

CALCULO DE LA RECARGA NATURAL DE UN ACUIFERO A PARTIR DEL HIDROGRAMA DEL MANANTIAL. APLICACION AL MANANTIAL DE VOZMEDIANO

J. J. López Palancar * y E. Sanz *

RESUMEN

Se desarrolla un método para calcular la recarga natural de un acuífero que parte del hidrograma del manantial y adopta para su estructura un modelo pluricelular englobado. Se establecen las fórmulas iterativas para su modelación así como las fases de calibración. Esta metodología se ha aplicado al manantial de Vozmediano.

El coeficiente de infiltración en el sistema de Vozmediano es del 37 % para una precipitación media de 714 mm/año. Los resultados se comparan con otros métodos diferentes de cálculo de la recarga.

Palabras clave: *Recarga natural, hidrograma manantial, Modelo matemático.*

ABSTRACT

A method is developed for calculating the natural recharge of an aquifer from the hydrograph of the spring, using a closed multiple cell model. Iterative formulae for modelling are given together with the calibration phases. This methodology is applied to the spring at Vozmediano.

The net recharge of precipitation is 37 %, for the average precipitation in the Vozmediano system (714 mm/yr). The results are compared to independent methods of estimating recharge.

Key words: *Natural Recharge, hydrograph of a spring, Mathematical model.*

Introducción

En los distintos modelos que tratan de explicar el funcionamiento de un acuífero en régimen natural, una de las partes más laboriosas se centra en el balance del agua de lluvia que cae sobre su cuenca. El objetivo de esta parte es determinar la recarga del acuífero una vez restados los otros destinos de la lluvia, principalmente la evapotranspiración y la escorrentía superficial.

Esta recarga condiciona el potencial del acuífero y por lo tanto su descarga por el manantial. A su vez, está condicionada por variables exógenas, principalmente la lluvia y la temperatura. Para analizar la interrelación entre estas variables (pluviometría, temperatura y caudal) cuyos registros son los de más común disposición, cobra importancia la variable intermedia de la recarga para cuyo cálculo se han estudiado diversas metodologías. Entre ellas destacan las que hacen un cálculo *a posteriori*, utili-

zando el hidrograma del manantial y una vez establecido el régimen de recargas a lo largo del tiempo quede facilitado el análisis de una posible relación empírica entre ésta y las variables exógenas que la han venido condicionando durante la época de estudio.

Entre los distintos métodos para el cálculo de esta recarga *a posteriori* utilizando el hidrograma se resume el que se cree ha venido siendo más utilizado y que tiene un componente gráfico. A continuación se desarrolla otro que puede modelizarse y que aplicamos al manantial de Vozmediano.

Método de desplazamiento de la curva de recesión

Este método está basado en la elevación de la curva de recesión de la descarga que ocurre como resultado de la recarga.

Si α es el coeficiente de agotamiento, que ha sido determinado previamente, considera que en el denominado «tiempo crítico»

* Dpto. de Ingeniería y Morfología del Terreno. Esc. Téc. Sup. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Ciudad Universitaria, s/n. 28040 MADRID.

co» ($T_c = 1/2\alpha$) a partir del final de la recarga, el manantial adquiere su caudal básico.

Para cada pico del hidrograma, con representación semilogarítmica (fig. 1) estima en el dibujo la curva de descenso del pico hasta conseguir que en el «tiempo crítico» quede paralelo a la recta de agotamiento o sea con pendiente α . En este momento se mide los caudales q_1 de la recta de recesión del pico y q'_1 de la recesión anterior.

Las formulaciones de Glover (1964) y Rorabaugh (1964), recientemente automatizadas por Rutledge y Daniel (1994) muestran que el potencial total de la recarga de agua subterránea a un tiempo crítico después del pico de caudales es igual aproximadamente a una mitad del volumen de agua que recargó el sistema. O sea que para los picos 1 y 2 de la figura 1 se tendrían las siguientes recargas R_1 y R_2 .

$$R_1 = 2 \left(\frac{q_1}{\alpha} - \frac{q'_1}{\alpha} \right) = \frac{2(q_1 - q'_1)}{\alpha} \quad \text{y} \quad R_2 = \frac{2(q_2 - q'_2)}{\alpha}$$

Método de la curva de descarga e incremento del potencial del acuífero con un modelo pluricelular englobado

Para la correcta aplicabilidad de este método, se admite que el acuífero se comporta linealmente, es decir, que los descensos producidos por efecto del drenaje natural son despreciables respecto del espesor saturado.

El acuífero se considera descompuesto en una o, por lo general, varias celdas, asimilables a depósitos naturales, que presentan celeridad distinta en el desagüe de su volumen hidrodinámico. Estos drenajes pueden asimilarse a mecanismos diferentes de liberación del agua almacenada en el acuífero.

Los coeficientes de agotamiento en las celdas ficticias pueden ordenarse según una secuencia creciente, y expresan el orden inverso en cuanto a la duración de sus influencias.

La modelación mediante el esquema pluricelular englobado se expresa exclusivamente en condiciones de caudales drenados, volúmenes y recargas en cada celda de descomposición. Por tanto, no requiere el conocimiento de las series de niveles piezométricos, ya que no intervienen en el cálculo. Tampoco se precisa cuantificar la evapotranspiración, ni siquiera la geometría exacta del acuífero y condiciones en los bordes; sólo son necesarios la superficie total del acuífero, y las series de precipitación y de aforos naturales del manantial.

La metodología ha sido planteada por Rorabaugh (1964) y Singh (1969) y desarrollada por Sahuquillo *et al.* (1983, 1987), habiéndose aplicado con éxito al manantial de Elduaen (López, 1988). Realmente se trata de una desviación del modelo unicelular de Bear (1979).

Características generales. Formulación

Se supone que el caudal drenado por el manantial y el volumen almacenado por encima de la cota de salida admiten expresiones de la forma:

$$Q = F(t) \\ V = G(t)$$

es decir, que sus valores dependen exclusivamente del instante de tiempo en que se evalúan, si bien vendrán condicionados por las situaciones precedentes en la forma de unos coeficientes implícitos.

En ausencia de recarga, la representación semilogarítmica de la descarga del manantial a lo largo del tiempo será una función decreciente, que puede descomponerse con suficiente aproximación en una serie de tramos lineales; y cada uno de ellos representará la aportación de una celda virtual de cálculo.

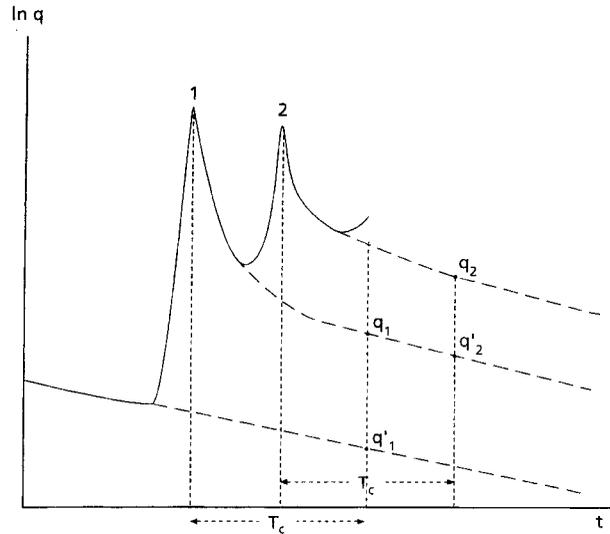


Fig. 1.—Desplazamiento de la curva de recesión.

Cuantas más celdas se consideren mejor será el resultado de la simulación, con el límite máximo del número de sistemas distintos de drenaje que presente el acuífero. Normalmente, una descomposición en dos celdas conduce a buenos resultados, pero cuando el rango de variación del caudal es amplio es conveniente aumentar el número de influencias.

Con las hipótesis anteriores, el caudal tendrá la siguiente expresión:

$$Q = \sum Q_i e^{-\alpha(i)t}$$

donde Q_i representa el caudal drenado por la celda i , y $\alpha(i)$ su coeficiente de agotamiento.

El volumen activo del acuífero se obtiene por integración de la expresión anterior y teniendo en cuenta que $V_i = Q_i/\alpha(i)$

$$V = \sum Q_i e^{-\alpha(i)t}/\alpha(i)$$

Los parámetros Q_i y $\alpha(i)$ pueden obtenerse mediante el ajuste por mínimos cuadrados de tramos lineales en la curva de agotamiento. El proceso completo sería el siguiente:

1. Elección del tramo decreciente más neto en los aforos del manantial, es decir, definición de la curva de agotamiento.
2. Representación en un gráfico semilogarítmico de las parejas tiempo/caudal, y ajuste de una recta a partir de los caudales menores, y obtención de Q_i y α_i .
3. La influencia de las celdas restantes se obtiene como diferencia del tramo lineal calculado respecto de la curva de agotamiento.
4. Repetición del proceso, puntos 2 y 3, hasta obtener la serie completa de valores caudales iniciales y coeficientes de agotamiento por celda.

Como hipótesis adicional, se admite que las aportaciones producidas por la recarga del acuífero en cada período de tiempo I se distribuyen según unos coeficientes de reparto en cada celda, que son independientes del tiempo, es decir:

$$R_i^I = A_i R^I$$

donde R^I y R_i^I representan las recargas total y parcial por celda en el período I , y deberán cumplir la condición:

$$\sum A_i = 1$$

El caudal instantáneo desaguado en la celda i será:

$$Q_i = \alpha(i) V_i$$

y el total:

$$Q = \sum \alpha(i) V_i$$

Simulación

Se consideran intervalos iguales de tiempo, 1, 2, ...I ... que tomaremos por unidad y en dicha unidad expresaremos los valores de $\alpha(i)$. Para cada celda llamemos también Q_i^l y q_i^l a los valores del caudal al final del período l , el primero Q_i^l incluyendo la recarga $A_i R^l$ que admitiremos se produce instantáneamente al final del período y el segundo el que proporcionará la celda en régimen no influenciado. Asimismo llamemos V_i^l y v_i^l a los volúmenes hidrodinámicos de la celda al final del período l , el primero V_i^l , ya incluida la recarga $A_i R^l$ y el segundo v_i^l antes de añadir dicha recarga o sea el que tendría en régimen no influenciado.

Para el período $l+1$ se verificará que

$$q_i^{l+1} = Q_i^l \cdot e^{-\alpha(i)}$$

o bien dividiendo ambos miembros de esta igualdad por $\alpha(i)$

$$v_i^{l+1} = V_i^l \cdot e^{-\alpha(i)} \tag{1}$$

y añadiendo la recarga instantánea R^{l+1}

$$V_i^{l+1} = V_i^l \cdot e^{-\alpha(i)} + A_i R^{l+1} \tag{2}$$

multiplicando los dos miembros por $(1 - e^{-\alpha(i)})$ quedaría

$$V_i^{l+1}(1 - e^{-\alpha(i)}) = V_i^l \cdot e^{-\alpha(i)}(1 - e^{-\alpha(i)}) + A_i R^{l+1}(1 - e^{-\alpha(i)})$$

Pero el primer miembro es la aportación procedente de la celda en el período $l+1$ o sea Q_i^{l+1} ; por lo tanto se tendría.

$$Q_i^{l+1} = V_i^l \cdot e^{-\alpha(i)} \cdot (1 - e^{-\alpha(i)}) + A_i R^{l+1}(1 - e^{-\alpha(i)}) \tag{3}$$

o bien

$$A_i R^{l+1}(1 - e^{-\alpha(i)}) = Q_i^{l+1} - V_i^l \cdot e^{-\alpha(i)}(1 - e^{-\alpha(i)})$$

Sumando ésta expresión para todas las celdas y despejando R^{l+1} queda

$$R^{l+1} = [Q^{l+1} - \sum V_i^l \cdot e^{-\alpha(i)}(1 - e^{-\alpha(i)})] / \sum A_i(1 - e^{-\alpha(i)}) \tag{4}$$

Por otra parte sumando la expresión (2) para todas las celdas se tendría

$$V^{l+1} = \sum V_i^l \cdot e^{-\alpha(i)} + R^{l+1} \tag{5}$$

Las fórmulas (4) y (5) nos permiten establecer un procedimiento iterativo para calcular las recargas R^l y los volúmenes hidrodinámicos V^l conociendo los caudales Q^l .

Para $l = 0$ se tendría en (3) y (4)

$$R^1 = [Q^1 - \sum V_i^0 \cdot e^{-\alpha(i)}(1 - e^{-\alpha(i)})] / \sum A_i(1 - e^{-\alpha(i)})$$

$$V^1 = \sum V_i^0 \cdot e^{-\alpha(i)} + R^1$$

o sea que sería necesario conocer los volúmenes iniciales V_i^0 .

La fórmula (3) nos permitiría simular los caudales para su contraste con los aforados.

Calibración

La calibración del modelo consistirá en la determinación de los volúmenes iniciales y coeficientes de reparto por celda, de forma que las series de recarga y volúmenes verifiquen las siguientes condiciones:

— La recarga total de cálculo debe ser siempre positiva o nula.

— La secuencia de entradas debe ser coherente con los datos cualitativos de las series históricas de aforos y precipitación.

— Los volúmenes activos en cada celda deberán ser siempre positivos o nulos.

Si de la calibración se deduce un determinado desfase entre precipitación y recarga de cálculo, se podrá interpretar como el retraso desde que se produce la primera hasta que una fracción pasa a engrosar el volumen activo. Esta circunstancia puede darse si existen varios mecanismos de recarga, por ejemplo entradas directas y laterales, con tiempos de retraso distintos. En todo caso, se obtendrá que la recarga estará más regularizada, y sus «puntas» aparecerán atenuadas respecto a las de precipitación.

Para obtener unos valores iniciales de los parámetros de calibración, puede admitirse que los volúmenes iniciales son nulos en todas las celdas, y que instantáneamente experimentan una recarga que origina un caudal drenado de magnitud igual al primer caudal de la serie histórica. Se tendrá:

$$Q_i = V_i(1 - e^{-\alpha(i)})$$

que permite determinar V_i en función de las componentes iniciales del caudal, las cuales se deducen del análisis de la curva de agotamiento.

Los coeficientes A_i vendrán dados por:

$$A_i = V_i / V = V_i / \sum V_i$$

Como resumen, se indican a continuación los pasos a seguir en el proceso de calibración:

1. Determinación de los coeficientes de agotamiento en las celdas virtuales de cálculo. El número de celdas debe ser el suficiente para reproducir completamente todo el rango de variación del caudal en la curva de agotamiento del manantial.

2. Expresión analítica de la curva de agotamiento de calibración, con el mismo origen de tiempos para todos sus términos.

3. Cálculo de unos valores iniciales de los parámetros de calibración: volúmenes activos y coeficientes de reparto de entradas y salidas por celda.

4. Calibración propiamente dicha. Se trata de simular lo más fielmente posible la serie histórica de aforos, verificando las condiciones expuestas más arriba. Así, se determinan los valores definitivos de los volúmenes activos iniciales y coeficientes de reparto por celda.

Programas de ordenador

Aunque el proceso puede realizarse de forma manual, todas las fases de cálculo se pueden expresar como algoritmos susceptibles de programar en cualquier lenguaje. A estos efectos, se han desarrollado varios programas de cálculo cuya función se indica a continuación.

Cálculo de los coeficientes de desagüe por celda. La determinación del número óptimo de puntos de ajuste se realiza por regresión semilogarítmica de la curva de agotamiento, y el control se realiza por medio de la secuencia de coeficientes de correlación, mediante selección manual o automática. Al término del proceso se obtiene la expresión del caudal desaguado por el manantial con origen en el primer punto de la curva de agotamiento. Por traslación al inicio absoluto de la serie histórica de aforos se obtiene la expresión absoluta del caudal drenado en ausencia de recarga.

Calibración. A partir de los valores iniciales de los volúmenes activos y coeficientes de reparto por celda, se reproduce la serie histórica de aforos, obteniéndose la de recargas de cálculo; y, de su comparación con la de precipitación, unos indicadores de ajuste. El cálculo se realiza a intervalos dados por cada parámetro a determinar, y se emplea el método de partición del intervalo, seleccionando automáticamente en cada iteración el subintervalo que proporciona menor desviación, si bien, los nuevos límites pueden variarse manualmente a fin de mejorar el rendimiento del proceso.

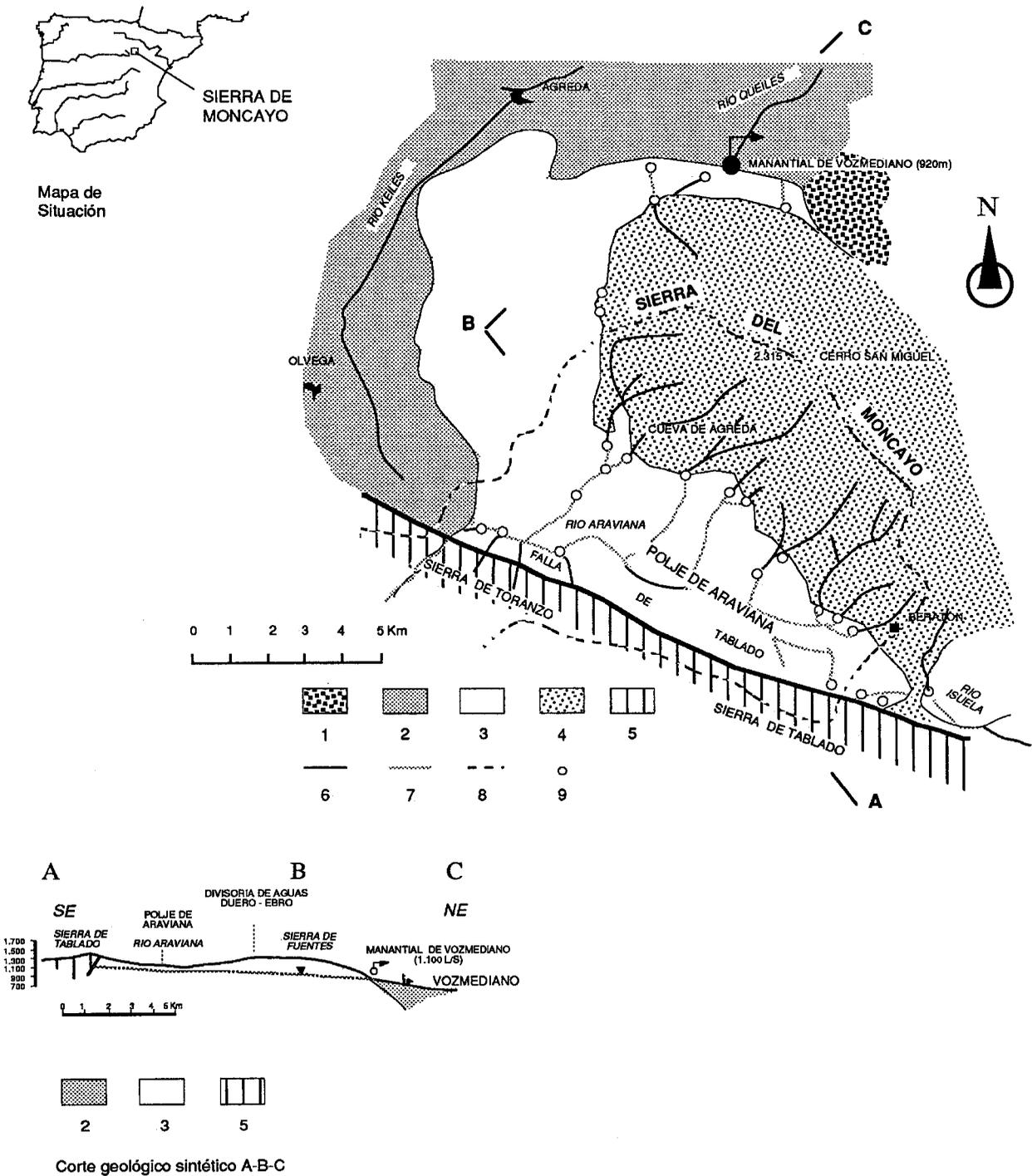


Fig. 2.—Esquema hidrogeológico del acuífero de Vozmediano (Soria): 1) Rocas terciarias impermeables, 2) Jurásico marino y facies Purbeck-Weald impermeables, 3) Rocas carbonatadas del Jurásico marino pertenecientes al acuífero de Vozmediano, 4) Bundsandstein, 5) Rocas paleozoicas impermeables, 6) Cursos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

Simulación. A partir del origen absoluto de tiempos, y para cada intervalo de cálculo, se determinan las aportaciones debidas a cada celda virtual, teniendo en cuenta las variaciones de volumen activo producidas por la recarga.

Aplicación al manantial de Vozmediano

La zona de estudio se sitúa en el límite de las provincias de Zaragoza y Soria, en la falda norte de la Sierra del Moncayo, donde se origina el manantial de Vozmediano, que constituye el nacimiento del río Queiles. La extensión total de los acuíferos que alimentan dicho manantial se cifra en 130 km², de los que 70,5 km² lo ocupan las calizas y dolomías del Jurásico marino, con una potencia media superior a los 1.000 m (Sanz, 1984) (fig. 2).

Datos disponibles

Para la realización del modelo (López y Sanz, 1992) se han empleado los aforos medios mensuales desde octubre de 1959 hasta septiembre de 1980, ambos inclusive. Se observa que los valores extremos son de 40,0 mm/mes para el máximo, y 9,2 en el mayor estiaje, con una media de 22,4 mm. (Los caudales se expresan en mm repartidos en los 130 km² de superficie del acuífero).

Las curvas de agotamiento más representativas se encuentran en los períodos que, junto a los intervalos de caudal (en mm), se indican a continuación.

- 1961-62: marzo (38,5) a septiembre (13,8)
- 1963-64: abril (24,6) a septiembre (12,3)
- 1964-65: abril (20,8) a septiembre (11,5)
- 1966-67: marzo (20,8) a septiembre (11,5)
- 1969-70: mayo (35,4) a noviembre (9,2)

Para la precipitación se han utilizado las medias mensuales de la zona de estudio durante el mismo período de tiempo que la serie de aforos del manantial. La media es de 60 mm/mes y los extremos 2,2 y 279,8.

Calibración

Del análisis cualitativo de las series de precipitación y aforos de manantial, figura 3, se deducen las siguientes observaciones:

1. No se presentan anomalías significativas en la forma de la curva de aforos del manantial, con una notable regularidad anual en sus crecidas y estiajes.
2. El estiaje más prolongado, unido a la máxima diferencia de aportación total del ciclo hidrológico respecto del año anterior, con una precipitación

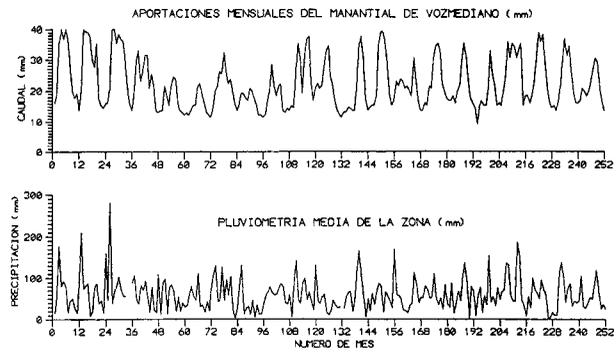


Fig. 3.—Datos históricos en el régimen natural del manantial de Vozmediano.

inferior a la media, se dan en el período de marzo de 1969 a septiembre de 1970; por lo que se tomará como período representativo para el cálculo de coeficientes de agotamiento.

3. La existencia de un caudal de base de magnitud superior al tercio del máximo, puede interpretarse como recarga continuada, directa o lateral, con un cierto retraso respecto a la precipitación, o bien, por el drenaje diferido de acuíferos detríticos.

4. Si se consideran los datos de aportaciones y de precipitación como series temporales, se verifica que el mayor coeficiente de correlación (0,462) se produce para una traslación de 1 mes, lo que puede interpretarse como el desfase temporal máximo entre ambas variables.

La descomposición de la curva de agotamiento en componentes exponenciales se ha realizado por regresión del mismo tipo, eligiendo en cada tramo el número óptimo de puntos de ajuste por el mínimo del coeficiente de correlación. Una vez obtenida la primera rama de regresión, que corresponde a los caudales más bajos, se descuenta dicha función de la curva de agotamiento, y se repite el mismo proceso para los nuevos valores obtenidos, dando por finalizada la descomposición cuando se agotan los datos.

En el ajuste descrito se obtienen las componentes que, junto a los coeficientes de correlación parciales, se indican:

$$\begin{aligned} \text{Celda 1: } Q_1 &= 13,8 e^{-0,00304 t} & r^2 &= 0,977 \\ \text{Celda 2: } Q_2 &= 6,46 e^{-0,02144 t} & r^2 &= 0,958 \\ \text{Celda 3: } Q_3 &= 2,44 e^{-0,326 t} & r^2 &= 0,998 \end{aligned}$$

donde Q_i representa el caudal en l/s debido a la celda i , t el tiempo en días a partir del origen relativo, y r^2 el coeficiente de determinación.

Si se traslada al origen de la tercera rama, marzo de 1969, se obtiene:

$$Q = 21,77 e^{-0,00304 t} + 23,38 e^{-0,02144 t} + 2,44 e^{-0,326 t}$$

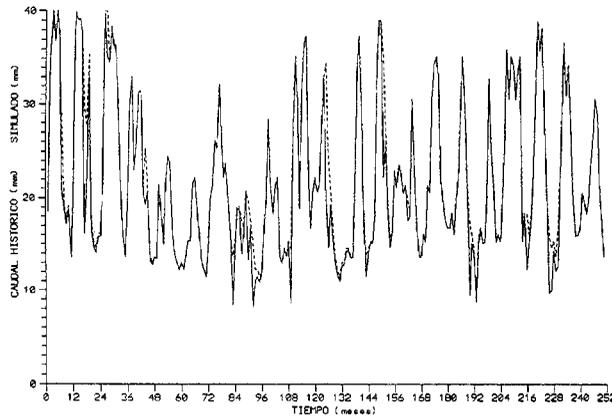


Fig. 4.—Caudales históricos y simulados (mm) en el manantial de Vozmediano.

La presencia de tres componentes del caudal puede interpretarse como otros tantos sistemas de drenaje en la cuenca. El caudal de base se deberá al drenaje lento de los materiales detríticos triásicos, red de fisuras pequeñas del acuífero kárstico e incluso al deshielo en los meses de estiaje, mientras que los caudales mayores serán debidos a la transmisión rápida de la recarga a través de la red de karstificación.

A efectos de calibración, se han tomado como valores de los volúmenes iniciales (en m^3) y coeficientes de reparto por celda los siguientes:

$$\begin{array}{ll} V_1 = 1,45 \cdot 10^7 & A_1 = 0,865 \\ V_2 = 2,24 \cdot 10^6 & A_2 = 0,133 \\ V_3 = 17776 & A_3 = 0,001 \end{array}$$

La calibración del modelo conduce a los siguientes resultados:

$$\begin{array}{ll} V_1 = 7,35 \cdot 10^6 & A_1 = 0,53 \\ V_2 = 3,15 \cdot 10^6 & A_2 = 0,29 \\ V_3 = 3950 & A_3 = 0,18 \end{array}$$

Simulación

Para obtener la serie de caudales simulados, se aplica la formulación antes descrita, con la serie de recargas de cálculo y los parámetros iniciales del acuífero deducidos en la calibración.

La figura 4 recoge los gráficos de caudales simulados e históricos. Se observa que la primera serie logra reproducir correctamente los ciclos anuales seguidos por la segunda, con una notable coincidencia en los valores del caudal. Son excepción algunos de los agotamientos más pronunciados, hecho que puede deberse al efecto ocasional de alguna recarga indirecta o considerada en el cálculo, por ejemplo: el deshielo en los meses de verano. En

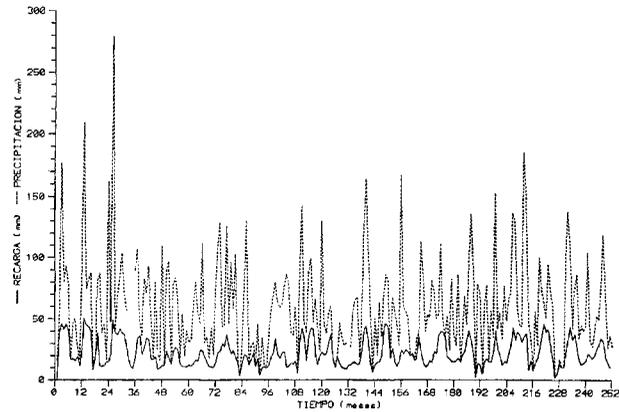


Fig. 5.—Precipitación real y recarga de cálculo (mm) en el Sistema de Vozmediano.

conjunto, puede admitirse que la simulación mediante el modelo de celdas virtuales obtiene resultados suficientemente representativos del funcionamiento del manantial.

La recarga de cálculo es coherente con los valores de precipitación, de forma que siempre resulta ser inferior o igual; y ambas series (fig. 5), presentan oscilaciones estacionales paralelas. Los extremos son de 0,3 mm, en octubre de 1959, y 50,3 mm, en octubre de 1960, con un valor medio de 21,6 mm.

En cuanto a la recarga, en la figura 6 se han representado los valores mensuales; se obtiene un valor medio del 36,6 % respecto de las precipitaciones, con límites comprendidos entre el 9 % y el 100 %. Se llega al 100 % normalmente una vez al año, durante períodos cortos de deshielo o en algún mes de invierno, cuando la evapotranspiración es nula. La escorrentía directa y la evapotranspiración presenta un valor medio del 63,4 %.

Durante el período de cálculo, el manantial drena un caudal medio de 22,375 mm, que corresponden a 1.122,2 l/s para una superficie del acuífero de 130 km^2 ; y la simulación obtiene 21,603 mm, equivalentes a 1.083,5 l/s.

Discusión: relación entre la precipitación y la recarga, comparación entre los diferentes métodos utilizados para la estimación de la recarga natural en el acuífero de Vozmediano

Para la estimación y estudio de la recarga natural del agua de lluvia se utilizan diversos métodos, como lisímetros, aproximaciones a la ley de Darcy, técnicas de trazadores, etc. En Simmers (1988) y Lerner *et al.* (1990) se puede encontrar un resumen y aplicaciones de las principales técnicas empleadas. La información proporcionada por los hidrogramas de los manantiales es también una valiosa

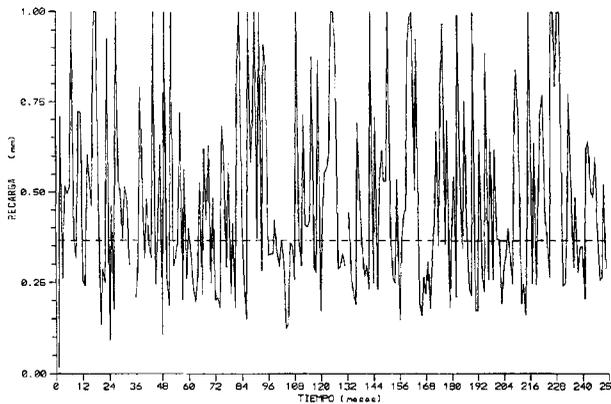


Fig. 6.—Recarga mensual y media en el Sistema de Vozmediano.

herramienta para el cálculo de la recarga natural. En Korkmaz (1990) se puede ver la aplicación de un método sencillo.

Nos interesa en este trabajo establecer una relación empírica entre la precipitación y la recarga. En este sentido, y desde hace mucho tiempo, se han hecho diversos intentos para encontrar relaciones sencillas entre la precipitación y la recarga; por ejemplo, Mandel y Shiftan (1981) proporcionan la fórmula $R = 0,9 (P-360)$ para climas mediterráneos con precipitaciones comprendidas entre 450 y 650 mm/año.

Normalmente, a este tipo de relaciones empíricas se les suele poner algunas objeciones relativas a su fiabilidad y limitaciones de uso o aplicación (Lerner *et al.*, 1990):

1. La precisión de las relaciones obtenidas ha de ser comprobada o chequeada mediante otro tipo de métodos que han de ser aplicados al mismo período de tiempo y en las mismas condiciones hidrogeológicas. La aplicación de modelos matemáticos suele ser la herramienta más importante.

2. Estas correlaciones suelen ser válidas únicamente para la zona de estudio, pues existe el problema de la extrapolación a otro sistema de diferentes condiciones climáticas, topográficas, geológicas, etc. Se admite la extrapolación en el tiempo para la cuenca donde se obtuvo la fórmula.

En el sistema de Vozmediano se ha estudiado la relación entre precipitación y recarga anuales para un mismo período de tiempo de 20 años (que creemos suficientemente largo y representativo), utilizando cuatro diferentes métodos y entre los que se incluyen la aplicación de dos modelos matemáticos. Así, las objeciones del punto primero anterior pensamos están ampliamente tenidas en cuenta. No se considera el segundo punto ya que no se tiene la intención de extrapolar las fórmulas a otros acuíferos.

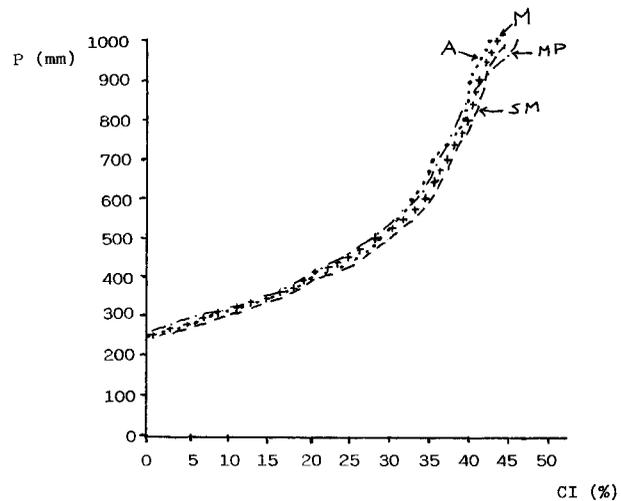


Fig. 7.—Variación del coeficiente de infiltración (C.I., en %) respecto a la pluviometría media anual (P) según los cuatro métodos utilizados (A = Método de las aproximaciones sucesivas (Sanz, 1986); M = Modelo matemático SIMERO (Sanz, 1984); SM = Simplificación del modelo matemático SIMERO (Sanz, en prensa); MP = Modelo matemático pluricelular englobado, López y Sanz (este estudio)

Por otra parte, se quiere hacer énfasis que la relación que se ha tenido es con la precipitación media anual, donde la recarga tiene gran dependencia con la pluviometría. No ocurriría lo mismo si se estudiase la recarga natural mensual o semanal, por ejemplo, donde puede ser muy variable dependiendo de la estación, y en la que entra en juego la variable temperatura.

Primeramente se estableció una función que describe con suficiente aproximación, la dependencia entre recarga natural y pluviometría (Sanz, 1986) siguiendo un método iterativo a través de sucesivas estimaciones, método que fue desarrollado por Mero (1963) y aplicado por Sahuquillo (1971) y Fernández del Río y Sahuquillo (1983) en los acuíferos drenados por los manantiales de Los Santos y Deifontes, respectivamente. En el caso del sistema de Vozmediano esta función ha resultado ser $R = 0,075 P - 19,16$ donde R es la recarga en hm^3 y P la pluviometría en mm, y con ella se obtuvo un coeficiente de correlación próximo a la unidad ($\rho = 0,929$). Se obtiene así un coeficiente de infiltración del 37,1 % para una precipitación media de 714 mm/año.

La aplicación del modelo SIMERO (San, 1984) proporcionó igualmente la estimación de la recarga en función de la pluviometría: $R = 0,059 P - 150,6$ con un coeficiente de correlación $\rho = 0,924$.

La simplificación de este modelo matemático (Sanz, en prensa) mediante una correlación múltiple entre precipitación, temperatura y recarga proporcionó la relación $R = 0,6 P - 146,5$ con $\rho = 0,92$, y que es muy semejante en la anterior.

Finalmente, del presente trabajo se obtiene una recta de regresión muy parecida a las anteriores: $R = 0,053$ $P = 148,7$ con $\rho = 0,91$.

En la figura 7 se representa la variación del «coeficiente de infiltración» con respecto a los valores de precipitación media anual para los cuatro métodos utilizados. Como se puede ver, la similitud de las cuatro curvas es casi igual.

Conclusiones

La aplicación al manantial de Vozmediano de un modelo pluricelular, simulando su hidrograma, ha proporcionado un método de cálculo de la recarga natural en el acuífero kárstico drenado por este manadero.

Comparando los resultados con las diversas estimaciones hechas por otros tres métodos diferentes, se observa una gran similitud de las relaciones empíricas entre precipitación y recarga, obteniéndose un «coeficiente de infiltración» del 37 % para una precipitación media de 714 mm/año.

AGRADECIMIENTOS

El estudio descrito ha sido desarrollado durante 1990, dentro del Plan de Ayudas Concertadas de Investigación de la Universidad Politécnica de Madrid.

Referencias

- Bear, J. (1979). *Hydraulics of Grounwater*. Mc. Graw-Hill, Inc., 569 págs.
- Fernández del Río, G., y Sahuquillo, A. (1983). Estudio del comportamiento de un acuífero drenado por un manantial. Aplicación al caso del manadero de Deifontes (Granada). *III Symposium Nacional de Hidrogeología*, 41-47.
- Glover, R. E. (1964). Ground-Water movement. V.S. *Bureau of Reclamation Engineering*. Monograph Series, 31, 31-34.

- Korkmaz, N. (1990). The estimation of groundwater recharge from spring hydrographs. *Hydrological Sci. J.*, 35, 209-217.
- Lerner, D. N., Issar, A. S., y Simmers, I. (1990). *Groundwater Recharge*. I.A.H., 8, 345 págs.
- López Palancar, J. J. (1988). Posibilidades de regulación del manantial de Urbeltza (Guipúzcoa). *Congreso Geológico de España*, 117-125.
- López, J. J., y Sanz, E. (1992). Modelo pluricelular englobado del manantial de Vozmediano. *V. Simposio de Hidrogeología*. Alicante, Tomo 157-169.
- Mandel, S., y Shiftan, Z. L. (1981). *Groundwater resources: investigation and development*. Academic Press, London.
- Mero, F. (1963). Application of the ground water depletion curves in the analysis and forecasting of spring discharges influenced by wells. *Symp. Intern. Assoc. Scientific Hydrology*, IUGG. Publ. n.º 63, 107-117.
- Rorabaugh, M. I. (1964). Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow. *Intern. Assoc. Scientific Hydrology*. Publ. 63, 432-441.
- Rutledge, A. T., y Daniel, C. C. III (1994). Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records. *Ground-Water*, 32, 180-189.
- Sahuquillo, A. (1971). Estudio hidrogeológico del río de Los Santos. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Sección 3, 633-644.
- Sahuquillo, A. (1983). Modelos no lineales. Modelos cuasiagregados. Manantiales. Modelos pluricelulares englobados. En: *Utilización Conjunta de Aguas Superficiales y Subterráneas* (Varela, edit.). Secciones B-3 y B-4, SGOP. Univ. Polit. de Valencia.
- Sahuquillo, A., Estrella, T., y Andreu, J. (1987). Análisis de hidrogramas de manantiales kársticos. *IV Simposio de Hidrogeología*, 317-330.
- Sanz, E. (1984). *El Karst del Sur y Oeste del Moncayo*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid (inérita).
- Sanz, E. (1986). Estimación de la infiltración anual en la cuenca de alimentación del manantial de Vozmediano (Soria). *Jornadas sobre el Karst en Euskadi*, 1, 103-117.
- Sanz, E. (en prensa). Les systèmes karstiques de Urbión et Neila (Espagne). *Hydrological Sci. J.*
- Simmers, I. (edit.) (1988). *Estimation of Natural Groundwater Recharge*. NATO. ASI Series. Mathematical and Physical Sciences, 222.
- Singh, R. P. (1969). Theoretical baseflow curves. *J. Hydraul. Div.*, HYG, 2029-2048.

Recibido el 13 de junio de 1996.

Aceptado el 24 de septiembre de 1996.