Estudios Geol., 53: 17-23 (1997)

SIMULACION DE LA RECARGA ARTIFICIAL DE UN ACUIFERO EN SU MANANTIAL. APLICACION AL MANANTIAL DE VOZMEDIANO (SORIA)

E. Sanz *

RESUMEN

Este artículo es una aproximación de la gestión de un acuífero y el caudal del manantial que lo drena. Se utiliza la solución bien conocida de Rorabaugh (1963) para un acuífero homogéneo unidimensional de tamaño finito y el modelo SIMERO de Degallier (1972), con lo que se obtiene una solución nueva muy sencilla para la salida del caudal del acuífero debido a una serie de recargas artificiales instantáneas uniformemente distribuidas a lo largo del acuífero o alrededor del centro de gravedad. Sólo han sido utilizados algunos de los infinitos términos de la solución analítica. Se emplean los primeros componentes de la serie de Fourier de las funciones sinusoidales que resuelven el problema. Como los únicos valores de los exponentes son $(2n + 1)^2 \cdot \alpha$, el factor aplicado a cada componente es $\exp [-(2n + 1)^{2\alpha} \cdot t]$ que disminuye muy rápidamente con el tiempo para valores altos de n. Así entendido, la estructura de la solución puede ser percibida como una extensión, con varias celdas, de una sencilla aproximación del modelo unicelular.

El propósito de la aproximación del modelo es el estudio de la gestión para un año medio del manantial de Vozmediano (Soria), ayudándose de la inercia del acuífero.

Palabras clave: *Modelo matemático, recarga artificial.*

ABSTRACT

The papers approaches the management of an aquifer jointly with the springflow feeded by it. The well known solution by Rorabaugh (1963) for a one-dimensional homogeneous aquifer of finite length and the SIMERO model (Degallier, 1972) is used, so a very simple solution for the aquifer outflow due to a series of instantaneous discrete artificial recharges uniformily distributed along the aquifer is obtained. Only a few components of the infinite terms of the analytical solution are used. The are the first Fourier components of the sinusoidal eigenfunctions that solve the problem. As the eigenvalues of the solution are $(2n + 1)^2 \cdot \alpha$, the factor to be applied to each components is $\exp [-(2n + 1)^{2\alpha} \cdot t]$ that decays very fast with time for high values of n. So understood, the structure of the solution can be perceived as an extension, with several cells, of the simple approach of the unicelular model.

The purpose of this modelling approach is to study the management of the Vozmediano spring for an average year, taking advantage of the aquifer inertia.

Key words: *Mathematical model, artificial recharge.*

Introducción

Los efectos que en el régimen de un manantial pueden provocar las recargas artificiales en el acuífero que lo alimenta pueden ser analizados en primera aproximación mediante la asimilación del acuífero a un modelo unicelular que presenta la relación $Q = \alpha \cdot V$ donde α es el coeficiente de agotamiento del manantial, Q su caudal y V el volumen hidrodinámico del acuífero.

Una ampliación de este modelo hace referencia a los denominados pluricelulares englobados ya que en muchos casos un acuífero se comporta como si estuviese compuesto por un número infinito de celdas con coeficientes de desagüe crecientes. Teniendo en cuenta este modelo, la alter-

* Departamento de Ingeniería y Morfología del Terreno. ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

nativa que aquí se propone para la circulación del agua en el acuífero se asimila a la que se verifica para la transmisión del calor en medios homogéneos, con un doble efecto de retraso y regularización de las llegadas y que ya fue utilizada por Degallier (1972) para formular una versión del modelo SIMERO (Mero, 1963). Una vez simulado el caudal histórico del manantial con dicho modelo, en sus fórmulas operativas, ya discretizadas, se introducen las secuencias de las acciones provocadas y se calculan sus efectos en el régimen del manantial.

La primera parte de la teoría y de las ecuaciones utilizadas se basan en la solución bien conocida de Rorabaugh (1963) para un acuífero homogéneo unidimensional de tamaño finito, y en el modelo SIMERO propuesto por Degallier (1972), que se recogen en el apartado siguiente. Se obtiene posteriormente una solución nueva y sencilla para la salida del acuífero debido a una serie de recargas artificiales instantáneas uniformemente distribuidas a lo largo del acuífero o alrededor del centro de gravedad. Sólo han sido utilizados algunos de los infinitos términos de la solución analítica. Se emplean los primeros componentes de la serie de Fourier de las funciones sinusoidales que solucionan el problema. Como los únicos valores de los exponentes son $(2n + 1)^2 \cdot \alpha$, el factor aplicado a cada componente es $\exp[-(2n + 1)^{2\alpha \cdot t}]$ que disminuye muy rápidamente con el tiempo para valores altos de n. Así entendido, la estructura de la solución puede ser percibida como una extensión, con varias celdas, de una sencilla aproximación del modelo unicelular de Bear (1979).

Resumen del modelo Mero para el flujo en la zona saturada

La fórmula empleada para niveles piezométricos (y) en el acuífero, cuando ha recibido una recarga unitaria a lo largo de una línea de corriente de longitud X y anchura unidad, desde un límite aguas arriba de flujo nulo hasta un manantial de nivel constante, es

$$y(x,t) = \frac{4}{n \cdot S} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\operatorname{sen}(2n+1) \cdot nx / 2X}{2n+1} \exp \frac{-(2n+1)^2 \pi^2 \cdot T \cdot t}{4X^2 \cdot S}$$

donde

T: transmisividad ($L^2\ T^{-1}$)
S: coeficiente de almacenamiento
t: tiempo
x: distancia al manantial

De esta expresión, por la ley de Darcy, se deduce el caudal originado en el manantial ($x = o$) en el instante t, por esta recarga unitaria en la franja de corriente (Rorabaugh, 1963)

$$q(o,t) = -T \frac{}{x} y(o,t) = -\frac{2T}{X \cdot S} \sum_{n=0}^{\infty} \exp \frac{-(2n+1)^2 \pi^2 \cdot T \cdot t}{4X^2 \cdot S} \qquad (1)$$

y se demuestra que hay conservación de caudales ya que

$$V(o,\infty) = \int_o^{\infty} q(o,t)dt = -X$$

La expresión (1) que da los caudales del manantial cuando posteriormente a la inicial unitaria, no ha vuelto a recibir más recargas, constituye una verdadera curva de agotamiento de la franja de corriente. Siendo

$$\alpha = \frac{\pi^2 \cdot T}{4X^2 \cdot S}$$

los exponentes en (1) para $n = 0, 1, 2, \ldots, n$ serían $-\alpha t$, $-9\alpha t$, $-25\alpha t$, ... $-(2n + 1)^2 \alpha t$ y los términos exponenciales de t que usaremos $k(n) = \exp[-(2n + 1)^2 \alpha]$ son rápidamente decrecientes. Ello permite tomar sólo unos cuantos sin pérdida apreciable de precisión. Si el hidrograma del manantial ha permitido calcular los coeficientes de agotamiento pueden muy bien ser sustituidos por los teóricos anteriores.

Para medir los efectos de una serie de recargas $\phi(\tau)$ sería preciso calcular la suma de todas por convolución

$$Q(o,t) = \int_o^t \phi(\tau) \cdot q(o, t-\tau)d\tau \qquad (2)$$

donde $\phi(\tau)$ es la función de variación del flujo con relación al tiempo.

La discretización de la fórmula (2) para una línea de flujo, teniendo en cuenta la (1) e introduciendo un factor C de conservación de caudales que corrija los efectos de la discretización del tiempo y el empleo de sólo algunos términos exponenciales sería (Degallier, 1972)

$$U(I) = D \cdot C \sum_{I=1}^{H} T(I) \cdot \sum_{n=o}^{h_0} [K(n)]^{H-I} \qquad (3)$$

donde:

$$K(n) = \exp \frac{-(2n+1)^2 \pi^2 T}{4X^2 \cdot S} = \exp[-(2n+1)^2 \alpha]$$

$T(I)$: capa de agua llegada a la línea de flujo al comienzo del período I
n_o: número de términos exponenciales usados
I: período de tiempo $I = 1, 2, \ldots H$
$U(I)$: caudal del manantial en el tiempo I

$D = -\frac{2T}{X \cdot S}$ factor reductor de dimensión para caudales.

Una vez fijado el número de términos exponenciales, n_o, y el período de tiempo I, se puede calcular el factor de conservación de caudales C. Supongamos una recarga unitaria única a lo largo de X en el intervalo de tiempo 1. Esta efectuará su llegada al manantial en los intervalos siguientes bajo la forma de n_o sumandos (uno para cada término de la serie exponencial) y la suma de ellos vendrá dada por

$$C \cdot D \cdot \left[\sum_{I=o}^{\infty} [K(o)]^I + \sum_{I=o}^{\infty} [K(1)]^I + \ldots + \sum_{I=o}^{\infty} [K(n_0 - 1)]^I \right]$$

y puesto que estos sumatorios son progresiones geométricas de razón $K(n) < 1$, valdrán

$$C \cdot D \cdot \left[\frac{K(o)}{1-K(o)} + \frac{K(1)}{1-K(1)} + \ldots + \frac{K(n_0-1)}{1-K(n_0-1)} \right] = X$$

que hemos igualado a X. De esta ecuación se despeja C.

Una vez fijado I, n_o y con las recargas ya dimensionadas y corregidas, la puesta en práctica de la fórmula (3) puede efectuarse con relativa sencillez separando los efectos de cada tér-

mino exponencial y con la fórmula recurrente

$$U(n, I) = [Z(I) + U(n, I-1)]^{K(n)} \quad (4)$$

donde

$$Z(I) = T(I) \cdot C \cdot D \quad (5)$$

Por último, se acumulan los efectos de cada término exponencial para tener el caudal al final del período I.

$$U(I) = \sum_{n=o}^{n_0} U(n, I) \quad (6)$$

Si se tiene en cuenta que $D = \frac{2T}{X \cdot S}$ y $\sum \frac{\pi^2 \cdot T}{4x^2 \cdot S}$ podemos poner $D = \frac{8X}{\pi^2}\ \alpha = 0{,}81\ X\alpha$.

Estas fórmulas son para cada línea de corriente y habrá de hacerse la integración de todas, lo que conduciría a la sustitución de X por el área A del acuífero y podríamos poner entonces

$$D = \frac{8 \cdot A}{\pi^2}\alpha = 0{,}81 \cdot A \cdot \alpha$$

Efectos de las acciones provocadas

Estas acciones consisten en recargas artificiales o bombeos sobre el acuífero, y en adelante hablaremos de recargas artificiales, si bien el tratamiento es análogo cambiando el signo de éstas.

Sean $R'(1)$, $R'(2)$, ..., $R'(I)$, ... las recargas artificiales efectuadas en los períodos de tiempo 1, 2, ..., I, ... Puesto que se trata de llegadas directas al nivel freático del acuífero, bastará sumarlas de los valores $T(I)$ de llegada de la zona no saturada al nivel freático para obtener un nuevo valor $T'(I) = T'(I) + R'(I)$ con el cual se seguirá el proceso operativo de la fórmula (4).

El valor de Z será ahora

$$Z'(I) = T'(I) \cdot C \cdot D \simeq [T(I) + R'(I)]\ C \cdot D \simeq$$
$$\simeq T(I) \cdot C \cdot D + R'(I) \cdot C \cdot D$$

y llamando $Z(I) = T(I) \cdot C \cdot D$ y $R(I) = R'(I) \cdot C \cdot D$ a los valores de las llegadas natural y provocada a la zona saturada del acuífero, expresados según el factor reductor de dimensión y con el factor que se introduce para la conservación de caudales se tendrá que

$$Z'(I) = Z(I) + R(I)$$

Comencemos por separar los efectos que este nuevo valor de $Z'(I)$, con sus dos componentes $Z(I)$ y $R(I)$ producen en cada uno de sus caudales parciales $U'(n, I)$ que contempla la fórmula (4). Si la recarga artificial comienza en el período 1 o sea que $R(o) = 0$, será

$$U'(n, 1) = [Z'(1) + U(n, o)]\ K(n) = [Z(1) + R(1) +$$
$$+ U(n, o)]\ K(n) = [Z(1) + U(n, o)]\ K(n) + [R(1) + 0]$$
$$K(n) = U(n, 1) + U_R(n, 1)$$

donde $U_R(n, 1)$ sería la aportación que originaría la recarga artificial $R(1)$ en el período 1.

Para el período 2 sería

$$U'(n, 2) = [Z'(2) + U'(n, 1)]\ K(n) =$$
$$= [Z(2) + R(2) + U(n, 1) + U_R(n, 1)]\ Kn = [Z(1) +$$
$$+ U(n, 1)] \cdot K(n) + [R(2) + U_R(n, 1)]\ K(n) =$$
$$= U(n, 2) + U_R(n, 2).$$

Así siguiendo podemos concluir que para el período I sería

$$U'(n, I) = U(n, I) + U_R(n, I)$$

donde $U'(n, I)$ es la aportación real del acuífero o sea considerando el efecto de las recargas artificiales; $U(n, I)$ el que tendría el manantial si no se hubiesen efectuado dichas recargas artificiales en el período I ni en los precedentes; y $U_R(n, I)$ es la diferencia entre los dos anteriores, el aumento del caudal histórico del manantial por efecto de todas las recargas artificiales efectuadas hasta el período I.

Los efectos en los caudales parciales del manantial, de dichas recargas artificiales, se podrían deducir por lo tanto, con la fórmula iterativa siguiente

$$U_R(n, I) = [C \cdot D \cdot R'(I) + U_R(n, I-1)]\ K(n) \quad (7)$$

y que puede concretarse con los mismos parámetros del acuífero que se establecieron en la calibración del modelo SIMERO.

Ahora bien, siendo el caudal total la suma de los parciales, será

$$U_R(I) = \sum_n U_R(n, I) \quad (8)$$

y la aportación real del manantial, $U'(I)$, o sea considerando el efecto de las recargas artificiales efectuadas hasta el período I será

$$U'(I) = U(I) + U_R(I) \quad (9)$$

Propuesta de recarga artificial al acuífero que alimenta el manantial de Vozmediano

Planteamiento del problema y funcionamiento hidrológico del sistema

Este acuífero fue estudiado por Sanz (1984) y el régimen histórico de su manantial simulado por el modelo SIMERO.

La cuenca de alimentación del manantial ocupa una superficie de 130 km^2 de los cuales 59,5 km^2 corresponden a terrenos detríticos poco permeables del Pérmico y del Triásico que se encuentran a

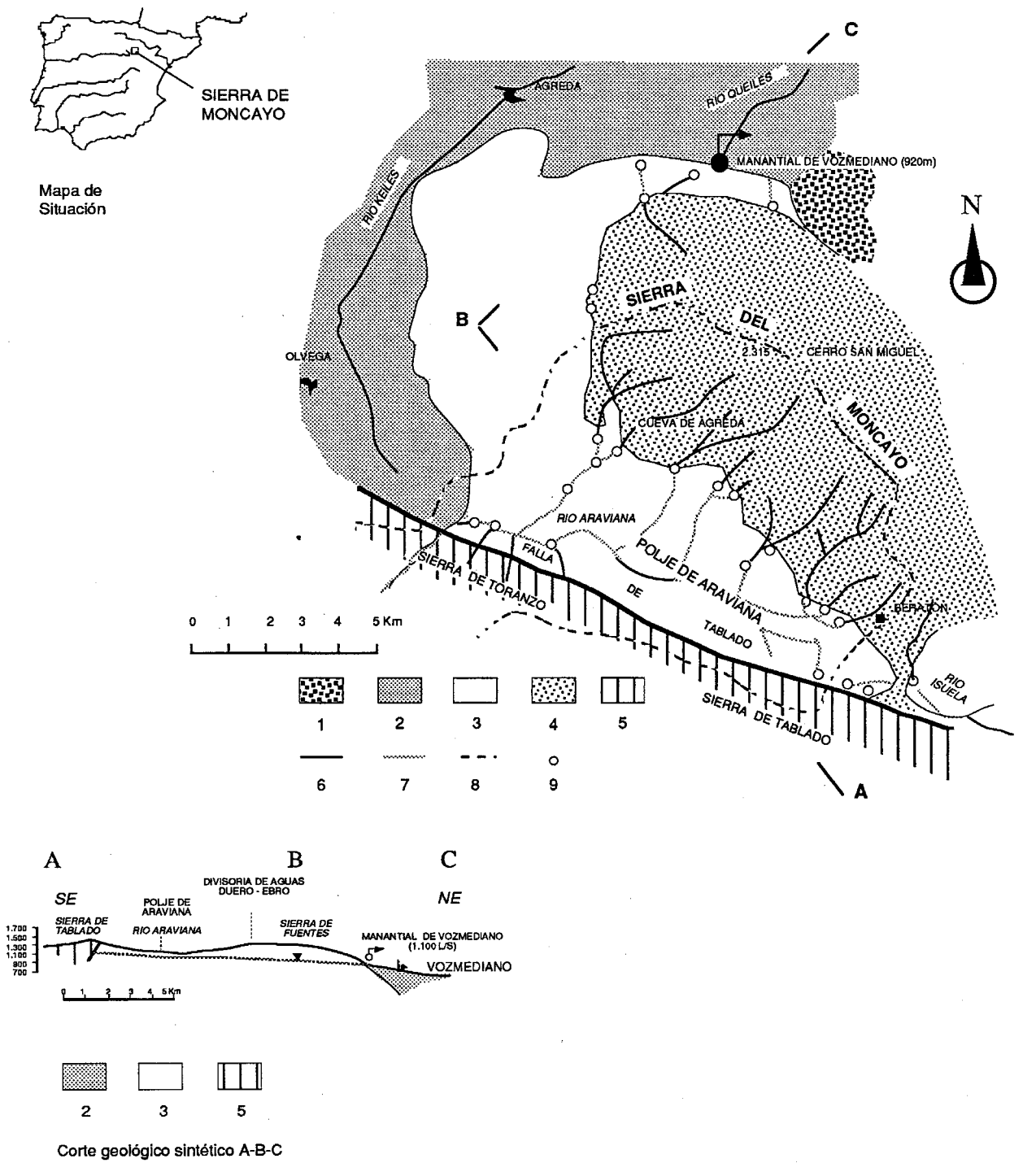

Fig. 1.—Esquema hidrogeológico del acuífero de Vozmediano (Soria). 1. Rocas terciarias impermeables. 2. Jurásico marino y facies Purbeck-Weald impermeables. 3. Rocas carbonatadas del Jurásico marino pertenecientes al acuífero de Vozmediano. 4. Bundsandstein. 5. Rocas paleozoicas impermeables. 6. Cursos de agua perennes. 7. Cursos de agua temporales. 8. Divisoria de aguas superficiales Atlántico-Mediterráneo. 9. Sumideros puntuales.

Tabla 1.—**Escorrentía por el río Araviana (en hm^3)**

Años	Oct.	Nvbre.	Dcbre.	Enero	Febr.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agos.	Spbre.	Total
1959-60	—	—	2,0	0,9	1,0	0,8	—	—	—	—	—	—	4,7
1960-61	2,5	1,2	0,7	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	4,9
1961-62	—	2,1	1,9	0,2	0,3	0,6	0,2	—	—	—	—	—	5,3
1962-63	1,0	0,4	—	0,6	0,5	0,6	0,2	—	—	—	—	—	3,3
1963-64	—	0,2	0,5	0,3	—	0,3	—	—	—	—	—	—	1,3
1964-65	—	—	0,2	0,2	—	0,6	0,4	—	—	—	—	—	1,4
1965-66	—	0,7	0,4	—	0,5	0,2	0,5	0,1	0,4	—	—	—	2,8
1966-67	—	0,7	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1
1967-68	—	0,2	0,3	0,6	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	—	—	—	1,7
1968-69	—	—	1,5	0,4	—	—	0,8	1,4	—	—	—	0,3	4,4
1969-70	—	0,2	0,3	1,4	0,2	—	0,4	0,2	—	—	—	—	2,7
1970-71	—	—	—	0,4	—	—	0,7	0,8	0,3	—	—	_	2,2
1971-72	0,6	0,2	0,2	0,2	0,7	0,8	0,2	0,2	0,1	—	—	0,6	3,8
1972-73	0,4	0,2	0,2	0,1	—	—	—	—	1,0	0,6	—	0,2	2,7
1973-74	—	0,6	0,6	—	—	1,4	0,5	—	0,3	—	—	—	3,4
1974-75	—	0,6	0,2	—	—	0,3	0,6	0,7	0,5	—	—	—	2,9
1975-76	—	—	0,7	0,2	—	—	0,7	—	—	—	—	—	1,6
1976-77	—	—	0,8	1,0	0,4	—	—	1,6	1,5	0,1	—	—	5,4
1977-78	—	—	1,0	0,9	0,3	0,2	0,9	0,4	0,3	—	—	—	4,0
1978-79	—	—	0,5	1,2	1,4	0,3	—	—	—	—	—	—	3,4
1979-80	0,5	0,2	—	—	—	0,3	0,2	1,4	0,2	—	—	—	2,8
Media	0,2	0,4	0,6	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,0	—	0,1	3,2
En mm	1,5	3,1	4,6	3,1	3,1	2,3	2,3	2,3	1,5	—	—	0,8	24,6

mayor altitud y circundan el acuífero kárstico, el cual tiene una superficie de 70,5 km^2 (fig. 1). El 59 % de la aportación media anual del sistema tiene su salida por el manantial del Vozmediano lo que supone un volumen medio anual de 34 hm^3, o bien un caudal medio de 1.078 l/s. Del resto, 3,2 hm^3/año de media logran salir en superficie por el polje del río Araviana, que se encuentra colgado respecto del nivel freático, y que tributará al Rituerto y éste al río Duero. Es esta salida la que se cree es fácilmente recargable de manera artificial en el acuífero para incrementar la aportación del manantial en un 9,4 %. Esta idea fue aportada por Sáenz (1968) en el proyecto de construcción de la presa del Val. El manadero de Vozmediano se encuentra en la Cuenca del Ebro y da lugar al 85 % del caudal del río Queiles. La rica vega de este río constituye una comarca hortícola donde el uso del agua para riego y para abastecimiento tiene mucha más importancia que en la altiplanicie castellana.

La cuenca ocupada por terrenos permotriásicos aportan 18,4 hm^3 a través de varios arroyos que descienden de las sierras del Moncayo (2.315 m) y Tablado (1.600 m). Pero al entrar en contacto con los terrenos calcáreos se infiltran normalmente en el acuífero kárstico salvo ciertos excedentes del Araviana. Esto ocurre cuando el río va crecido y sus aportes rebasan la capacidad actual de infiltración del cauce del Araviana o de sus afluentes. Se ha comprobado que la capacidad de infiltración total del río Araviana en el karst obtenida a partir de cuidadosos aforos diferenciales en distintas épocas del año, durante tres años, es de 500 l/s. Es decir, cuando el caudal del río Araviana supera este valor logra salir del polje. De estos 500 l/s, 400 l/s se infiltran en los talwegs que atraviesan afloramientos de carniolas del Lías, y 100 l/s en los que surcan otros afloramientos calcáreos del Jurásico marino. Por unidad de longitud de cauce, esta capacidad de infiltración máxima es de 42 l/s/km en las carniolas y de 5,8 l/s/km en el resto de calizas jurásicas.

Según ésta y otras informaciones hidrológicas, y mediante la utilización de técnicas de inferencia estadística, se han estimado las aportaciones del río Araviana que salen del sistema en el período de 21 años comprendido entre 1959-60 a 1979-80 (tabla 1; Sanz, 1984).

Los 252 datos mensuales que recogen esta escorrentía del río Araviana se pueden clasificar así por el volumen de su aportación (tabla 2).

Por otra parte se constata que la media anual de 3,2 hm^3 oscila entre 5,4 hm^3 y 1,1 hm^3 con una desviación típica de 1,1 hm^3 por lo que valores superiores a 5,3 hm^3 anuales sólo se presentan en el 5 % de los casos.

Afecciones de la recarga artificial al caudal del manantial de Vozmediano

Las repercusiones de esta recarga artificial en el manantial de Vozmediano puede calcularse median-

Tabla 2

hm³	Frecuencia Absoluta	%
2,0-2,5	3	1,2
1,0-1,9	16	6,3
0,5-0,9	37	14,7
0,1-0,4	58	23,0
0	138	54,8
Total	252	100,0

te las fórmulas (7) y (8). Aquí, a título de ejemplo, se reflejan los cálculos para un año medio de acuerdo con los valores medios mensuales de recarga artificial disponible que figuran al pie de la tabla 1, expresados en milímetros y con los parámetros del modelo y del acuífero que se dedujeron en Sanz (1984). Aunque el efecto de la recarga artificial podría haberse hecho año tras año en el período considerado de 20 años, creemos que la aplicación al año medio es suficiente y proporciona una información muy valiosa e ilustrativa del comportamiento del acuífero.

Aparte de otros aspectos, las características y funcionamiento del sistema de Vozmediano reúne dos buenas condiciones para la aplicación del método propuesto: *a)* El acuífero presenta en conjunto un pobre desarrollo de la karstificación por lo que se acerca más a un medio homogéneo y con gran inercia de respuesta que a un medio heterogéneo s.s. *b)* La recarga alóctona y por tanto la posible recarga artificial en el río Araviana se verifica en

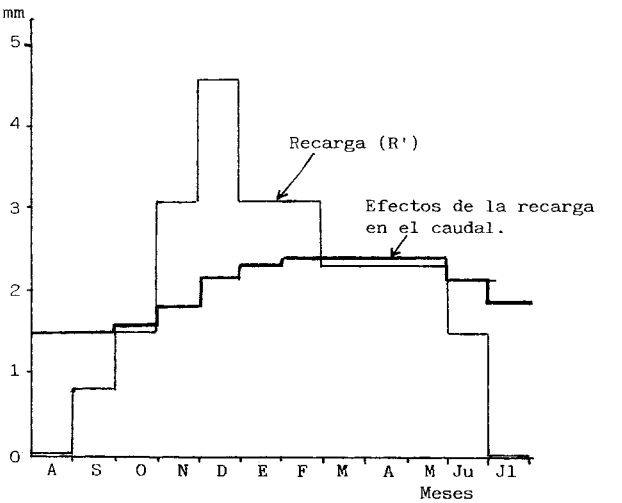

Fig. 2.—Recargas y sus efectos en el caudal.

una zona amplia y alejada del manantial (15 km aproximadamente), es decir, cerca del centro de gravedad del acuífero.

Los resultados medios mensuales se reflejan en la tabla 3, para su calibración se ha partido de los caudales iniciales que se expresan. Estos resultados son los que se registran, como media, después del primer año de iniciada la recarga artificial.

Como ya se ha dicho, el caudal del manantial quedaría incrementado en 3,2 hm³/año (9,4 % de lo que anteriormente tenía). Por otra parte, y como puede verse en la figura 2, la comparación de las series de recargas artificiales disponibles y las de

Tabla 3.—**Repercusiones de la recarga en el caudal del manantial (datos mensuales de un año medio).**

Meses (*I*)	Datos en mm, sobre 130 km² de cuenca							Datos en hm³		
	R'	$U_R(o, I)$	$U_R(1, I)$	$U_R(2, I)$	$U_R(I)$	$U(I)$	$U_R(I) + U(I)$	$U_R(I)$	$U(I)$	$U_R(I) + U(I)$
Agosto	—	1,4	0,1	—	1,5	19,7	21,2	0,2	2,6	2,8
Septiembre	0,8	1,4	0,1	—	1,5	17,3	18,8	0,2	2,2	2,4
Octubre	1,5	1,4	0,2	—	1,6	14,3	15,9	0,2	1,9	2,1
Noviembre	3,1	1,5	0,3	—	1,8	15,5	17,3	0,2	2,0	2,2
Diciembre	4,6	1,8	0,4	—	2,2	20,1	22,3	0,3	2,6	2,9
Enero	3,1	1,9	0,4	—	2,3	24,0	26,3	0,3	3,1	3,4
Febrero	3,1	2,0	0,4	—	2,4	26,3	28,7	0,3	3,4	3,7
Marzo	2,3	2,0	0,4	—	2,4	27,4	29,8	0,3	3,6	3,9
Abril	2,3	2,0	0,4	—	2,4	27,9	30,3	0,3	3,6	3,9
Mayo	2,3	2,0	0,4	—	2,4	27,7	30,1	0,3	3,6	3,9
Junio	1,5	1,9	0,3	—	2,2	26,0	28,2	0,3	3,4	3,7
Julio	—	1,7	0,2	—	1,9	22,7	24,6	0,3	3,0	3,3
Total	24,6	21,0	3,6	—	24,6	268,9	293,5	3,2	34,0	37,2

Características del acuífero:
$K(o) = 0{,}90$; $\alpha_0 = 0{,}10$ mes^{-1}
$K(1) = 0{,}59$; $\alpha_1 = 0{,}53$ mes^{-1}
$K(2) = 0{,}07$; $\alpha^2 = 2{,}66$ mes^{-1}

Fórmula: $U^R(n, I) = [MR'(I) + U_R(n, I - I)]K(n)$
$U_R(I) = \sum U_R(n, I)$
$C = 1{,}171$; $D = 0{,}0854$; $M = C \cdot D = 0{,}1$
$U_R(o, o) = 1{,}6$; $U_R(1, o) = 0{,}2$; $U_R(2, o) = 0{,}0$

sus efectos en el caudal del manantial han originado no sólo una significativa mayor regularidad en los caudales disponibles (las desviaciones típicas de recargas y de efectos son 1,31 y 0,36 respectivamente) sino también un retraso de los mismos, ya que el centro de gravedad de las recargas artificiales se situaba a finales de enero, y el de sus efectos a finales de febrero, con lo que se ajusta mejor a la demanda de la zona.

Aunque sale fuera de los propósitos de este trabajo, creemos que la realización práctica y ejecución de la recarga artificial supondría obras de poco coste, como la limpieza de los lechos arcillosos de los afluentes del río Araviana, con el consiguiente aumento de la capacidad de infiltración de los cauces. Asimismo, se podría derivar el río a torcas y simas próximas cuyos fondos están situados a cota inferior que los talwegs. Se trataría de obtener capacidades de infiltración totales superiores a 3.000 l/s que son los caudales puntas diarios medidos en la salida del polje durante los años 1981, 1982 y 1983 (Sanz, 1984).

Discusión

Existen otras soluciones analíticas al problema propuesto para el caso del flujo en un sistema homogéneo concentrado en un punto o distribuido en el espacio, continuo en el tiempo de recarga o de bombeo. Hay otras soluciones analíticas para situaciones más complejas de acuíferos, como por ejemplo, para acuíferos rectangulares o sectores de acuíferos, con recarga o bombeo concentrado o distribuido, más o menos conectados con un límite constante en cabecera. Sahuquillo (1983) ofrece una revisión de los métodos más conocidos.

Desde luego, las presunciones de homogeneidad y bombeo uniformemente distribuido o alrededor del centro de gravedad podrían ser mejoradas por un modelo numérico que podría manejar escenarios más complejos. La heterogeneidad está presente en muchos acuíferos kársticos, aunque el ejemplo estudiado constituye precisamente un acuífero pobremente karstificado y con una gran inercia y regularidad en su caudal (oscila entre 500 y 3.000 l/s), por lo que creemos que no ha habido gran error en considerarlo como homogéneo.

Por otro lado, gran parte de los acuíferos calcáreos en España corresponden a zonas montañosas, poco pobladas, y por lo tanto pobremente explotadas. Ello hace que los datos hidrogeológicos sean escasos y la única información —si existe— sea el hidrograma de los manantiales. El estudio de la totalidad del hidrograma o su simulación se puede abordar también mediante los análisis de correlación y espectral, y la deconvolución (Padilla *et al.*, 1994, 1995). Esta limitación de datos obliga a estudiar la viabilidad de regulación de manantiales a través de modelos matemáticos de precipitación-escorrentía ya que en muchas ocasiones no se pueden aplicar modelos de celdas. Para las primeras etapas de estudios de viabilidad creemos es suficiente aplicar métodos sencillos, como el propuesto aquí.

Conclusiones

Si el caudal de un manantial ha sido simulado por el modelo SIMERO, con sus fórmulas iterativas, una vez discretizado, se deduce un método de fácil aplicación para calcular la secuencia de efectos en el caudal de una serie de recargas artificiales provocadas en el acuífero.

En su aplicación al manantial de Vozmediano se constata que el método verifica la conservación de caudales y como era de esperar produce un retraso y una regularización de dichas recargas al considerar sus salidas por el manantial. Se utiliza así el acuífero como embalse de regulación y medio de conducción del agua, adaptándose mejor a la demanda.

Referencias

Bear, J. (1979). *Hydraulics of Groundwater,* McGraw-Hill, New York, 569 págs.

Degallier, R. (1972). Un modele de simulation des ecoulements superficiels et soterrains: le modèle SIMERO. *Bulletin BRGM,* Section III, 3, 23-42.

Mero, F. (1963). Application of the ground water depletion curves in the analysis and forecasting of springs discharges influenced by wells. *Symp. Intern. Assoc. Scien. Hydrol.,* IUGG, Public. n.° 63, 107-117.

Padilla, A., Pulido, A., y Mangin, A. (1994). Relative Importance of Baseflow and Quickflow from Hydrographs of Karst Springs. *Ground Water,* 32, 267-277.

Padilla, A., y Pulido, A. (1995). Study of Hydrograms of Karstic Aquifers by Mean of Correlation and Spectral Cross Analysis. *J. of Hydrology,* 168, 73-89.

Rorabaugh, M. I. (1963). Estimating Changes in Bank Storage and Groundwater Contribution to Stream flow, General Assembly of Berkeley. *Intern. Assoc. Scien. Hydrol.,* Public. n.° 63, 432-441.

Sáenz, C. y otros (1968). *Estudio de la viabilidad técnico-económica del plan de riegos del Queiles. Primera Etapa,* Dirección General de Obras Hidráulicas, Madrid.

Sahuquillo, A. (1983). Modelos no lineales. Modelos cuasiagregados. Manantiales. Modelos pluricelulares englobados. En: Varela (ed.), *Utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas,* Secciones B-3 y B-4, SGOP-Univ. Polit. de Valencia, Valencia.

Sanz, E. (1984). *El Karst del Sur y Oeste del Moncayo,* tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid (inédita).

Recibido el 10 de junio de 1996
Aceptado el 30 de septiembre de 1996