de Recesión Característica (CRC) (Master Recession Curve; Daniel, 1990; en Rutledge y Daniel, 1994) que, para una misma estación de aforo y un determinado modo de recarga del acuífero es aproximadamente constante. Para la Estación de aforo Cerro del Aguila se determinó un valor de  $K_r$  de 23 días para la curva Tipo I ( $K_r$  I); un  $K_r$  II promedio de unos 125 días y  $K_r$  III variable, aparentemente con la estación del año y con el almacenamiento del acuífero, pero que para los meses invernales se cifra en unos 240 días; Tabla 1.



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

**Tabla 1** - Hidrogramas de crecidas seleccionados en la Est. de aforo Cerro del Aguila

Referencias: Qp: caudal pico instantáneo; t: tiempo de recesión; P: precipitación; Kr: Coeficientes de recesión para las rectas tipo I, II y III respectivamente.

Fecha	Qp (m <sup>3</sup> /s)	t (días)	P (mm)	Kr I	Kr II	Kr III
22-02-36	10	7	69	17	-	-
27-04-36	0,5	22	24	-	120	-
08-05-37	30	15	54	17	105	-
09-10-37	15	19	52	23	-	-
08-06-38	0,4	22	43	18	-	-
02-03-39	63	59	30	18	127	n/d
21-07-39	13	62	51	22	127	270
29-10-39	2	15	43	18	-	-
29-02-40	5,7	18	101	16	-	-
28-06-40	4,7	37	s/d	23	120	-
12-07-41	62	25	100	23	-	-
11-08-41	13	73	64	23	76	230
30-11-41	1	25	31	19	-	-
07-10-42	8,1	50	34	23	125	-
01-07-43	24	25	38	20	-	-
08-04-44	220	25	196	19	80?	-
06-05-44	25	126	54	19	105	260
18-03-88	20	137	120	23	125	1120?
18-10-88	2	20	25	20	-	-
16-05-89	16	22	92	23	-	-
22-08-89	14	19	65	23	120	-
21-09-89	11	31	78	24	120	
30-05-90	0,2	73	27	-	115	240
12 al 15-10-90	3	19	20	22	-	-
18 al 21-12-90	44	10	135	24	-	-
31-12-90	1,9	27	35	23	130	-

**Tabla 2:** Hidrogramas de crecidas seleccionados para la Est. de aforo: Puente Canesa

Fecha	Q (m <sup>3</sup> /s)	t (días)	P (mm)	Kr I	Kr II	Kr III
11-09-63	5,6	11	34	36	-	-
23-09-63	10,7	21	36	36	-	-
18-05-64	18	101	74	37	120	760
27-07-65	1,7	13	25	35	-	-
30-11-65	1,8	30	55	33	115	-
29-07-66	32	34	90	34	118	-
23-12-66	5	19	25	36	-	-
10-06-67	1	35	10	38	120	-
18-10-67	33	17	77	36	-	-
19-03-68	2,5	24	70	34	115	-
26-03-73	17	24	99,5	32	115	-
18-07-73	-	49	10	-	90	-
17-05-79	-	67	43	-	130	472
15-02-90	1,1	32	13	-	145	-
30-05-90	0,8	73	27	-	138	540
31-12-90	1,6	27	35	37	-	-

El volumen total de agua almacenado puede determinarse a partir de la ecuación (2). Sin embargo, por tratarse de un hidrograma compuesto hay que restarle el caudal correspondiente a la recta tipo II. En la práctica, como se determinará posteriormente, no se cometen grandes errores si al caudal inicial de la recta I ( $Q_0 I$ ) se le resta el caudal inicial de la recta tipo II ( $Q_0 II$ ) ya que la pendiente de esta última recta no es muy grande. Por lo tanto, la recarga debido al almacenamiento de ribera en la cuenca superior (Est. aforo Cerro del Aguila) puede expresarse según la nomenclatura de la Figura 3, :

$R_1 (Hm^3) = 0,86 (Q_{0I} - Q_{0II})$ , expresándose los caudales en m<sup>3</sup>/s. Análogamente, la recarga por agua de lluvia en el valle (recta tipo II) sería:  $R_2 (Hm^3) = 4,69 (Q_{0II} - Q_{0III})$ , siendo  $Q_{0II}$  y  $Q_{0III}$  el caudal inicial de las rectas tipo II y III extrapolado al origen de la curva de agotamiento ( $t_0$ ), y en el caso de la recta tipo III la recarga del acuífero loésico sería  $R_3 (Hm^3) = 9 (Q_{0III} - Q_{1III})$  siendo  $Q_{0III}$  y  $Q_{1III}$  los caudales extrapolados al  $t_0$  y de las rectas tipo III delineadas antes y después del pico de crecida respectivamente.

Para la Estación de aforo Puente Canesa se obtuvieron valores promedios de Kr I = 36 días; Kr II = 125 días y Kr III también variable y con menos datos que los anteriores. Tabla 2. La recarga debido al almacenamiento de ribera es:  $R_1 (Hm^3) = 1,35 (Q_{0I} - Q_{0II})$ , y la recarga debido a agua de lluvia en el valle:  $R_2 (Hm^3) = 4,5 (Q_{0II} - Q_{0III})$ ,

siguiendo la misma nomenclatura y unidades que en el caso anterior. En el caso de la recta tipo III, la escasa información disponible para largos períodos de régimen no influido, impiden determinar una ecuación general, debiéndose tratar cada hidrograma en particular.

A través del estudio de casos analizados mas adelante, se observa una notable coincidencia entre el tiempo inicial ( $t_0$ ) que marca el comienzo de la curva de agotamiento determinado inicialmente por separación gráfica del hidrograma y el tiempo crítico ( $T_c I$ ) calculado mediante la ecuación (1). De este modo para un  $K_r I$  de 23 días,  $T_c I$  es de 5 días. Esta situación se repite en prácticamente todos los hidrogramas analizados de ambas estaciones de aforo, lo que permite asumir que el  $T_c I$  determinado por dicha señala aproximadamente el inicio de la curva de agotamiento del hidrograma o sea el punto a partir del cual la totalidad del caudal drenado es descarga subterránea al curso.

En los casos, en que puede extrapolarse las curvas de regresión antes y después del pico de crecida, puede aplicarse la ecuación (3) con los  $T_c$  calculados para cada recta tipo. En el caso de los hidrogramas de Cerro del Aguila, el  $T_c I$ ,  $T_c II$  y  $T_c III$  son de 5, 27 y 51 días respectivamente, y para Puente Canesa resultan  $T_c I = 8$  días y  $T_c II = 26$  días.

En general, los volúmenes de recarga son muy variables ya que dependen no solo de las características geométricas e hidrogeológicas del acuífero receptor, sino también de la magnitud de la tormenta y de la condición de humedad antecedente de la cuenca, que en último término determinan la existencia o ausencia de la recarga y la magnitud de la misma. La condición de humedad antecedente está dada principalmente por el estado de las reservas de agua en el suelo, el almacenamiento subterráneo momentáneo y el grado de integración estacional de la red de drenaje superficial, sin dejar de lado otras causas como la intensidad, duración y distribución de las precipitaciones, la capacidad de interceptación vegetal, la capacidad de infiltración y de almacenaje de agua de los suelos y la evapotranspiración.

Uno de los métodos tradicionales para calcular el volumen total de agua almacenada en un acuífero a partir de un evento de recarga es la ecuación de Maillet (en Castagny, 1971), la que se basa en aproximar la función de la curva de recesión o agotamiento del hidrograma fluvial a la curva de vaciamiento del acuífero que lo alimenta en régimen no influido:  $Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$ , donde  $Q_t$  = Caudal en un instante  $t$ ,  $Q_0$  el caudal en el instante  $t_0$  tomado como origen del agotamiento ( $m^3/s$ ) y  $\alpha$  el coeficiente de agotamiento (en  $días^{-1}$ )

El  $\alpha$  está en función de la recarga, las dimensiones de la capa acuífera y de sus parámetros hidráulicos. El volumen total de agua almacenado en el acuífero en un instante  $t$  será:  $V \text{ (Hm}^3\text{)} = (Q_0 \text{ (m}^3\text{/s)} \times 86400 \times 10^{-6}) / \alpha$

La resolución de la ecuación para hidrogramas simples es rápida y sencilla y permite conocer el movimiento de las reservas de agua subterránea, cuantificar el vaciamiento del acuífero drenante y estimar la capacidad de almacenamiento de la cuenca. No obstante, para alcanzar resultados fiables conviene extender el método a varios años, realizar el análisis a escala diaria y poseer un detallado conocimiento hidrogeológico e hidrodinámico en particular de la cuenca (Martí Vallbona, 1997), además de poder corroborar resultados con el auxilio de redes piezométricas (López Vilchez, 1997).

En el caso de la cuenca de estudio, donde cada evento de recarga posee una curva de recesión distinta y superpuesta a las anteriores (hidrograma compuestos), la resolución se complica notoriamente, ya que se trata de la descarga conjunta de dos acuíferos por tres eventos de recarga distintos (Custodio y Llamas, 1976, pp 1114). Sin embargo, si la curva de recesión se prolonga suficientemente en el tiempo en régimen no influido, el último tramo de dicha curva (recta tipo III) representará la curva de agotamiento del acuífero alojado en los sedimentos pampeanos. (Figura 3).

En marzo de 1988, sucesivas tormentas ocurridas en la cuenca superior totalizaron una precipitación de unos 200 mm. A este período le sucedieron 137 días sin lluvias, lo que constituye, según los registros disponibles, uno de los períodos de sequía edáfica más largo; por lo que resulta válido suponer condiciones de borde análogas a las de la ley de decrecimiento de caudales en función del tiempo en régimen no influido. Aplicando la ecuación de Maillet al último tramo de la recta (tipo III) entre el 5/5/88 y el 15/8/88 en un lapso de 102 días, con un  $Q_0 = 0,135 \text{ m}^3\text{/s}$ , se obtiene un  $\alpha$  de 0,002006.

El volumen total almacenado en el acuífero sería de  $5,81 \text{ Hm}^3$ . Si se considera que el acuífero abarca una superficie, descontada la rocas aflorantes, de alrededor de  $130 \text{ Km}^2$ ; la recarga al acuífero freático loésico habría alcanzado los 44,7 mm o sea un 22 % de la precipitación del período.

El  $K_r$  obtenido mediante la metodología de Rorabaugh para la misma recta anterior (tipo III) resultó extremadamente alto ( $K_r = 1120$ ). Sin embargo utilizando el mismo  $Q_0 = 0,135 \text{ m}^3\text{/s}$ , el volumen total de agua almacenado según la ecuación (2) es de  $5,67 \text{ Hm}^3$ ; coincidente con el obtenido mediante la ecuación de Maillet.

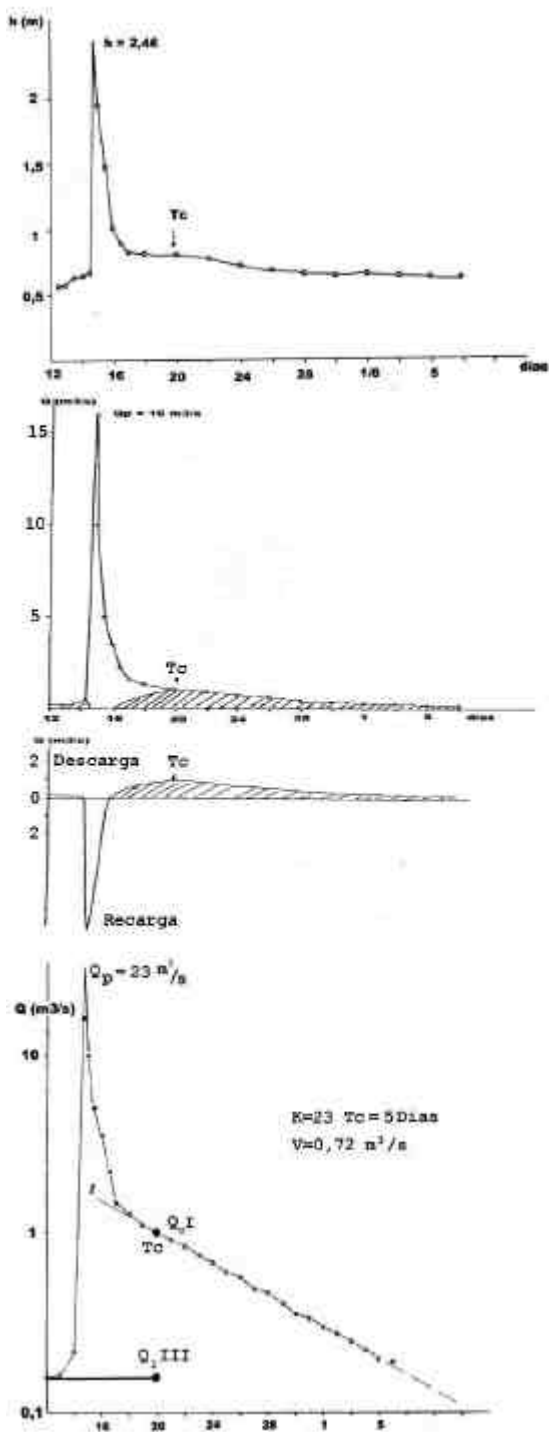
Los cálculos realizados con este ejemplo permiten ratificar el concepto de que, mientras el valle del arroyo se comporta cualitativamente como un área de recarga preferencial del acuífero freático, cuantitativamente los volúmenes almacenados en el acuífero loésico son superiores debido a su mayor extensión areal.

A modo ilustrativo y comparativo, la fórmula de Maillet se aplicó a las rectas tipo I y II en Cerro del Aguila, obteniéndose coeficientes de agotamiento promedio de 0,15 para las primeras y de 0,02 para las tipo II con  $Q_0$  cercanos a 1,5 y 0,2 m<sup>3</sup>/s respectivamente.

## 5. ESTUDIO DE CASOS

El hidrograma de la Figura 4, se ha elaborado con registros obtenidos cada 6 horas en Cerro del Aguila y son el resultado de una tormenta ocurrida el 14 y 15 de mayo de 1989 con una precipitación de unos 90 mm. Las figuras muestran en detalle el limnigrama y el correspondiente hidrograma en escala aritmética; el hidrograma teórico de recarga-descarga del acuífero del valle (almacenamiento de ribera) y el hidrograma en escala semilogarítmica en donde se marca claramente la recta de recesión tipo I. Como ya se mencionara, es de notar la coincidencia existente entre el tiempo inicial ( $t_0$ ) correspondiente al comienzo de la curva de agotamiento determinada inicialmente por separación gráfica del hidrograma y el tiempo crítico ( $T_c I$ ) calculado. Se asumirá entonces que el caudal correspondiente a los 5 días posteriores al pico de crecida es el  $Q_0$  correspondiente al inicio de la curva de agotamiento del hidrograma o sea el punto a partir del cual la totalidad del caudal drenado es descarga subterránea al curso.



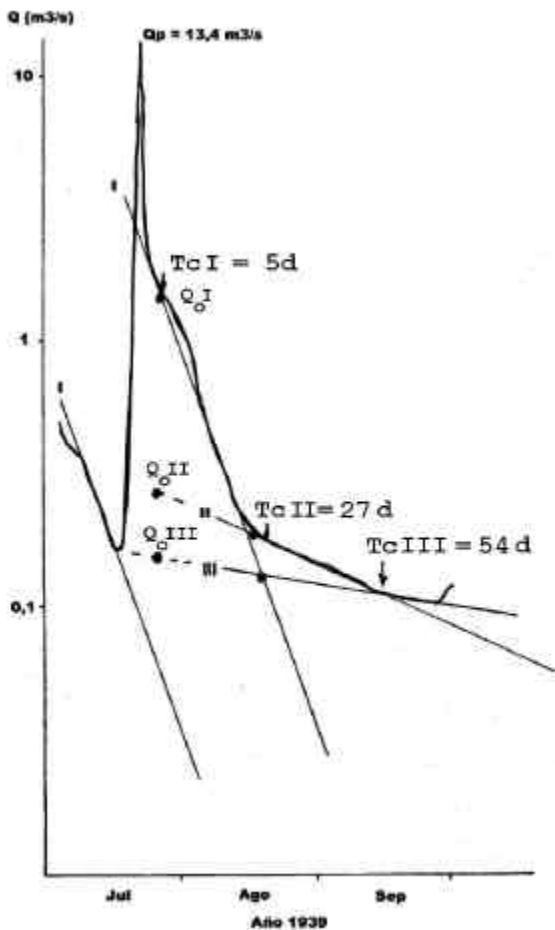


**Figura 4.** Limnigrama, hidrogramas fluviales (escala de caudales aritmética y logarítmica) e hidrograma teórico de recarga-descarga del acuífero aluvial (almacenamiento de ribera) registrado en Cerro del Aguila el 14 y 15 de mayo de 1989.

En el ejemplo considerado, el corto tiempo de recesión del hidrograma (16 días) no permite delinear la recta de tipo II. Sin embargo, el caudal al final del período (6/6/89) alcanza a  $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$ , muy cercano a los  $0,16 \text{ m}^3/\text{s}$  del  $Q_1$  III, lo que indica que la recarga por agua de lluvia en el valle no ha sido demasiado importante a pesar de la magnitud de la pluviometría (90 mm). Esta situación condice con el estado de humedad antecedente de la cuenca, ya que a dicha precipitación le anteceden 48 días sin lluvias significativas y una pluviometría total, en lo transcurrido del año, de solo 94 mm; registro muy inferior a media estacional, lo que evidencia un estado antecedente de fuerte déficit hídrico en la cuenca.

El volumen total de la descarga

subterránea medido a partir de la sumatoria de caudales diarios del hidrograma alcanza hasta el final de la curva de recesión los  $0,68 \text{ Hm}^3$ , valor similar al que se obtiene aplicando la fórmula (2) con  $0,72 \text{ Hm}^3$  con un  $Q_0$  de  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  (al  $T_c I = 5$  días) después del pico de crecida.

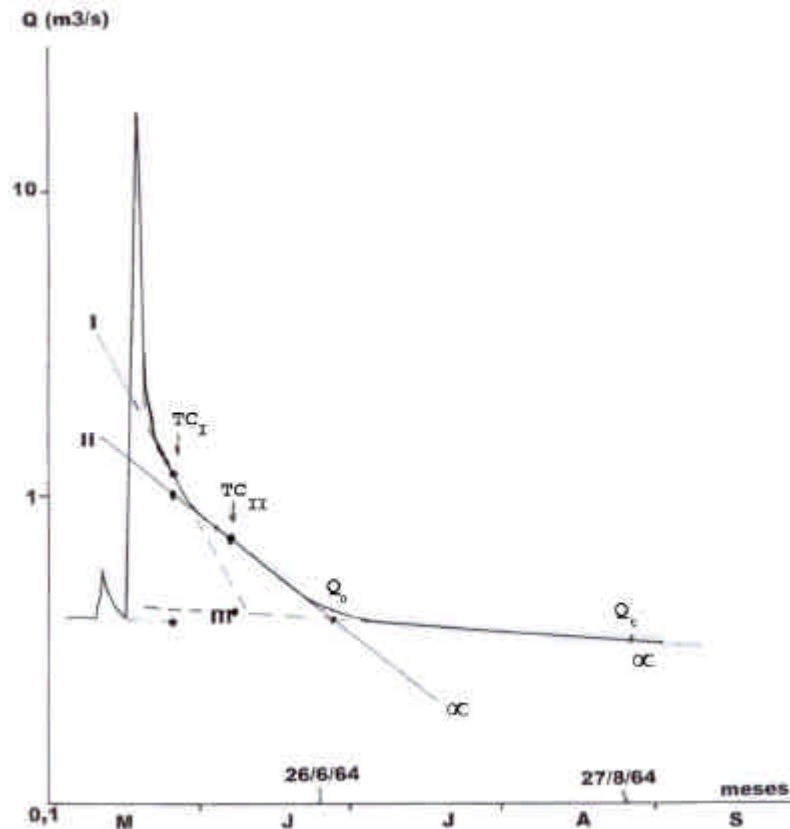


**Figura 5.** Hidrograma fluvial típico en la Estación Cerro del Aguila. Invierno de 1939.

La Figura 5 muestra el hidrograma fluvial registrado en la estación Cerro del Aguila como respuesta a una tormenta de 52 mm registrada el 21/7/39. Después de 66 días sin lluvias en la cuenca (régimen no influido) se delinean, en el hidrograma, los tres tipos de recta mencionados, aunque la última de ellas apenas se insinúa. Conforme la metodología descrita se obtienen volúmenes de recarga de  $1,06 \text{ Hm}^3$  ;  $0,85 \text{ Hm}^3$  para las rectas tipo I y II respectivamente, mientras que los volúmenes de descarga al arroyo leídos del hidrograma resultaron de  $1,01$  y  $0,85 \text{ Hm}^3$

Asumiendo como válida la extrapolación realizada para la recta tipo III, el volumen total almacenado en el acuífero loésico sería de  $1,62 \text{ Hm}^3$  , pero si se emplea la ecuación de Maillet con un  $\alpha$  de  $0,0057$  el volumen es mayor:  $2,34 \text{ Hm}^3$  . Esta diferencia se adjudica al corto tiempo de recesión para este tipo de recta lo que impide definir con certeza su pendiente.

El hidrograma de la Figura 6 corresponde a registros de la Estación de Puente Canesa y corresponde a una crecida del 18/5/64 como respuesta a una precipitación de 74 mm. Al pico de crecida le suceden 100 días con ausencia de lluvias en la cuenca, lo que permite definir con mayor precisión la curva de recesión y mas específicamente la recta tipo III. Los volúmenes de recarga obtenidos por la metodología propuesta resultaron de :  $0,21 \text{ Hm}^3$  para el almacenamiento de ribera (recta tipo I),  $1,84 \text{ Hm}^3$  para la recarga por agua de lluvia (recta tipo II) y  $1,14 \text{ Hm}^3$  para la recarga al acuífero loésico producto del evento, ( $Q_{o III} = 0,44$  y  $Q_{1 III} = 0,4 \text{ m}^3 /\text{s}$ ). Los volúmenes de descarga leídos del hidrograma denotan  $0,2 \text{ Hm}^3$  y  $1,79 \text{ Hm}^3$  para las descargas correspondientes al almacenamiento de ribera y a la recarga por agua de lluvia.



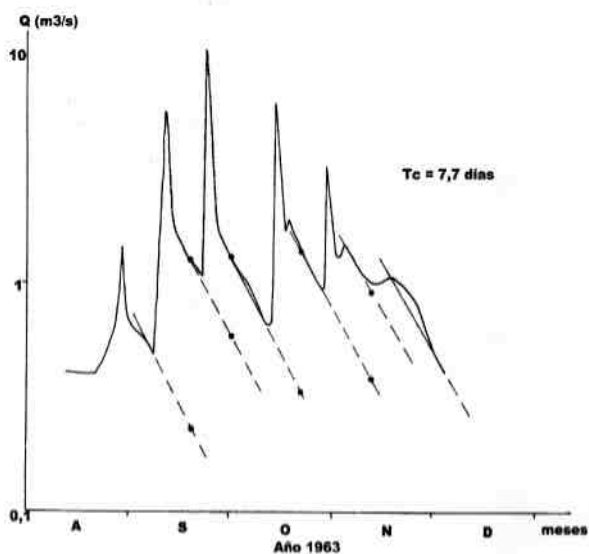
**Figura 6.** Hidrograma fluvial de la estación Puente Canesa mostrando los tres tipos de rectas de recesión.

Considerando que el valle hasta Puente Canesa tiene una longitud de unos 70 Km y un ancho medio de 1 Km, el volumen calculado (según la recta II) implica una lámina de agua recargada a través de los sedimentos del valle de unos 26 mm, los que representan un 35 % de la precipitación caída durante el período (74 mm), y para la recta III considerando toda la cuenca superior y media (710 Km<sup>2</sup>), solo 1,6 mm (2% de la lluvia).

Los volúmenes totales almacenados en el acuífero loésico mediante la ecuación (2) resultan de 12,6 Hm<sup>3</sup>, ( $Q_0 = 0,44 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $K_r = 763$ ) mientras que utilizando la ecuación de Maillet son de 14,6 Hm<sup>3</sup> ( $Q_0 = 0,44 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $\alpha$  de 0,0026); o sea valores bastante similares y su magnitud está en concordancia con la extensión areal del acuífero.

Cuando es posible extrapolar la curva de recesión antes del pico de crecida, puede utilizarse la ecuación (3), aunque ello es poco frecuente. Por ejemplo, la Figura 7 grafica un hidrograma fluvial de Puente Canesa registrado en la primavera de 1963 en donde ha sido posible extrapolar la recta de recesión Tipo I de la crecida anterior a las posteriores. La recarga calculada mediante la ecuación de Rorabaugh (3) debido principalmente al

fenómeno de almacenamiento de ribera, es de unos  $9 \text{ Hm}^3$  ó sea casi un 5 % del volumen de agua total precipitada en el período en la cuenca ( $184 \text{ Hm}^3$ ).



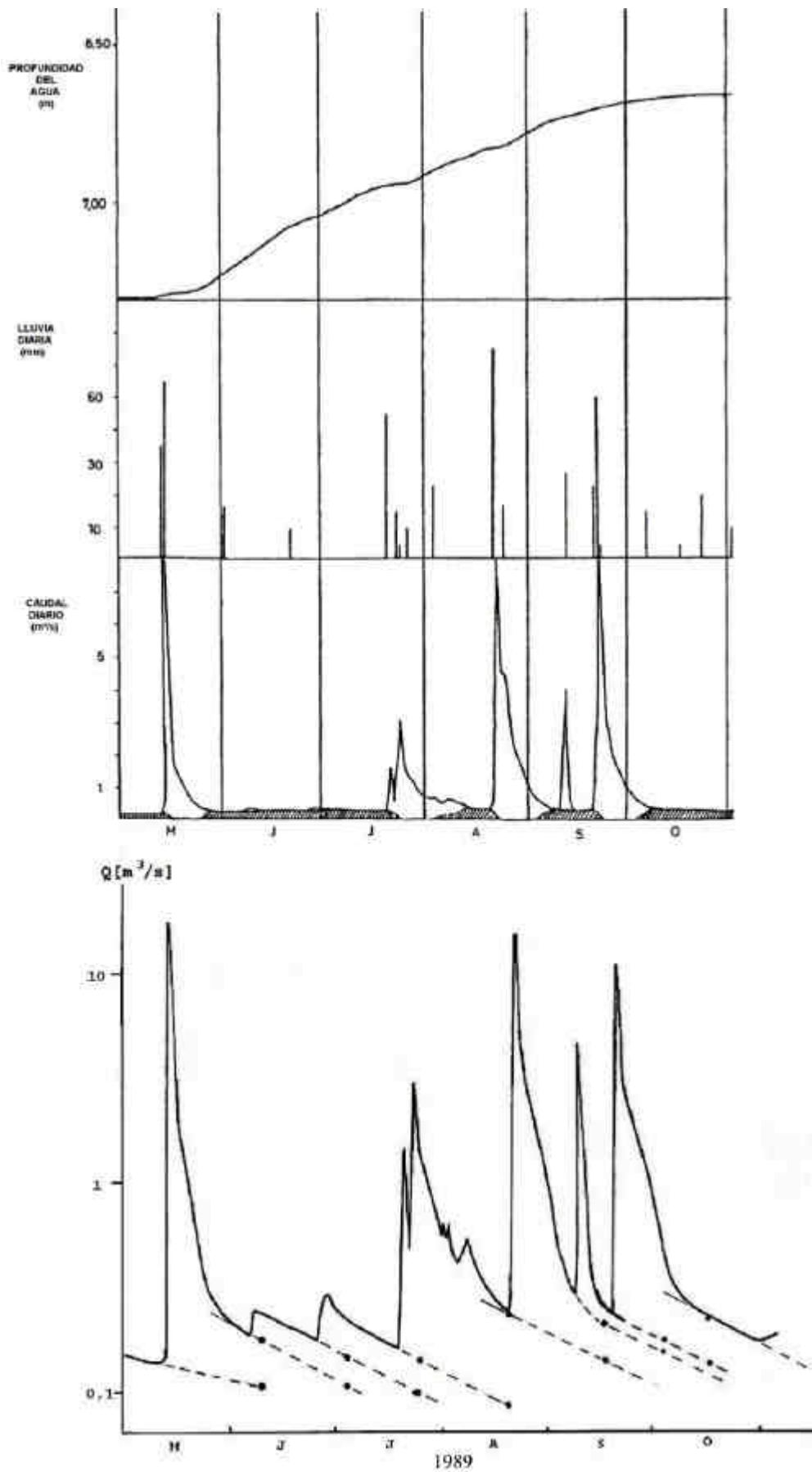
**Figura 7.** Hidrogramas de crecida en Puente Canesa. Primavera de 1963.

Otro ejemplo puede observarse en el hidrograma fluvial de Cerro del Aguila que abarca desde mayo a octubre de 1989. Figura 8. En esa oportunidad se obtuvieron además de los registros freaticos de un piezómetro ubicado en la Ea. Napostá Grande, dentro del valle del arroyo en el

miembro psefítico de la Formación Agua Blanca pero a unos 300 metros del curso, por lo que sus registros no son afectados, en forma directa, por el almacenamiento de ribera. El cálculo de la recarga realizado mediante la ecuación (2) para el almacenaje de ribera (recta Tipo I, no dibujada en la figura), restados los caudales de la recta Tipo II, para los cuatro principales picos de crecida dio unos  $2 \text{ Hm}^3$ . La recarga al acuífero aluvial por agua de lluvia utilizando el método de Bevans o sea la ecuación, (3)  $4,8 \text{ Hm}^3$  con un  $K_r$  de 120 días (recta tipo II) para los siete picos de crecida principales. Dado que no es posible separar la recta tipo III, la recarga calculada con la recta tipo II involucra también a los volúmenes de agua aportados por la descarga del acuífero loésico. O sea, que el total de la recarga para el período se cifra en  $6,8 \text{ Hm}^3$ .

En dicho período, el freático acusó un ascenso de 62 centímetros, lo que equivale, considerando una porosidad efectiva de 0,2 (Carrica, 1998) unos 124 mm. Si se asume que este ascenso es el promedio de los producidos en el acuífero aluvial dentro de la cuenca superior que abarca unos  $18 \text{ Km}^2$  (Carrica, op. cit.) equivale a un volumen  $2,23 \text{ Hm}^3$ . Por otra parte, se cuantificó, a través de la separación gráfica del hidrograma, Figura 8, el caudal básico total del período que resultó de  $3,97 \text{ Hm}^3$ .

Con estos datos es posible realizar un balance hidrológico del acuífero en el período considerado, donde:  $\sum \text{entradas} = \sum \text{salidas} \pm \Delta S$  (variación en el almacenamiento). La recarga calculada ( $6,8 \text{ Hm}^3$ ) se aproxima bastante a las salidas medidas como caudal básico en el arroyo ( $3,97 \text{ Hm}^3$ ) más la variación de almacenamiento positiva registrada en el acuífero ( $2,23 \text{ Hm}^3$ ), que suman  $6,2 \text{ Hm}^3$ , lo cual valida el procedimiento empleado.



**Figura 8.** Freatigrama, yetograma e hidrogramas del invierno-primavera de 1989

## 6. CONCLUSIONES

Las modificaciones realizadas al método de Rorabaugh, utilizando el procedimiento manual de Bevens, lo hacen idóneo para estimar la recarga del acuífero en hidrogramas compuestos como los estudiados. El tiempo crítico ( $T_c$ ) calculado mediante la citada metodología define con una buena aproximación el punto de inicio de la curva de agotamiento de los hidrogramas estudiados.

En áreas con escasa información piezométrica como la estudiada, el método resulta una herramienta importante para el cálculo de la recarga.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Carrica, J. C. ,1998. Hidrogeología de la cuenca del Arroyo Napostá Grande, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral (inérita) Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. Argentina. 215 p. y anexos.
- Castagny G., 1971. Tratado práctico de aguas subterráneas. Ed. Omega S.A. Barcelona 672 p.
- Custodio E. y M. Llamas, 1976. Hidrología Subterránea. Ed. Omega. Barcelona. 2259 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.
- Lopez Vilchez L., 1997. Necesidades observacionales y metodológicas para la mejora del conocimiento y seguimiento de la recarga y para la progresiva adecuación de la planificación hidrológica. La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Las Palmas de Gran Canaria. Enero de 1997. AIH-GE-ITGE: 323-328 pp.
- Martí Vallbona, B. 1997. Métodos de la evaluación de la recarga utilizados en España para la planificación hidrológica: Precisión y Comparabilidad 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.
- Rorabaugh, M. I. , 1964. Estimating changes in bank storage and groundwater contribution to streamflow. International Assoc. of Scientific Hydrology. Publication 63: 432-441.
- Rutledge A. and C. Daniel III, 1994. Testing an automated method to estimate groundwater recharge from streamflow records. Ground water. Vol. 32 Number 2: 180-189 pp.