

Modelación inversa de la recarga de los mantos freáticos someros en distritos de riego

Pedro Lázaro
Carlos Fuentes
Jaime Collado
Benjamín de León

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

La aplicación de agua a los cultivos en los distritos de riego ha originado la presencia de mantos freáticos someros con la consecuente oxigenación deficiente de la zona radical y la salinización progresiva de los suelos. Una alternativa para la rehabilitación de los suelos ha sido el drenaje agrícola subterráneo; el conocimiento de la recarga de los mantos freáticos es de gran importancia para el diseño de los sistemas de drenaje. La recarga puede ser estimada con diferentes métodos de campo o considerando la ecuación de Boussinesq de la dinámica del agua como un problema inverso; es decir, a partir de las observaciones de la carga hidráulica y del conocimiento de la capacidad de almacenamiento y la conductividad hidráulica a saturación. La modelación inversa de la recarga es aplicada en el distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa, México; para la interpolación de la carga hidráulica, necesaria para el cálculo de las derivadas, se utiliza el krigeado con un semivariograma potencial, y para la interpolación de la conductividad hidráulica y de la capacidad de almacenamiento, se utiliza un semivariograma exponencial; estos semivariogramas representan adecuadamente los datos experimentales. Los resultados obtenidos muestran que el término de la divergencia del flujo en la ecuación de Boussinesq no tiene un efecto apreciable en el cálculo de la recarga. La estimación de la recarga depende fundamentalmente del conocimiento preciso de la capacidad de almacenamiento.

Palabras clave: *método de los elementos finitos, capacidad de almacenamiento variable.*

Introducción

La intensa y continua recarga originada por las filtraciones del agua de riego provoca la sobre elevación de los mantos freáticos en los distritos de riego de las zonas áridas y semiáridas. Cuando el manto freático invade la zona de raíces, se presentan problemas de drenaje y salinidad, afectando la producción de los cultivos y la productividad de los suelos. En ocasiones, los problemas de mantos freáticos elevados y salinidad son de tal magnitud que la actividad agrícola resulta ser incosteable; el drenaje agrícola subterráneo es una alternativa para la rehabilitación de los suelos con este

tipo de problemas (McWhorter, 1977; Tzimopoulos y Sakellariou-Makrantonaki, 1987; Ahmad et al., 1991). En el diseño de los sistemas de drenaje subterráneos es importante el conocimiento de la recarga del manto freático. Existen métodos directos e indirectos para estimar el flujo de recarga. Entre los métodos directos se pueden citar: lisímetros, análisis isotópico, contador de neutrones, utilización de tensiómetros y trazadores (Chiew y McMahon, 1990). La modelación directa e inversa forma parte de los métodos indirectos y tiene como base las ecuaciones de Richards y Boussinesq (Mariño, 1974; Vauclin et al., 1979; Yeh, 1986; Johansson, 1987; Griffin y Warrington, 1988; Li y Chu,

1995; Sritharan y Gee, 1996). Estos últimos, por ser menos costosos, son una buena alternativa cuando se trabaja con grandes escalas.

A la escala de un distrito de riego, el estudio de la dinámica de los mantos freáticos puede abordarse con la ecuación de Boussinesq de los acuíferos libres, que resulta de la combinación de la ecuación de continuidad y la ley de Darcy considerando los supuestos de Dupuit-Forchheimer, a saber:

$$\mu(H) \frac{\partial H}{\partial t} = \nabla \cdot [T(H) \nabla H] + R \quad (1)$$

sujeta a las siguientes condiciones límites:

$$H(x, y, 0) = H_i(x, y) \quad t=0 \quad H \in \Omega \quad (2a)$$

$$H(x, y, t) = H_1(x, y, t) \quad t>0 \quad H \in \Gamma_1 \quad (2b)$$

$$K_s(H - H_o) \frac{\partial H}{\partial n} = q(x, y, t) \quad t>0 \quad H \in \Gamma_2 \quad (2c)$$

donde $H=H(x, y, t)$ es la carga hidráulica [L], $\nabla=(\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ con x - y las coordenadas horizontales [L]; t es el tiempo [T]; $\mu(H)$ es la capacidad de almacenamiento [L^3L^{-3}]; $T(H)=K_s(H-H_o)$ es la transmisividad del acuífero [L^2T^{-1}]; $K_s=K_s(x, y)$ es la conductividad hidráulica a saturación [LT^{-1}]; $H_o=H_o(x, y)$ es la carga hidráulica en el estrato impermeable [L]; $R=R(x, y, t)$ es la recarga ($R>0$) o descarga ($R<0$) en la superficie freática [LT^{-1}], $\partial/\partial n$ es la derivada normal en la frontera; Ω es el dominio de solución; Γ_1 es la frontera del acuífero sujeta a la condición de Dirichlet, y Γ_2 es la frontera del acuífero sujeta a la condición de Neumann.

La estimación de los parámetros μ , K_s , H_o y R que intervienen en la ecuación (1) es uno de los aspectos más difíciles, en algunos casos por la dificultad que representa su medición y, en otros, porque su conocimiento es limitado al obtener medidas en algunos puntos del dominio de solución. La modelación inversa permite la buena estimación de estos parámetros, a través de observaciones históricas de la variable dependiente en el espacio y en el tiempo.

En la literatura se reportan diferentes técnicas para resolver el problema inverso, Neuman (1973) las clasifica en técnicas directas e indirectas. Las primeras tratan a los parámetros del modelo como variables dependientes, y las segundas, basadas en un criterio del error de salida, donde el estimador de los parámetros es iterativamente mejorado hasta que la respuesta del

modelo es lo suficientemente aproximada con respecto a las medidas de salida.

Yen (1986), teniendo en cuenta el criterio del error utilizado en la formulación del problema inverso, establece dos categorías. La primera se basa en la ecuación del error, que resulta al sustituir datos medidos e interpolados en la ecuación diferencial y obtener un término de error en el balance material de cada punto. El error es minimizado sobre la selección de parámetros. Entre las técnicas utilizadas para la minimización se pueden mencionar el método de dissipación de energía, programación lineal, método Galerkin y método inductivo, entre otras. En la segunda, la base es el error de salida; esto es, la minimización de la norma de la diferencia entre las cargas calculadas y las observadas. Algunas técnicas utilizadas en la minimización son cuasi-linealización, método del gradiente conjugado, método Gauss-Newton, método Gauss-Newton modificado, método Newton-Raphson, máxima probabilidad y krigeado, entre otras. La principal ventaja de esta aproximación es la aplicación de la formulación del problema inverso a situaciones donde el número de observaciones es limitado y la desventaja es que la minimización es, generalmente, no lineal. El criterio del error de salida es el más utilizado en estudios de agua subterráneo y del petróleo.

En algunos estudios reportados en la literatura sobre mantos freáticos someros y acuíferos profundos, utilizando la modelación inversa, se ha estimado la recarga, suponiendo conocida la capacidad de almacenamiento y la transmisividad (Villalobos et al., 1996; Lázaro y Fuentes, 1999; Lázaro et al., 2000). En otros se supone conocida la capacidad de almacenamiento o la recarga, y se estima la transmisividad (Frind y Pinder, 1973; Yeh y Yoon, 1981; Clifton y Neuman, 1982; Yeh, 1986; Weir, 1989).

La contribución de cada término de la ecuación (1) en la estimación de cada uno de los parámetros de la misma con la modelación inversa no es del todo conocida. En este trabajo se tiene como objetivo estudiar la contribución de los términos de la ecuación de Boussinesq en la estimación de la recarga, a partir de las observaciones de la carga hidráulica y del conocimiento de la conductividad hidráulica a saturación y de la capacidad de almacenamiento en el distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa.

Teoría

La recarga

Para estudiar la contribución de los términos definidos por la variación temporal de la carga hidráulica (T) y la

divergencia del flujo de agua (T_2) en la estimación de la recarga, la ecuación (1) se escribe como:

$$R = T_1 + T_2 \quad (3)$$

donde:

$$T_1 = \mu(H) \frac{\partial H}{\partial t} \quad (4)$$

$$T_2 = -\nabla \cdot [K_s(H-H_0) \nabla H] \quad (5)$$

Las recargas parciales representadas por los términos T_1 y T_2 serán comparadas con la recarga total R .

La capacidad de almacenamiento

A partir de la hipótesis de una distribución hidrostática de las presiones $\psi = H - z$, donde z es la coordenada vertical orientada positivamente hacia arriba, y la consideración conjunta de la zona saturada y no saturada del suelo, Fragoza et al. (2003) deducen para la capacidad de almacenamiento:

$$\mu(H) = \theta_s - \theta(H - H_s) \quad (6)$$

donde θ_s es el contenido volumétrico de agua a saturación, $\theta(\psi)$ es la curva de retención de humedad calculada en $\psi = H - H_s$ y $H_s = H(x, y, 0)$ es la carga hidráulica inicial.

Una expresión para la curva de retención de humedad, $\theta(\psi)$, puede ser obtenida a partir de la relación entre la conductividad hidráulica, $K(\theta)$, y la difusividad hidráulica, $D(\theta) = K(\theta) d\psi/d\theta$, propuesta por Parlange et al. (1982), utilizando la difusividad hidráulica de Fujita (1952), a saber (Fuentes et al., 1992):

$$\psi(Se) = -\lambda_c \left[\frac{\alpha}{\beta} \ln \left(\frac{1 - \alpha Se}{(1 - \alpha) Se} \right) + \frac{p - a}{\beta(1 - \beta)} \ln \left(\frac{1 - \beta + (\beta - \alpha) Se}{(1 - \alpha) Se} \right) \right] \quad (7)$$

donde $Se = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ es un grado efectivo de saturación, θ_r es el contenido volumétrico de agua residual en el suelo, λ_c es la escala integral de Bouwer (1964), a y β son parámetros de forma adimensional tales que $0 < \alpha < 1$ y $0 < \beta < 1$.

Por simplicidad se acepta que $\alpha = \beta$ y de la ecuación (7) se obtiene:

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\alpha + (1 - \alpha) \exp(-\psi/\lambda_c)} \quad (8)$$

Es importante señalar que la curva de conductividad hidráulica en función de la presión del agua en el suelo correspondiente a $\alpha = \beta$ es la propuesta por Gardner (1958).

La sustitución de (8) en (6) conduce a la siguiente expresión para la capacidad de almacenamiento:

$$\mu(H) = (\theta_s - \theta_r) \left\{ 1 - \frac{1}{\alpha + (1 - \alpha) \exp[(H_s - H)/\lambda_c]} \right\} \quad (9)$$

El cálculo de la capacidad de almacenamiento requiere de cuatro parámetros (θ_s , θ_r , a , λ_c); los tres primeros pueden considerarse constantes en una región si se tiene en cuenta que la variabilidad de los primeros dos va implícita en la escala de Bouwer y el parámetro a no presenta alta variabilidad. La escala de Bouwer (λ_c) y la conductividad hidráulica a saturación (K_s) en una región dada están relacionados por (Zataráin et al., 2003):

$$K_s \lambda_c^2 = \Phi \quad (10)$$

donde Φ es un parámetro regional a determinar

Solución numérica

En la solución del problema inverso planteado por la ecuación (3) se utiliza el esquema numérico en elementos finitos desarrollado por Lázaro et al. (2000) para el problema directo definido por la ecuación (1). En la modelación inversa son conocidos los valores de la carga hidráulica, de modo que la condición de frontera es de tipo Dirichlet.

Dado que sólo en un número limitado de puntos se tiene información experimental, se necesitan técnicas de interpolación para estimar el valor de la variable en cada nodo de la malla del modelo numérico y así calcular las derivadas que intervienen en la ecuación (3). Algunos de estas técnicas son la interpolación lineal, la interpolación polinomial, la distancia inversa, los polígonos de Thiesen y el krigeado, entre otras (Delhomme, 1978). Esta última es la mejor cuando la propiedad del suelo presenta una estructura espacial.

Interpolación por el método del krigado

El método del krigado permite estimar el valor de la variable (H^*) en un punto dado (x) mediante una combinación lineal de valores observados $H(x_j)$; es decir:

$$H^*(x) = \sum_{j=1}^n \eta(x_j) H(x_j) \quad (11)$$

Los factores de peso $\eta(x_j)$ correspondientes al punto x se calculan considerando sesgo nulo y minimizando el cuadrado del error de estimación (Delhomme, 1978; Samper y Carrera, 1990). La solución general se expresa como:

$$\eta = K^{-1} \cdot k \quad (12)$$

donde K es la $n \times n$ -matriz de semivariancia o covariancia de los datos, y k es el n -vector de semivariancia o covariancia entre los datos y la incógnita.

La interpolación de una variable $z(x)$ se simplifica si se acepta que la covariancia o el semivariograma dependen solamente de la interdistancia de los puntos observados. El estimador clásico utilizado es el semivariograma definido por (Samper y Carrera, 1990):

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2m(h)} \sum_{i=1}^{m(h)} [z(x_i + h) - z(x_i)]^2 \quad (13)$$

donde $\hat{\gamma}(h)$ es el estimador de la semivariancia $\gamma(h)$ y $m(h)$ es el número de pares comparados para cada interdistancia h .

El semivariograma permite identificar la estructura espacial de una variable. En un semivariograma ideal, la semivariancia crece con la distancia entre las muestras desde cero hasta alcanzar, en una distancia r denominada rango, un valor constante igual a la variancia muestral. El rango determina la zona de influencia de un punto; más allá de éste, la autocorrelación es nula. En muchas situaciones el semivariograma presenta una discontinuidad en el origen que puede expresarse

como $\lim_{h \rightarrow 0} \gamma(h) = \gamma_0$, donde γ_0 es el "efecto de pepita" y expresa la variabilidad a una escala mucho menor que el intervalo de muestreo (Samper y Carrera, 1990).

Según Lázaro et al. (2000), el semivariograma de la carga hidráulica puede ser bien representado con un semivariogramapotencial:

$$\gamma(h) = Ch^\beta \quad (14)$$

donde C y β son parámetros a determinar; $\beta = 2(3-D)$, donde D es la dimensión fractal de la superficie del manto freático (Lázaro et al., 2000).

Si los semivariogramas experimentales para un periodo de análisis tienen similar comportamiento, se puede aceptar un solo valor de β . La ecuación (14) puede adimensionalizarse para facilitar su manejo, introduciendo las variancias de la carga hidráulica σ_j^2 y definiendo una escala de longitud de autocorrelación h_j , para las interdistancias, de tal forma que: $\sigma_j^2 = C_j \lambda_j^\beta$. La ecuación (14) toma la forma:

$$\frac{\gamma_j(h)}{\sigma_j^2} = \left(\frac{h}{\lambda_j} \right)^\beta \quad j = 1, 2, \dots, M \quad (15)$$

donde M es el número de eventos analizados.

Con $y_* = h_*^\beta$, donde $y_* = \gamma_j / \sigma_j^2$ y $h_* = h / \lambda_j$, la función compuesta que representa el semivariograma teórico adimensional esta definida por:

$$\gamma_*(h_*) = h_*^\beta \quad 0 \leq h_* < h_{*cr} \quad (16a)$$

$$\gamma_*(h_*) = \gamma_{*cr} \quad h_{*cr} \leq h_* \quad (16b)$$

donde h_{*cr} es la distancia a la cual la semivariancia (y_*) toma un valor constante.

Los valores de la conductividad hidráulica en los nodos de la malla son calculados con el krigado. El modelo de semivariograma utilizado por Zataráin et al. (2003) para esta propiedad es el semivariograma exponencial siguiente:

$$\gamma(h) = \gamma_0 + (\gamma_\infty - \gamma_0)(1 - e^{-h/\lambda_m}) \quad (17)$$

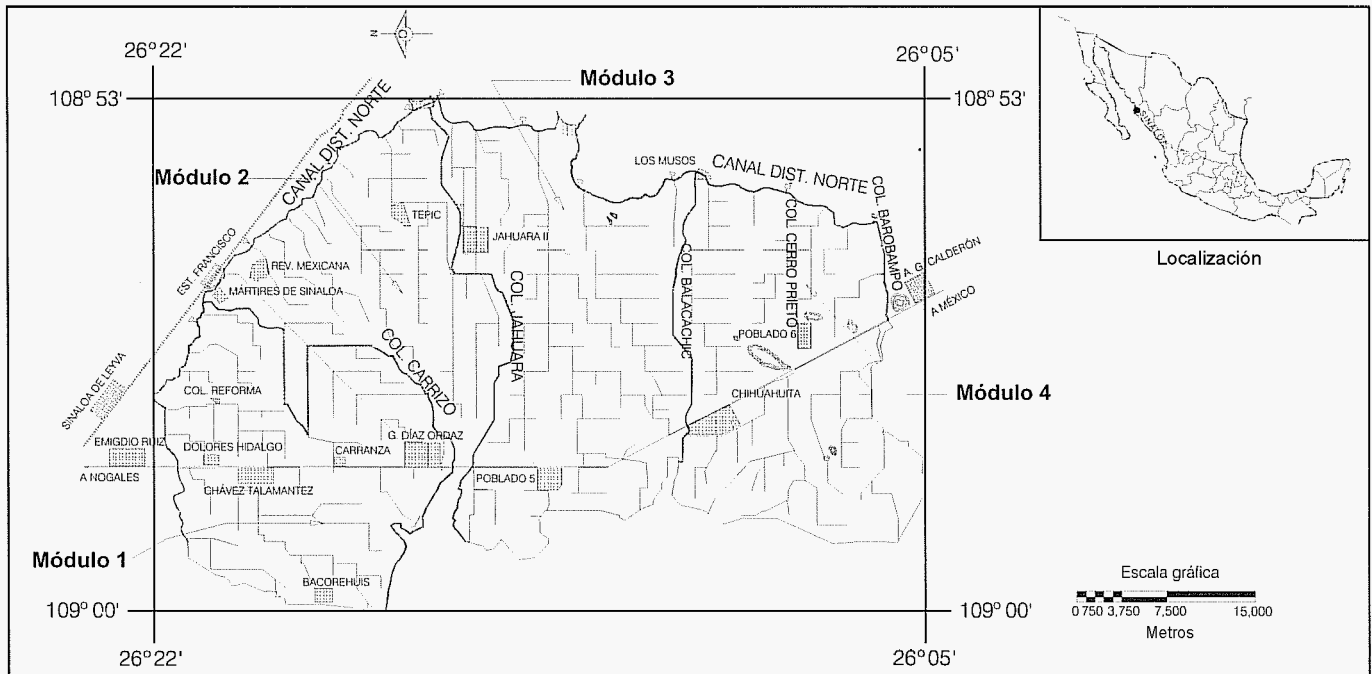
donde γ_0 es el "efecto de pepita", γ_∞ es la variancia y λ_m es la longitud de autocorrelación.

Aplicaciones

Área de estudio

Se estudia la dinámica de los mantos freáticos someros del distrito de riego 076 Valle del Carrizo ubicado en la parte norte del estado de Sinaloa, México, entre las coordenadas 26° 05' y 26° 22' de latitud norte y 108° 53' y 109° 00' de longitud oeste. Limita al norte con el estado de Sonora, al este y sur con la Sierra Madre Occidental y al oeste con el golfo de California. La superficie bajo riego en el distrito es de 43,250 hectáreas y está dividida en cuatro módulos (ilustración 1).

Ilustración 1. Distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa.



La clasificación climática de la región, de acuerdo con la clasificación de Koppen modificada por García (1981), varía en la dirección noroeste de semiseco muy cálido (BS) a muy seco muy cálido (BW). Los meses de diciembre y enero son los más fríos, con temperaturas mínimas de 4.5 y 4.7 °C, y los más calurosos de julio a septiembre con temperaturas superiores a cuarenta grados centígrados.

La precipitación se distribuye de manera irregular en todo el año, con un promedio anual de 319 mm. Los meses de mayor precipitación son de julio a octubre, con una precipitación media superior al 80% de la media anual. La evaporación es muy alta, con un promedio anual de 2.170 milímetros.

Carga hidráulica (H)

La red de observación freatimétrica está integrada por un total de 167 pozos que se distribuyen de manera irregular en el área (ilustración 2). Los pozos tienen un diámetro de 10.16 cm y una profundidad que varía de 2 a 5 m. La densidad aproximada es de un pozo por cada 260 hectáreas. Se tienen registros históricos de profundidad del manto freático (PMF) y carga hidráulica de cinco años por mes (1992-1996).

Las áreas con profundidades del manto freático entre 0 y 1.5 m presentan problema de drenaje y salinización

de los suelos en diferente grado. Para el distrito de riego, según registros históricos, en promedio el 50% del área presenta profundidades del manto freático en este intervalo. La distribución espacial y temporal de estas áreas para febrero de 1995 se muestra en la ilustración 3. Se estima que en aproximadamente el 70% del área, la profundidad del manto freático es menor de 1.5 m. El mes más crítico en cuanto a la profundidad del manto freático es febrero y el menos crítico junio.

Ilustración 2. Distribución espacial de los pozos de observación, distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa.

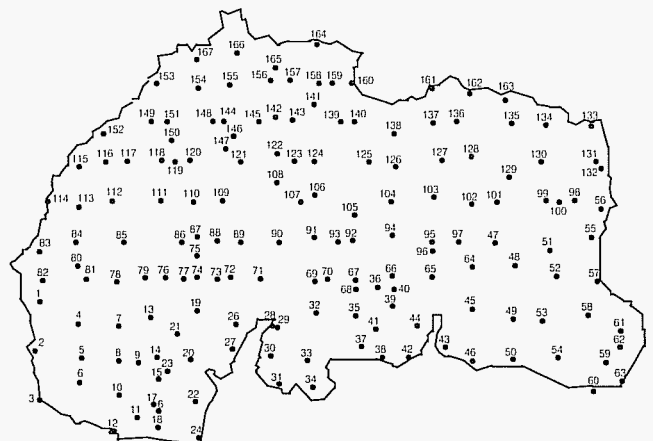


Ilustración 3. Configuración de las isobatas para febrero de 1995, distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa.

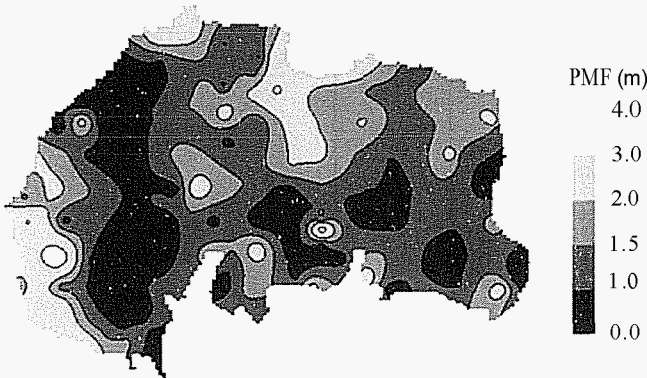
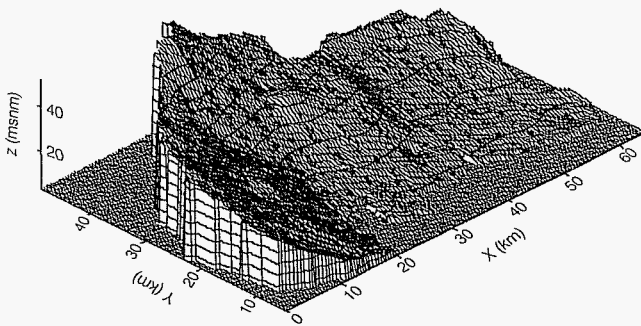


Ilustración 4. Carga hidráulica para febrero de 1995, distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa.



La dirección general del flujo y las fuentes de alimentación del acuífero pueden inferirse de la configuración espacial de la carga hidráulica (ilustración 4).

Semivariograma de la carga hidráulica

Los semivariogramas experimentales para los sesenta meses de análisis se calcularon con la ecuación (13). Los parámetros del semivariograma teórico (ecuación 14) se estimaron utilizando el método de mínimos cuadrados. Los resultados obtenidos son $\beta=1.5$ y las constantes varían en el intervalo $1.2 < C_1 < 1.4$. Para el semivariograma adimensional, $\beta=1.5$, $D=2.25$, $h_{cr}=1.29$ y $\gamma_{cr}=1.46$ (ecuación 16).

La ilustración 5 muestra que el semivariograma teórico representa en forma apropiada el comportamiento de los semivariogramas experimentales.

Ilustración 5. Semivariogramas experimental y teórico de la carga hidráulica, distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa.

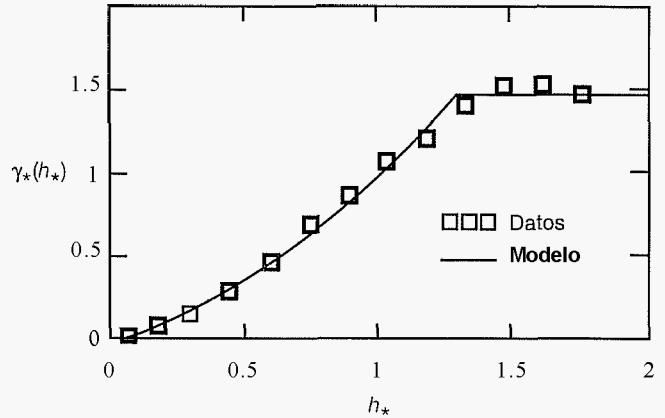
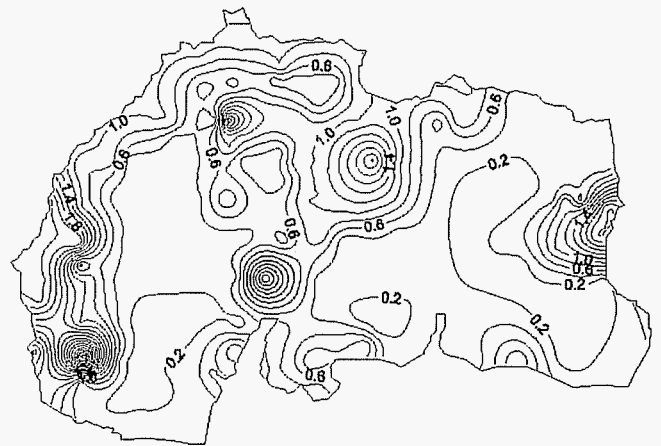


Ilustración 6. Curvas de isoconductividad hidráulica saturada, distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa.

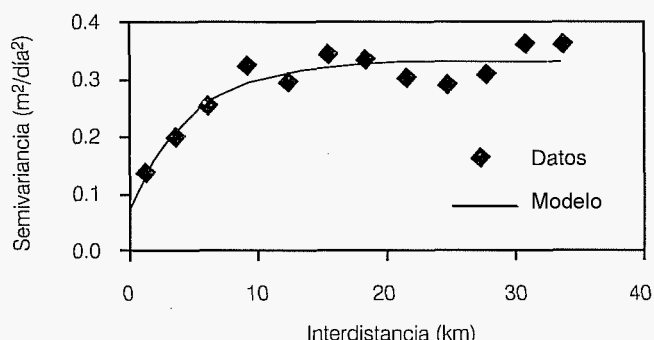


Semivariograma de la conductividad hidráulica a saturación

La conductividad hidráulica a saturación medida en cada pozo de observación varía según la heterogeneidad del suelo (ilustración 6); el intervalo de variación entre los valores medidos es de 0.12 a 1.2 m/d, con un valor medio de 0.557 m/d, una variancia de 0.345 (m/d)² y una desviación estándar de 0.587 metros por día.

Los parámetros del semivariograma teórico exponencial estimados con el método de mínimos cuadrados para la conductividad hidráulica a saturación son $\gamma_0=0.708$ m², $\gamma_\infty=0.1882$ m² y $\lambda_m=4.609$ km. El buen acuerdo entre los semivariogramas experimental y teórico se muestra en la ilustración 7.

Ilustración 7. Sernivariogramas experimental y teórico de la conductividad hidráulica saturada, distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa.



La capacidad de almacenamiento

Los parámetros de la ecuación (9) están definidos de la manera siguiente: el contenido volumétrico a saturación es tomado como el valor medio de la porosidad medida en cada pozo $\theta_s = 0.5 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$; el contenido volumétrico residual es asumido como $\theta_r = 0.0 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (Fuentes et al., 1992); el valor del parámetro de forma es obtenido a partir de la curva granulométrica media del distrito de riego de acuerdo con el método utilizado por Fragoza et al. (2003), es decir $\alpha = 0.95$; el parámetro de escala λ_c es obtenido a partir de K_s , utilizando la ecuación (10) con el valor del parámetro regional $\Phi = 0.1128 \text{ m}^3/\text{d}$, calculado a partir de una determinación de λ_c y de K_s en el campo, para el valor medio de $K_s = 0.557 \text{ m/d}$ se obtiene $\lambda_c = 0.45$ metros.

Simulación numérica

Para estimar la recarga con el modelo numérico, el dominio de solución se divide en pequeños triángulos que constituyen los elementos finitos. La malla de elementos está integrada por 2,104 nudos (ilustración 8). Los nudos se concentran más en la frontera que en el resto del dominio, esto se debe a que los dos canales principales, el de distribución norte y el de distribución sur, se localizan en la frontera.

La simulación numérica se realiza utilizando pasos de tiempo $\Delta t = 1$ día y considerando que el estrato impermeable se ubica a 5.0 m de profundidad (Namuche et al. 1997).

La recarga

La posición del manto freático reacciona a la variación de la recarga y descarga que se presenta en el sistema.

Ilustración 8. Malla de elementos, distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa.

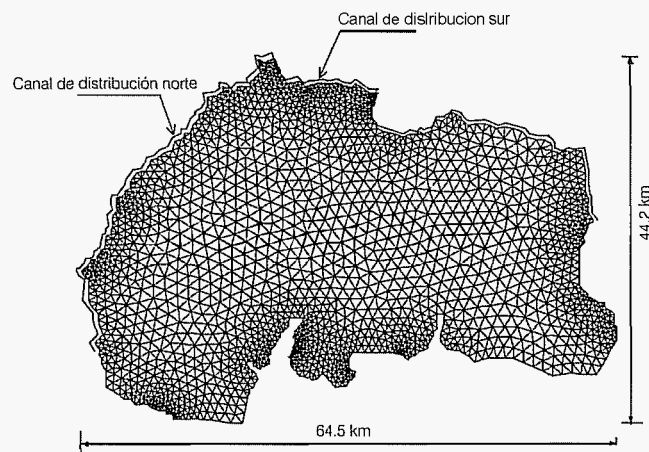
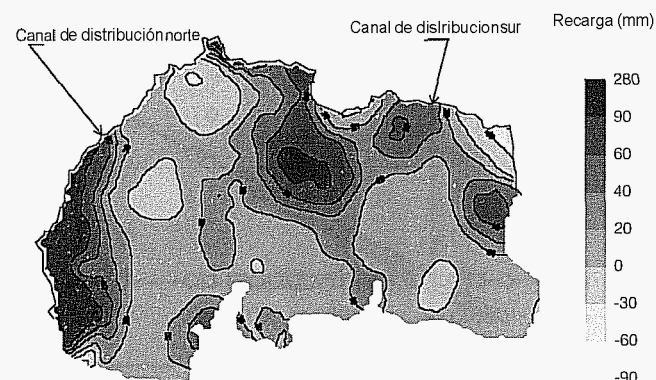


Ilustración 9. Recarga mensual para febrero de 1995, distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa.



Bajo condiciones de riego, en zonas áridas y semiáridas, la recarga vertical se debe, principalmente, a las láminas de sobre riego y a las pérdidas de agua en los canales de conducción.

En la ilustración 9 se muestra la recarga mensual calculada para el mes de febrero de 1995. Los resultados obtenidos muestran que aproximadamente 44.3% (19,163.7 ha) de la superficie presenta una recarga entre 0-20 mm y 46.7% (20,202 ha) entre 20-240 mm. Las recargas mayores se presentan en la parte final del canal de distribución norte y en zonas cercanas al canal de distribución sur. Es importante resaltar que ambos canales, en su parte final, no están revestidos.

La contribución de la lluvia a la recarga no es significativa, puesto que sólo representa el 2% de la lámina total de riego; si el cultivo es trigo, la lluvia acumulada durante el ciclo vegetativo (noviembre a

abril) es 1.33 cm contra un requerimiento de riego de 60 centímetros.

En cuanto a la contribución de las recargas parciales, representadas por las ecuaciones (4) y (5), a la recarga definida por la ecuación (3), en la ilustración 10 se grafican las recargas parciales en función de la recarga total obtenidas en cada nodo de la malla para el mes de febrero de 1995. Como se puede observar, la contribución de la recarga parcial T_1 es mucho más importante que la contribución de la recarga parcial T_2 ; de hecho, la recta formada por los puntos (R, T_1) apenas se distingue de la bisectriz, $T_1 \approx 0.99911 R$, es decir $T_2 \ll T_1$. Con la finalidad de ilustrar que el comportamiento de las recargas en el mes de febrero es similar al comportamiento de otros meses, en la ilustración 11 se grafican las recargas correspondientes al mes de marzo de 1995, con los mismos resultados. A medida que la

profundidad del manto freático es mayor, los puntos definidos por los términos T_1 y T_2 se desplazan hacia la izquierda siguiendo la misma tendencia; lo anterior se observó para todo el ciclo agrícola de 1995. Así, una buena estimación de la recarga dependerá de una buena estimación de la capacidad de almacenamiento.

Los resultados precedentes permiten establecer que $R \approx T_1$. Por lo tanto, la recarga de los mantos freáticos someros de los distritos de riego, con características similares a las del DR 076 Valle del Carrizo, puede estimarse a partir de la información de la carga hidráulica con la ecuación diferencial:

$$R = \mu(H) \frac{\partial H}{\partial t} \quad (18)$$

en la cual se debe proporcionar la capacidad de almacenamiento.

Conclusiones

Se ha estimado la recarga de los mantos freáticos someros del distrito de riego 076 Valle del Carrizo, Sinaloa, México, mediante una modelación inversa utilizando la ecuación de Boussinesq de los acuíferos libres resuelta numéricamente. La información necesaria son las observaciones en el espacio y en el tiempo de la carga hidráulica y el conocimiento de la conductividad hidráulica a saturación y la capacidad de almacenamiento; para la interpolación de la carga hidráulica, necesaria para el cálculo de las derivadas, se utiliza el krigeado con un semivariograma potencial, y para la interpolación de la conductividad hidráulica y de la capacidad de almacenamiento se utiliza un semivariograma exponencial; estos semivariogramas representan adecuadamente los datos experimentales.

Los resultados obtenidos muestran que la estimación de la recarga depende fundamentalmente de la variación temporal de la carga hidráulica y no de la divergencia del flujo del agua. En consecuencia, es una buena aproximación estimar la recarga con la ecuación diferencial $R = \mu(H) \frac{\partial H}{\partial t}$, en acuíferos libres con características similares a las del distrito de riego 076 Valle del Carrizo, siempre y cuando se cuente con el conocimiento preciso de la capacidad de almacenamiento y (H) .

Ilustración 10. Comparación entre la recarga total ($R=T_1+T_2$) y las recargas parciales $T_1=\mu(H)\partial H/\partial t$ y $T_2=-\nabla \cdot [K_s(H-H_o)\nabla H]$, para el mes de febrero de 1995.

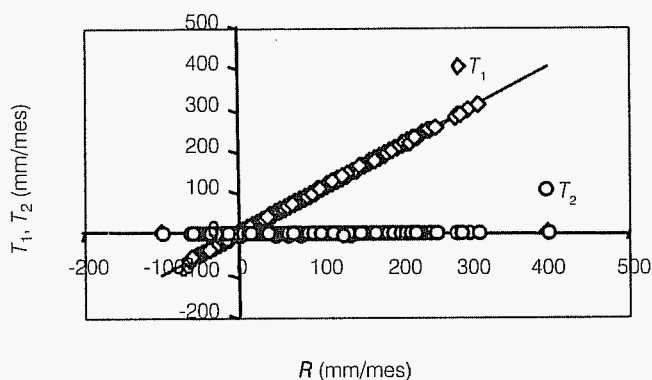
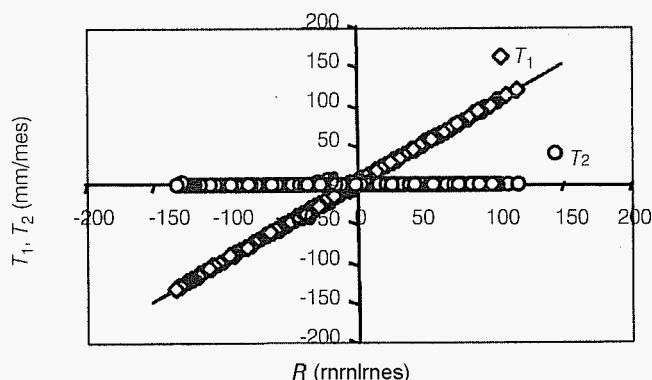


Ilustración 11. Comparación entre la recarga total ($R=T_1+T_2$) y las recargas parciales $T_1=\mu(H)\partial H/\partial t$ y $T_2=-\nabla \cdot [K_s(H-H_o)\nabla H]$, para el mes de marzo de 1995.



Recibido: 1311112003

Aprobado: 0110412004

Referencias

- AHMAD, S., KASHYAP, D. y MATHUR, B. Numerical modeling of two-dimensional transient flow to ditches. *J. Irrig. Drain. Div.* ASCE. Vol. 117, 1991, pp. 839-851.
- BOUWER, H. Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. *Water resources research*. Vol. 36, 1964, pp. 411-424.
- CHIEW, F.H. y MCMAHON, T.A. Estimating groundwater recharge using a surface watershed modeling approach. *Journal of hydrology*. Vol. 114, 1990, pp. 285-304.
- CLIFTON, P.M. y NEUMAN, S.P. Effects of kriging and inverse modeling on conditional simulation of the Avre Valley aquifer in Southern Arizona. *Water resources research*. Vol. 18, núm. 4, 1982, pp. 1215-1234.
- DELHOMME, J.P. Kriging in the hydrosocieties. *Advances in water resources*. Vol. 1, núm. 5, 1978, pp. 251-266.
- FRAGOZA, F., FUENTES, C., ZAVALA, M., ZATARÁIN, F. y SAUCEDO, H. Drenaje agrícola subterráneo con capacidad de almacenamiento variable. *Ingeniería hidráulica en México*. Vol. 18, 2003, pp. 81-92.
- FRIND, E. y PINDER, G. Galerkin solution of the inverse problem for aquifer transmissivity. *Water resources research*. Vol. 5, 1973, pp. 1397-1409.
- FUENTES, C., HAVERKAMP, R. y PARLANGE, J.-Y. Parameter constraints on closed-form soil-water relationships. *Journal of hydrology*. Vol. 134, 1992, pp. 117-142.
- FUJITA, H. The exact pattern of a concentration-dependent diffusion in a semi-infinite medium, part II. *Textile research journal*. Vol. 22, 1952, pp. 823-827.
- GARCÍA, E. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. Tercera edición. México, D.F.: Editorial Larousse, 1981, 243 pp.
- GARDNER, W.R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* vol. 85, 1958, pp. 228-232.
- GRIFFIN, M. y WARRINGTON, R. Examination of 2-D groundwater recharge solution. *J. Irrig. Drain. Div.*, ASCE. vol. 114, núm. 4, 1988, pp. 691-705.
- JOHANSSON, P. Estimation of groundwater recharge in sandy tile with two different methods using groundwater level fluctuations. *Journal of hydrology*. Vol. 90, 1987, pp. 183-198.
- LÁZARO, P. y FUENTES, C. Sobre la dinámica de los mantos freáticos del Valle del Yaqui. *Memorias del IX Congreso Nacional de Irrigación. Simposio 2: Drenaje, salinidad y contaminación agrícola*. Culiacán, Sinaloa, del 27 al 29 de octubre de 1999, pp. 31-40.
- LÁZARO, P., FUENTES, C., ORTEGA, M., RENDÓN, L. y ZATARÁIN, F. Dinámica de los mantos freáticos someros en los distritos de riego. *Agrociencia*. Vol. 34, 2000, pp. 387-402.
- LI, Y. y CHU, S.T. Field evaluation of aquifer recharge model. *J. Irrig. Drain. Div.*, ASCE. Vol. 121, núm. 6, 1995, pp. 385-389.
- MCWHORTER, D.B. Drain spacing based on dynamic equilibrium. *J. Irrig. Drain. Div.*, ASCE. Vol. 103, 1977, pp. 259-271.
- MARINO, M. Water table fluctuation in response to recharge. *J. Irrig. Drain. Div.*, ASCE. Vol. 100, 1974, pp. 117-125.
- NAMUCHE, R., FUENTES, C., RENDÓN, L., DE LA PENA, I., PATRÓN, R., ZATARÁIN, F. y BRAMBILA, F. La porosidad drenable. *Memorias del VII congreso Nacional de Irrigación*. Hermosillo, Sonora, del 22 al 24 de octubre de 1997, pp. 141-145.
- NEUMAN, S.P. Calibration of distributed parameter groundwater flow models viewed as a multiple-objective decision process under uncertainty. *Water resources research*. Vol. 9, núm. 4, 1973, pp. 1006-1021.
- PARLANGE, J.-Y., BRADDOCK, R.D., LISLEY, I. y SMITH, R.E. Three parameter infiltration equation. *Soil Sci.* Vol. 11, 1982, pp. 170-174.
- SAMPER, F.J. y CARRERA, J. *Geostatística: aplicación a la hidrogeología subterránea*. Primera edición. Barcelona: Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería, 1990, 484 pp.
- SRITHARAN, S. y GEE, H. Effect of recharge duration on water table response. *J. Irrig. Drain. Div.*, ASCE. Vol. 122, núm. 4, 1996, pp. 228-234.
- SUN, N. y YEH, W. Identification of parameter structure in groundwater inverse problem. *Water resources research*. Vol. 21, núm. 6, 1983, pp. 869-883.
- TZIMOPOULOS, C. y SAKELLARIOU, M. Water table drawdown for two dimensional drainage. *Adv. Water resources*. Vol. 1Q 1987, 159-163.
- VILLALOBOS DE ALBA, A., WAGNER, A.I. y COLLADO, J. Inverse modeling for the estimation of aquifer recharge. *Computational methods in subsurface flow and transport problems*. Vol. 1, 1996, pp. 337-345.
- VAUCLIN, M., KHANJIL, D. y VACHAUD, G. Experimental and numerical study of a transient, two-dimensional unsaturated-saturated water table recharge problem. *Water resources research*. Vol. 15, núm. 5, 1979, pp. 1089-1101.
- WEIR, G. The direct inverse problem in aquifers. *Water resources research*. Vol. 25, núm. 4, 1989, pp. 749-753.
- YEH, W. y YOON, Y. Aquifer parameter identification with optimum dimension in parameterization. *Water resources research*. Vol. 27, núm. 3, 1991, pp. 664-672.
- YEH, W. Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: the inverse problem. *Water resources research*. Vol. 22, 1986, pp. 95-108.
- ZATARÁIN, F., FUENTES, C., RENDÓN, L. y VAUCLIN, M. Propiedades hidrodinámicas efectivas del suelo en el riego por melgas. *Ingeniería hidráulica en México*. Vol. 18, núm. 3, 2003, pp. 5-15.

Abstract

LÁZARO, P., FUENTES, C., COLLADO, J., & DE LEÓN, B., *Inverse modeling of the recharge of shallow water tables in irrigation districts*. *Hydraulic engineering in Mexico (in Spanish)*. Vol. XX, no. 1, January-March, 2005, pp. 89-98.

Shallow water tables, deficient root zone aeration, and progressive soil salinization have stemmed from irrigation water application. Subsurface land drainage has represented an alternative for soil reclamation; however, it is very important to know the recharge rate of the water table in order to design an adequate field drainage system. The recharge can be estimated through different field methods, or by considering the Boussinesq equation of water dynamics as an inverse problem derived from hydraulic head, storage capacity and saturated hydraulic conductivity. The inverse recharge modeling was applied in Irrigation District 076, Valle del Carrizo, in Sinaloa, Mexico. A potential semivariogram-based kriging method was used to interpolate the hydraulic head and subsequently, to calculate the derivatives. Both the hydraulic conductivity and storage capacity were interpolated by using an exponential semivariogram. These semivariograms adequately represent the experimental data. The results show that the flux divergence term in the Boussinesq equation does not have a significant effect on recharge estimation. Recharge estimation fundamentally depends on the precise determination of the storage capacity.

Keywords: finite element method, variable storage capacity

Dirección institucional de los autores:

M. en C. Pedro Lázaro
Dr. Carlos Fuentes
Dr. Jaime Collado
Dr. Benjamín de León

Coordinación de Tecnología de Riego y Drenaje,
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua,
Paseo Cuauhnáhuac 8532,
Progreso,
62550 Jiutepec, Morelos, México,
plazaro@tlaloc.imta.mx
cfuentes@tlaloc.imta.mx
jcollado@tlaloc.imta.mx
bleon@tlaloc.imta.mx