

Modelo hidrológico superficial y subterráneo desarrollado para la simulación de sistemas de llanura.

1. Aplicación en el sistema Ludueña (Santa Fe, Argentina)

E.D. Zimmermann y G.A. Riccardi

Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales (CURIHAM). Facultad de Ciencias Exactas, Ing. y Agrim.
Universidad Nacional de Rosario, Riobamba 245 bis. 2000 Rosario. Argentina.
E-mails: erikz@fceia.unr.edu.ar - riccardi@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

Se describe un modelo matemático de simulación hidrológica cuasi-3D, apto para representar áreas de llanura, que contempla las interacciones entre los procesos de superficie, de la zona no saturada (ZNS) y de la zona saturada. En cada celda o unidad de discretización espacial, el modelo SHALL3 puede cuantificar dinámicamente variables de estado (almacenamientos por interceptación, superficial, en el perfil del suelo y subterráneo) y flujos de intercambio (evapotranspiración, ascenso capilar, escurrimiento superficial, mantiforme y encauzado, a superficie libre y a través de constricciones, infiltración, percolación profunda y escurrimiento subterráneo). Cada una de estas variables puede conocerse con una adecuada resolución espacial y temporal. La estructura de la modelación permite la discretización del dominio espacial en "capas" de celdas superficiales y subterráneas, sobre las que se evalúa el intercambio de flujos horizontales, vinculadas por modelos de flujos verticales en la ZNS. Esta aptitud de conectar la hidrología de superficie con la subterránea, lo habilita para realizar predicciones acerca de evoluciones en los procesos hidrológicos provocados por acciones antrópicas a escala de cuenca y en el largo plazo. Se describen resultados de la puesta en operación y calibración del modelo en el sistema del Arroyo Ludueña (Santa Fe, Argentina).

Palabras clave: arroyo Ludueña (Argentina), hidrología subterránea, hidrología superficial, modelos matemáticos, sistemas de llanura

Surface and subsurface hydrological model developed for the simulation of flatland systems. 1. Application in the Ludueña system (Santa Fe, Argentina)

ABSTRACT

A mathematical model of hydrological simulation quasi-3D is described. It is appropriate to represent plain areas and it contemplates the interactions among the surface, vadose zone (ZNS) and saturated zone (ZS) processes. In each cell or spatial unity of discretization, the model SHALL3 can quantify state variables dynamically (interception, surface storage, ZNS and ZS storages) and exchange flows (evapotranspiration, capillary rise, overland flow, river flow, flow through constrictions, infiltration, phreatic recharge, groundwater flow). Each variable can know with adequate spatial and temporal resolution. In the model, the space domain is discretized in layers of surface and underground cells. For these cells, which are linked by means of vertical flow submodel (ZNS), horizontal flow exchanges are evaluated. The aptitude of connecting surface and groundwater hydrology enables the model to carry out predictions about evolutions in the hydrological processes caused by human actions to basin scale and in the long term. The model of the Arroyo Ludueña system (Santa Fe, Argentina) is described.

Key words: flatland systems, Ludueña stream (Argentina), mathematical model, subsurface hydrology, surface hydrology

Introducción

Como objetivos de esta investigación se han propuesto: (a) contar con herramientas tecnológicas

capaces de predecir alteraciones en el comportamiento hidrológico frente a acciones de índole antrópica y (b) cuantificar el impacto que produciría un incremento generalizado del riego en los procesos

hidrológicos de un sistema de llanura y en su vulnerabilidad frente a procesos de contaminación difusa. A tal fin, se requirió de un modelo hidrológico capaz de simular el comportamiento en el largo plazo de los flujos y almacenamientos de los componentes superficial y subterráneo. El modelo que se presenta en este trabajo ha sido elaborado sobre la base de otros modelos desarrollados para operarse por eventos (Zimmermann y Riccardi, 1995) y en forma continua con parámetros concentrados (Zimmermann, 1998a).

Este último fue calibrado en el sistema hidrológico del arroyo Ludueña, provincia de Santa Fe, Argentina, y explotado bajo escenarios hipotéticos de riego, durante un período de veinte años (Zimmermann, 1999). Como resultado de las simulaciones se detectó que el impacto más significativo se muestra en un aumento de los montos de percolación: el principal volumen de riego tiene por destino al acuífero freático lo que podría resultar en incrementos notables de los niveles freáticos. Este predominio del movimiento vertical de flujos de humedad refleja una situación típica en sistemas hidrológicos de llanura.

Del trabajo previo, se planteó la necesidad de conocer como se distribuían los efectos en el área del sistema de estudio. Se desarrolló, entonces, un modelo de parámetros distribuidos y de operación continua, que además contemple las componentes subterráneas y superficiales de flujos de agua, conjuntamente con los flujos verticales hacia el acuífero y la atmósfera. En esta primera del trabajo se presenta el modelo, denominado SHALL3 (Simulación Hidrológica de Areas de Llanura, versión 3), y los resultados derivados de su aplicación en el sistema del arroyo Ludueña.

Flujos verticales de agua y vapor

Modelo de procesos hidrológicos en superficie

Los volúmenes interceptados por la vegetación son simulados mediante un almacenamiento temporal limitado por una capacidad máxima de intercepción $fvmax$. Dicha capacidad depende del tipo de cultivo. El almacenamiento se recarga con la precipitación no efectiva, entendiéndose por tal, aquella que no alcanza la superficie topográfica. La misma puede estimarse como la precipitación total afectada por el porcentaje de cobertura vegetal, pcv , que depende del área cultivada, fcu , por subcuenca o celda, la cual constituye la unidad de discretización espacial en el modelo, y del desarrollo y tipo del cultivo, es decir de factores del tiempo y del cultivo, fa_i y ft_i :

$$pcv = fcu \times \sum_{i=1}^N fa_i \times ft_i \quad (1)$$

donde fcu es la razón entre el área cultivada y el área total de la celda, fa_i es la razón entre el área sembrada con un determinado cultivo i y el área sembrada total de la celda, ft_i es una función polinómica de segundo grado, dependiente del tiempo y cuyo rango oscila entre 0 y 1, la que representa el grado de crecimiento del cultivo i y N la cantidad de variedades sembradas en la celda. Finalmente, los volúmenes interceptados acumulados en el tiempo pueden expresarse como:

$$Int = \min[fvmax, P \times pcv] \quad (2)$$

donde P es la precipitación acumulada en el tiempo. El almacenamiento superficial se consideró como una capacidad máxima a abastecer una vez satisfecha la intercepción, de la siguiente manera:

$$AS = \min[ASMax, P - Int] \quad (3)$$

donde AS es el almacenamiento superficial y $ASMax$ la capacidad de almacenamiento de la celda.

Modelo de procesos hidrológicos en la ZNS

El modelo está basado en la ecuación de Richards, para estimar la redistribución de humedad en la zona no saturada (ZNS) y los montos de agua intercambiados con la atmósfera y el acuífero. La resolución de la ecuación de Richards se realiza en términos del contenido volumétrico de humedad θ , para conocer una de las variables del balance hidrológico de manera directa. Solamente está contemplado el flujo en la dirección vertical. La ecuación de movimiento, en el caso de flujo vertical, en términos del contenido volumétrico de humedad y con una analogía a la ley de difusión de Fick, es:

$$q = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - k(\theta) + \int_0^{z_r} S(\theta) dz \quad (4)$$

donde q es la velocidad de Darcy del flujo no saturado, θ el contenido volumétrico de humedad, z la coordenada vertical, z_r la profundidad radicular, $k(\theta)$ la

conductividad hidráulica no saturada, $D(\theta)$ el coeficiente de difusividad del medio poroso, producto de la conductividad no saturada $k(\theta)$ por el gradiente de la curva de contenido volumétrico de humedad respecto al potencial matricial $(\delta\theta/\delta\psi)$ y $S(\theta)$ un término fuente-sumidero que, en el caso de suelos cultivados, representa la tasa de extracción de agua por las raíces de las plantas. En la ecuación los signos se escogen de modo que q es positivo cuando el flujo es de dirección z positiva, además, z se toma como dirección positiva hacia arriba, un valor negativo de q denota flujo hacia abajo. La ecuación de continuidad establece para el flujo vertical, que:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (5)$$

El medio poroso no saturado se representa en forma discreta mediante un conjunto de celdas que se extienden verticalmente desde la superficie hasta el nivel freático. Para la resolución de las ecuaciones (4) y (5) se ha propuesto un esquema numérico de tipo explícito en diferencias finitas. El esquema es centrado en el espacio y progresivo en el tiempo. En los bordes de celdas se evalúan los flujos de intercambio y en los centros de celdas se estiman las humedades.

Para el esquema propuesto, se ha realizado un análisis de estabilidad y convergencia, contrastando sus resultados con problemas de solución analítica conocida y con otras técnicas y esquemas numéricos, validando su consistencia en todas las situaciones. Para el esquema propuesto, se ha realizado un análisis de estabilidad observando el comportamiento de números adimensionales (Courant y Péclet) bajo situaciones críticas de humedad. Se ha verificado la convergencia del esquema, contrastándolo con soluciones conocidas, ya sea analíticas o numéricas. Se lo contrastó con el modelo de frente húmedo (Green y Ampt), determinando una muy buena correlación entre ambas simulaciones. Se lo ha comparado con otro esquema numérico integrado mediante la técnica de elementos finitos junto a un esquema de diferencias implícito en el tiempo, alcanzándose resultados enteramente equivalentes, con intervalos de discretización temporal del mismo orden. Un tercer ejemplo de comparación fue planteado frente a un esquema numérico euleriano-lagrangiano de transporte tridimensional de solutos y fluido, integrado mediante elementos finitos. Los resultados alcanzados entre este esquema, el propuesto y una solución analítica a partir de la ecuación de Philips, presentan una gran similitud. Finalmente se ha contrastado el

esquema propuesto frente a un esquema implícito en diferencias finitas y una solución analítica del tipo frente húmedo, para analizar la infiltración de flujos multifase (agua e hidrocarburos). El esquema propuesto predice la posición el frente de avance con muy buena aproximación (Zimmermann, 1998b).

Bajo este esquema de discretización (Fig. 1) la ecuación de momentum resulta:

$$q_j^n = -D(\theta_j^n) \frac{\theta_{j-1/2}^n - \theta_{j+1/2}^n}{\Delta z} - k(\theta_j^n) \quad (6)$$

$$\theta_j^n = \frac{\theta_{j+1/2}^n + \theta_{j-1/2}^n}{2}$$

La ecuación de continuidad resuelta para el término en el nivel $n+1$, es:

$$\theta_{j+1/2}^{n+1} = \theta_{j+1/2}^n - \frac{\Delta t}{\Delta z} (q_j^n - q_{j+1}^n) \quad (7)$$

donde j y n representan los índices de discretización espacial y temporal, respectivamente. La secuencia de cálculo es la siguiente: (a) Partir de una condición inicial de humedades q_j^0 en el perfil, (b) resolver la ecuación de momentum (6) para el espesor de la ZNS, determinando los flujos de intercambio entre celdas, (c) resolver la ecuación de continuidad (7) determinando las humedades del perfil en el siguiente paso de tiempo y (d) retomar paso (b) hasta tiempo de finalización de la simulación.

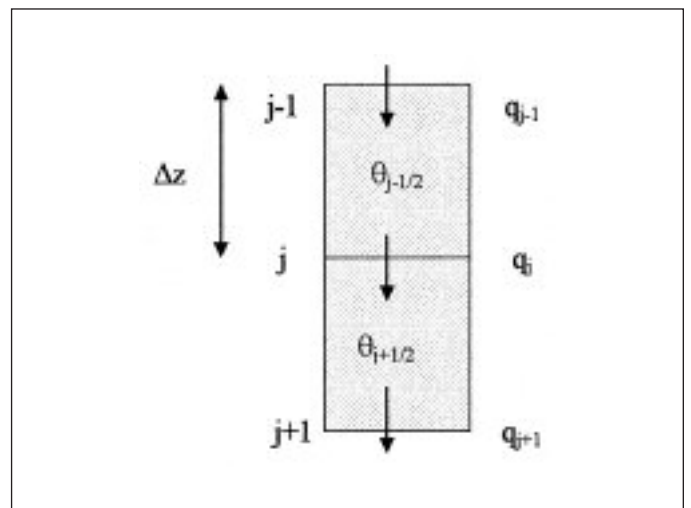


Fig. 1. Discretización de la ZNS en celdas verticales
Fig. 1. ZNS vertical discretization in cells

Para las *condiciones de contorno*, se plantea la resolución de las ecuaciones anteriores, con algunas de las incógnitas conocidas. La *imbibición* como condición de borde superior fue resuelta utilizando el esquema numérico como un modelo de infiltración. En la celda que constituye el contorno superior se debe cumplir con la siguiente condición:

$$q_1^n = \max \left(-D \left(\theta_{1/2}^n \right) \frac{\theta_s - \theta_{1/2}^n}{\Delta z} - k \left(\theta_{1/2}^n \right); -i^n - \frac{AS^n}{\Delta t} \right) \quad (8)$$

donde i^n es la intensidad de lluvia *efectiva*, estimada como la intensidad de precipitación (lámina caída sobre intervalo de tiempo) que no es interceptada por la vegetación, AS^n la lámina de almacenamiento superficial, ambos en el intervalo n de discretización temporal y θ_s el contenido volumétrico de humedad de saturación. El primer término de (8) representa la capacidad de infiltración y el segundo la disponibilidad de agua para infiltrarse. De esta manera se establece una *interacción* entre los procesos de superficie (intercepción y almacenamiento superficial) y los montos que potencialmente pueden infiltrarse durante los períodos de lluvia.

La *deseccación* como condición de borde superior contempla a la lámina interceptada como primer almacenamiento que satisface la demanda de evaporación potencial y en segundo término la lámina almacenada superficialmente (si existen). Se establece una *interacción* entre procesos superficiales y sub-superficiales, pero para los períodos sin lluvia. Si los montos almacenados en superficie no alcanzan para cubrir la demanda se extrae agua del suelo por transpiración vegetal. El modelo utilizado para estimar la evaporación real es el de Feddes y otros, citado por Candela y Varela (1993). El modelo limita la tasa de evaporación máxima, la cual está vinculada a los parámetros atmosféricos, en función del potencial mátrico del suelo. Se asume una distribución homogénea de las raíces en el suelo y se propone que:

$$S(\psi) = \beta(\psi) S_{max} = \frac{\beta T_p}{z_r} \quad (9)$$

donde T_p es la máxima tasa de evaporación, S_{max} representa la tasa máxima de evaporación por unidad de profundidad radicular, z_r la profundidad de raíces, $S(\psi)$ la tasa real de S_{max} , $0 < \beta(\psi) < 1$ una función de extracción (Fig. 2). La función β es nula por debajo de ψ_1 debido a la deficiencia de oxígeno, y por encima de ψ_4 debido al elevado potencial de succión

que se requiere para extraer el agua del suelo. Es máxima entre los valores de capacidad de campo ψ_2 , y el potencial ψ_3 . El potencial ψ_3 depende de la tasa máxima de evapotranspiración. Deeb Páez y Díaz Granados (1988) presentan una familia de curvas que relacionan el parámetro β y el potencial mátrico, bajo diferentes tasas de evapotranspiración máxima. Reordenando y extractando los valores en forma numérica, en este trabajo se han tomado los valores límites de ψ_3 , para los cuales comienzan a decrecer las tasas de evapotranspiración, y se ha propuesto una relación empírica que los relaciona con las tasas máximas. La misma, obtenida por regresión no lineal, fue ψ_3 [m] = 63.1*ETP[mm/d]^{-2.46}, con un coeficiente de correlación de 0.9694.

Como condición de borde inferior se consideraron las celdas incluidas en la capa acuífera con humedad de saturación: $\theta_m(t) = \theta_s$. El conjunto de celdas saturadas depende del nivel freático, y éste es actualizado dinámicamente en el modelo general.

Deben conocerse *parámetros del suelo* tales como las curvas de conductividad hidráulica - humedad, $k(\theta)$; potencial mátrico - humedad, $\psi(\theta)$ y difusividad - humedad, $D(\theta)$. En el presente trabajo se han adoptado las relaciones de Brooks-Corey: las que fueron ajustadas a resultados de ensayos de laboratorio sobre muestras de suelos de Oliveros, provincia de Santa Fe, y representan características medias de muestras extraídas en horizontes A y B bajo diferentes condiciones de uso del suelo (pasturas naturales y explotación agrícola). Los lazos de histéresis entre secado y mojadura no se han tenido en cuenta.

Flujos horizontales de agua

Los modelos de flujos horizontales, tanto el superficial como el subterráneo, se basan en esquemas de

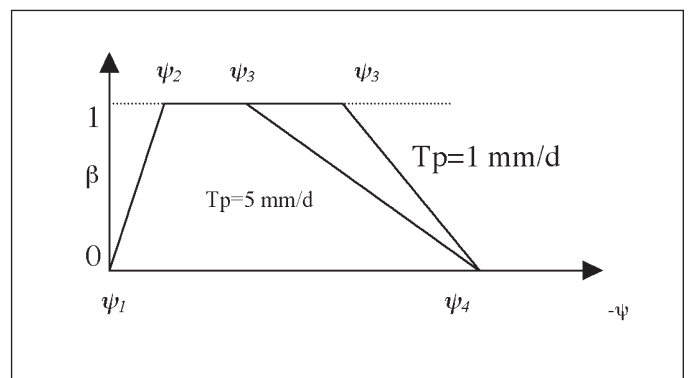


Fig. 2. Función de extracción β
Fig. 2. Extraction function β

celdas (Cunge, 1975). Estos modelos permiten simular el movimiento multidireccional mediante el intercambio de flujo entre celdas con cualquier dirección contenida en el plano, pero con leyes de intercambio unidimensionales. El flujo superficial puede ser propagado mediante un espectro de leyes de descarga desde la aproximación cinemática de la ecuación de momentum hasta una aproximación a la ecuación dinámica. Estas leyes permiten la simulación de tránsito por ríos, canales, valles de inundación, calles urbanas y redes de conductos cerrados. Para contemplar diversas alternativas puntuales de escurrimiento se incorporaron leyes de descarga para puentes, sumideros, vertederos, embocaduras de conductos, cambios de sección y estaciones de bombeo. El flujo subterráneo es simulado mediante la ecuación de Darcy.

La estructuración de los modelos de flujos horizontales en esquemas de celdas permite la discretización del dominio espacial en "capas" de celdas homólogas, superficiales y subterráneas, vinculadas por los modelos de flujos verticales, previamente descritos.

Las ecuaciones gobernantes consideradas para el movimiento de flujo en ambos modelos son de continuidad y distintas simplificaciones de la ecuación de cantidad de movimiento transformadas en formulaciones de descarga entre celdas.

Modelo de flujo superficial

La ecuación de continuidad se plantea para cada celda y se deriva a partir de la definición del incremento del volumen de agua almacenada desde consideraciones geométricas y desde condiciones de descarga (Cunge, 1975)

$$A_{s_i} \frac{dz_i}{dt} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{k,i} \quad (10)$$

A_{s_i} es el área superficial de la celda; z_i es la cota de agua en la celda i respecto a un plano de referencia; P_i es el intercambio externo de flujo en la celda i (precipitación neta, evapotranspiración, etc.); $Q_{k,i}$ es el caudal entre celdas i y k . La sumatoria representa el intercambio de flujo de la celda genérica i con las vecinas.

Como *leyes de descarga* entre celdas, la versión actual del modelo contempla las siguientes:

- *Unión Cinemática*: Se utiliza cuando la información del mecanismo hidrodinámico se propaga solamente hacia adelante (Riccardi, 1997a):

$$Q_{k,i}^n = K_{k,i} \sqrt{\frac{|z_{f_k} - z_{f_i}|}{\Delta l_{k,i}}} \quad (11)$$

donde $K_{k,i}$ es el coeficiente de transporte y $K_{k,i} = (\eta A_{k,i} R_{k,i}^{2/3})^{-1}$, $A_{k,i}$ y $R_{k,i}$ son el radio hidráulico y el área de la sección transversal, η el coeficiente de rugosidad de Manning, z_i representa cotas de fondo de cada celda y $\Delta l_{k,i}$ la distancia entre los centros de las celdas i y k . El supraíndice (n) indica la variable temporal.

- *Unión Río Simple*: Se usa en escurrimientos con preponderancia de las fuerzas de gravedad, presión hidrostática y fricción (Cunge, 1975):

$$Q_{k,i}^n = \text{signo}(z_k^n - z_i^n) \frac{K_{k,i}}{\sqrt{\Delta l_{k,i}}} \sqrt{|z_k^n - z_i^n|} \quad (12)$$

donde z_k y z_i representan las cotas del pelo de agua.

- *Unión tipo Vertedero*: Representa vinculaciones con un límite físico como terraplenes, rutas, vías, etc. La fórmula utilizada es la de vertederos de cresta ancha para vertederos con descarga libre y sumergida, respectivamente (Cunge, 1975):

$$Q_{k,i}^n = \mu_1 b \sqrt{2g} (z_k^n - z_i^n)^{3/2} \quad (13.a)$$

$$Q_{k,i}^n = \mu_2 b \sqrt{2g} (z_k^n - z_w) \sqrt{z_k^n - z_i^n} \quad (13.b)$$

donde g es la aceleración gravitatoria, μ_1 y μ_2 son los coeficientes de descarga, b el ancho del vertedero y z_w es el nivel de aguas abajo al vertedero.

El modelo permite la aplicación de otros tipos de uniones, a pesar de no haber sido directamente incorporadas al código computacional, a saber: (a) Unión Río Cuasi-Dinámica, cuando los mecanismos convectivos son relevantes, (Riccardi, 1994); (b) Unión Dinámica (Riccardi, 1997b); (c) Unión tipo Puente, resuelve el flujo a través de constricciones (Riccardi, 1994); (d) Unión tipo Sección de Control, apta para expansiones y/o contracciones, (Riccardi *et al.*, 1997); (e) Unión en conductos cerrados, utilizándose las aproximaciones de onda cinemática, difusiva, cuasi-dinámica y dinámica (Abbott y Cunge, 1981) a lo largo del conducto.

Modelo de flujo subterráneo

La ecuación de continuidad tiene la misma forma que la correspondiente a flujo superficial:

$$A_{Se_i} \frac{dz_i}{dt} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{i,k} \quad (14)$$

donde A_{Se_i} es el área superficial efectiva de la celda; obtenido como producto del área superficial y la porosidad efectiva del medio permeable, P_i es el intercambio externo de flujo en la celda i (bombeos, recargas, etc.); $Q_{k,i}$ es el caudal entre celdas i y k . La sumatoria representa el intercambio de flujo de la celda genérica i con las vecinas. El modelo evalúa el intercambio de caudal entre celdas de acuerdo con la formulación de Darcy para flujo uniforme en medio poroso saturado (Riccardi y Zimmermann, 1999):

$$Q_{i,k} = \phi_{i,k} h_{i,k} \Delta z_{i,k} \quad (15)$$

donde

$$\phi_{i,k} = \frac{b_{i,k} k_{i,k}}{\Delta x_{i,k}}$$

$h_{i,k}$ es la altura media de agua entre celdas vinculadas, medida desde el fondo del acuífero; z_i es la cota de fondo de acuífero; $k_{i,k}$ es la conductividad hidráulica horizontal entre celdas del estrato; $b_{i,k}$ es el ancho total de la unión entre celdas; $\Delta z_{i,k} = z_i - z_k$ es la diferencia de cotas de nivel de agua de los centros de celda; $\Delta x_{i,k}$ es la distancia entre centros de celdas. Al igual que en el caso anterior, el modelo permite la aplicación de otros tipos de uniones, tales como la unión entre celdas acuíferas y conductos de drenaje (Zimmermann y Riccardi, 2000)

Formulación numérica y condiciones de borde

Para la resolución numérica de ambos modelos, se sustituye en la ecuación de continuidad la expresión de caudales en el nivel de tiempo $n+1$ por un desarrollo en serie de Taylor truncado en la primer derivada, en función de los incrementos de niveles en el tiempo para las celdas que están interconectadas entre sí. De esta forma puede formularse un esquema implícito del tipo (Cunge, 1975):

$$A_{S_i} \frac{\Delta z_i}{\Delta t} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{k,i}^n + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^n}{\partial z_i} \Delta z_i + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^n}{\partial z_j} \Delta z_k \quad (16)$$

las funciones A_S , P_i y $Q_{k,i}$ son conocidas en el tiempo $t = n \Delta t$ y los incrementos Δz_i y Δz_k son las incógnitas, j es la cantidad total de celdas vinculadas a la celda i . Planteando una ecuación (16) por cada celda constitutiva del modelo se conforma un sistema de N ecuaciones con N incógnitas Δz , donde N es la cantidad de celdas del modelo. La resolución numérica se realiza mediante un algoritmo matricial basado en el método de eliminación gaussiana, previa reducción de la matriz mediante supresión de los elementos nulos.

Las condiciones de borde posibles de imponer son: (a) Cota de Agua en función del tiempo, $z(t)$; (b) Caudal en función del tiempo, $Q(t)$ y (c) Relación cota - caudal, $Q = f(z)$. Asimismo el modelo requiere la especificación de las alturas de agua en todas las celdas en el tiempo inicial.

Ensamble entre algoritmos de flujos verticales y horizontales

El ensamble entre las distintas rutinas computacionales que representan diversos procesos hidrológicos, se propuso bajo los siguientes criterios generales:

- Cada rutina (asociada a un subproceso) puede operar independientemente, con su conjunto de archivos de entrada y de salida.
- Las rutinas operan bajo una secuencia lógica durante un período de simulación determinado, p.ej.: (1) arranque de la simulación desde las condiciones iniciales, (2) operación de la rutina de evapotranspiración hasta un evento lluvioso (actualización de las humedades del perfil y de tasas de percolación y evapotranspiración), (3) operación de la rutina de flujo subterráneo (actualización de niveles freáticos), (4) tras un evento de lluvia, operación de la rutina de almacenamientos en superficie e infiltración, (5) actualización de las humedades del perfil y de tasas de percolación y lluvia neta, (6) operación de la rutina de flujo subterráneo (actualización de niveles freáticos), (7) operación (optativa) de la rutina de flujo superficial (determinación de caudales, alturas y cotas en superficie) y (8) reiniciar la secuencia hasta el próximo evento lluvioso.
- El intercambio de información entre cada rutina se logra mediante la lectura y escritura de archivos que se actualizan permanentemente. Esta versión del modelo contempla esta forma de intercambio

debido a que las rutinas de computación son independientes. Se prevé desarrollar nuevas versiones del modelo que contemplen un único módulo de programación, haciendo más eficiente el intercambio de la información.

- La gestión de todas las rutinas se realiza a través de un programa maestro que comanda la secuencia de operación según se ha mencionado precedentemente.

Los archivos de datos generales a lo largo de todo el período de simulación, son (a) un archivo que contiene registros de láminas de lluvia horaria por celda y (b) un archivo que contiene un registro diario de la evapotranspiración potencial asimilado a todas las celdas por igual.

Es importante resaltar la enorme versatilidad que presentan los esquemas de celdas para la modelación en hidrología. Las celdas definen una unidad de discretización espacial, no necesitan estar equiespaciadas ni tener las mismas propiedades físicas y pueden representar elementos de características heterogéneas, por ejemplo canales, vertientes, conductos, porciones de acuífero, etcétera, estando vinculadas entre sí por la leyes físicas que correspondan al tipo de flujo entre dichos elementos. Los flujos de intercambio y las variables de estado de este conjunto heterogéneo de elementos se resuelven dinámicamente en un mismo sistema de ecuaciones. En la Fig. 3 se muestra el ensamblaje entre dos celdas superficiales, con sus celdas análogas subterráneas y

en la zona vadosa. Las superficiales y las subterráneas se encuentran vinculadas a una celda central de escurrimiento encauzado, como condición de borde interna.

Puesta en operación del modelo SHALL3

El modelo fue aplicado en el sistema hidrológico del arroyo Ludueña (Santa Fe, Argentina). Dicho sistema presenta características propias de un área de llanura, con pendientes del orden de 1m/km y un área de aporte de 700 km². El arroyo atraviesa el ejido urbano de Rosario. El sistema hidrológico fue subdividido en un conjunto de celdas de características homogéneas.

La *zona saturada* fue caracterizada por la conductividad hidráulica horizontal y el coeficiente de almacenamiento del medio permeable. Tales parámetros fueron calibrados previamente con la operación del modelo GW8 (Zimmermann, 1994). Los valores calibrados se tomaron como referencia y fueron posteriormente sometidos a ajustes. El sistema subterráneo se modeló con un total de 79 celdas, 27 de las cuales conforman condiciones de contorno interno y externo (niveles establecidos) y 114 vinculaciones entre ellas (Fig. 4).

La numeración presentada para las celdas de la figura 4 es arbitraria. Internamente el programa les asigna a cada celda un orden para la secuencia de cál-

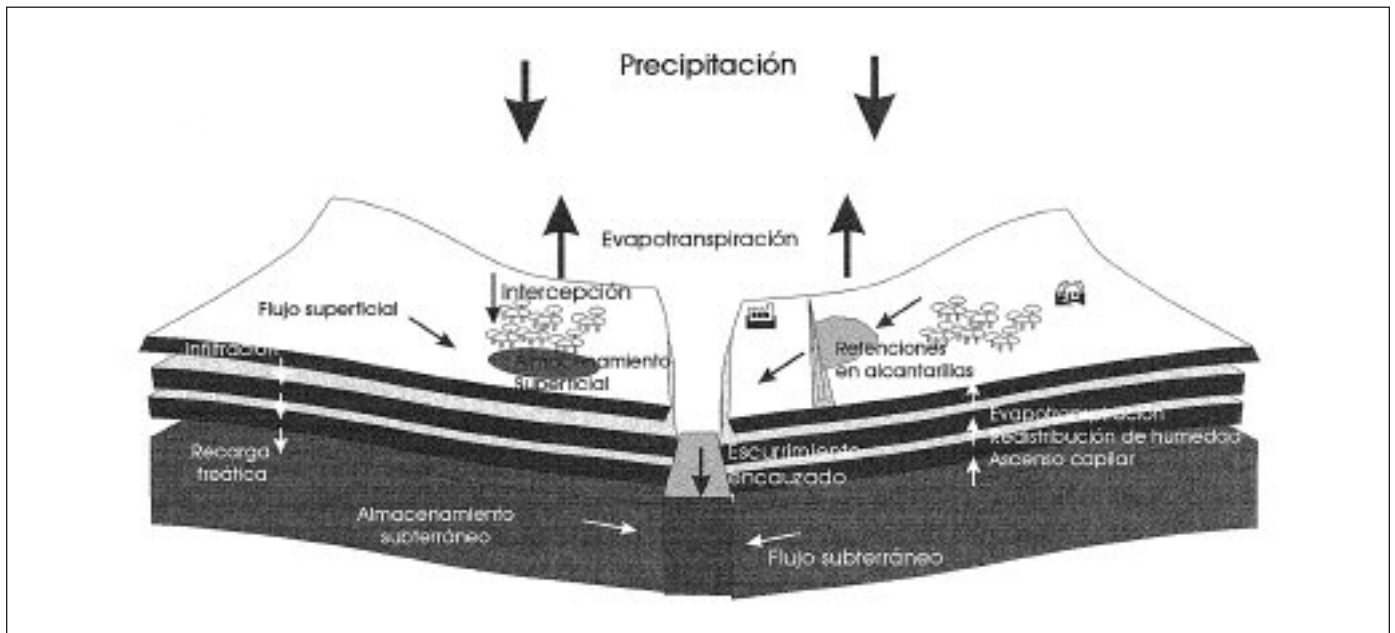


Fig. 3. Esquemización del ensamblaje entre celdas superficiales, no saturadas y subterráneas
Fig. 3. Arrangement schematization of surface, vadose and underground cells

ción pluviográfica disponible. Para algunos registros faltantes se adoptó una distribución temporal del evento en forma triangular, la cual es la más frecuente de acuerdo a un análisis probabilístico realizado en una estación de la región (Zimmermann, 1998c). Dado que la respuesta hidrológica del sistema del Ludueña ha cambiado sensiblemente con las prácticas agrícolas desde los 70 a la fecha, se ha desestimado información disponible para anteriores períodos. Como información complementaria, que fue empleada en el proceso de calibración del modelo, se cuenta con (a) profundidades freáticas, a intervalos diarios durante el período 1973-1992, y (b) humedades en peso tomadas a 0.15 m, 0.30 m y 0.60 m de profundidad, con intervalos asistemáticos (cada tres días en promedio), durante el período 1973-1986. Ambas series fueron registradas en la estación Agroexperimental de Zavalla y digitalizadas para el período 1982-1984.

Las tareas de calibración se llevaron a cabo en dos etapas sucesivas. En una primera, el sistema fue discretizado espacialmente con un grado de desagregación inferior, totalizando 13 celdas representativas "en planta". El objetivo de la agregación realizada sobre la discretización que inicialmente se adoptó fue disponer de un esquema simplificado que permita un gran número de simulaciones con un consumo de tiempo de máquina operativo. Posteriormente se realizó un ajuste detallado con el grado de discretización originalmente adoptado.

Calibración bajo el esquema agregado

Se realizó un primer análisis de sensibilidad en el largo plazo, tomando como información de entrada una serie sintética de tormentas (1293 eventos) generada estadísticamente (Zimmermann, 1998c) junto a otra serie sintética de evapotranspiración potencial (7300 datos diarios) generada mediante un modelo determinístico-estadístico (Zimmermann, 1998a). Las series de datos se generaron sintéticamente debido a que no hay información real disponible para la extensión temporal buscada. La simulación se realizó a lo largo de veinte años para analizar el comportamiento del SHALL3 en el largo plazo. Como resultado del análisis de sensibilidad se observó que prácticamente la totalidad del agua infiltrada es tomada por la ETR, denotando un predominio de movimientos verticales en las direcciones del flujo. Los volúmenes de escurrimiento (Q) decrecieron frente a los aumentos del ckv con una marcada sensibilidad. El proceso de percolación (B) experimentó un aumento absoluto significativo. La percolación B fue estimada mediante

la adición de todos los flujos de intercambio calculados para las celdas ubicadas inmediatamente por encima y por debajo del nivel freático. Cuadruplicando las conductividades hidráulicas verticales permanecen constantes, a los fines prácticos, las variables I y ETR , denotando una baja sensibilidad al parámetro de ajuste. Ocurre lo contrario para las variables B y Q que, en ese orden, presentan cambios muy significativos al aumentar ckv . La percolación B aumenta en valor absoluto un orden de magnitud, mientras que el escurrimiento Q disminuye unas 6,5 veces. Las magnitudes de los procesos de I y ETR marcan un predominio por sobre los restantes, B y Q , en términos de volúmenes anuales. En las redistribuciones de humedad, pequeños cambios en los primeros significaron importantes cambios en los segundos. Lo descrito para el análisis en el largo plazo se reprodujo para la serie observada de septiembre 1982 a marzo 1984. Los escurrimientos superficiales disminuyen ante los aumentos del ckv , en mayor medida para las celdas de la cabecera de cuenca (Fig. 4) que para las deprimidas del sector Salvat-Ibarlucea y del arroyo Ludueña. Las celdas ubicadas en las zonas deprimidas del sistema del arroyo Ludueña y el sector Salvat-Ibarlucea producen casi la totalidad de los volúmenes de escurrimiento (Tabla 1) ocupando un 67% del área total.

Los valores óptimos hallados para las conductividades hidráulicas horizontal y vertical fueron de 6.25 y 0.047 m/d, respectivamente, con un error del 2% entre volúmenes acumulados de escurrimiento superficial estimados y observado para la serie 1983-1984.

Calibración bajo el esquema desagregado

Para el esquema desagregado se realizaron corridas del modelo, compuesto por 79 celdas "en planta", con diferentes ckv . Finalmente, el valor óptimo de kv calibrado fue de 0.056 m/d, el cual permite alcanzar a un buen ajuste de volúmenes de escurrimiento superficial estimados en la salida de la cuenca (Fig. 5). El

Celdas	Proporción del área total	Proporción volumen total $kv = 0.047$ m/d
Cabecera	33%	9%
Área deprimida	28%	30%
Área norte	39%	61%

Tabla 1. Producción de volúmenes de escurrimiento
Table 1. Runoff volume production

coeficiente de determinación entre serie observada y calculada resultó de $r^2 = 0.9747$.

Se analizó la evolución de los niveles freáticos a lo largo del período de calibración y en la celda 524, adyacente a la estación agroexperimental de Zavalla (Fig. 6). El coeficiente de determinación entre serie observada y calculada resultó de $r^2 = 0.8917$.

Las humedades del perfil estimadas por el modelo SHALL3 en las celdas 524 y 525 para un metro de profundidad, fueron chequeadas con las medidas en la estación agrometeorológica de Zavalla, la cual se encuentra en el límite entre ambas celdas. Los registros de humedades tienen validez puntual y presentan grandes variaciones espaciales, por lo cual el

objetivo de este ajuste fue reproducir las tendencias generales en la evolución de humedades del perfil. Bajo estas condiciones, el ajuste se consideró satisfactorio (Fig. 7). En la Tabla 2, se presentan los acumulados de diferentes variables hidrológicas para el período de calibración y sus respectivos porcentajes respecto a la precipitación total.

La calibración del SHALL3 bajo un esquema desagregado ha permitido un mayor detalle en las características espaciales o zonales de los procesos hidrológicos que se dan a nivel del sistema. Se han trazado mapas de la distribución espacial de diferentes procesos hidrológicos, tomando como base los valores puntuales en cada celda de simulación. Se puso en

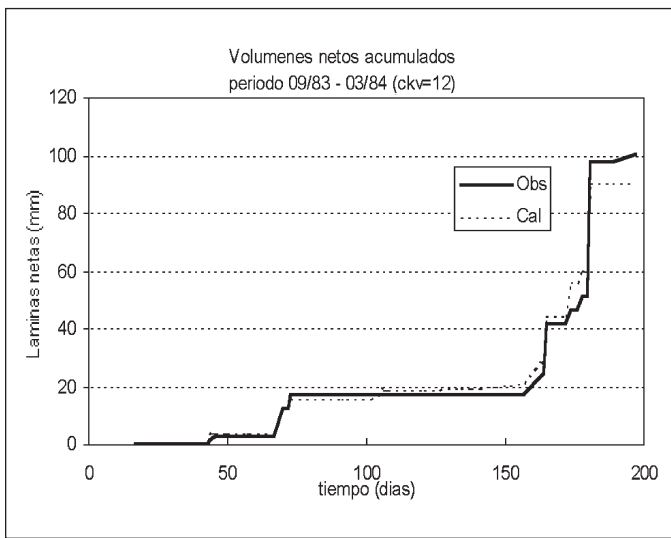


Fig. 5. Escurrimientos observados y calculados
Fig. 5. Observed and calculated runoff

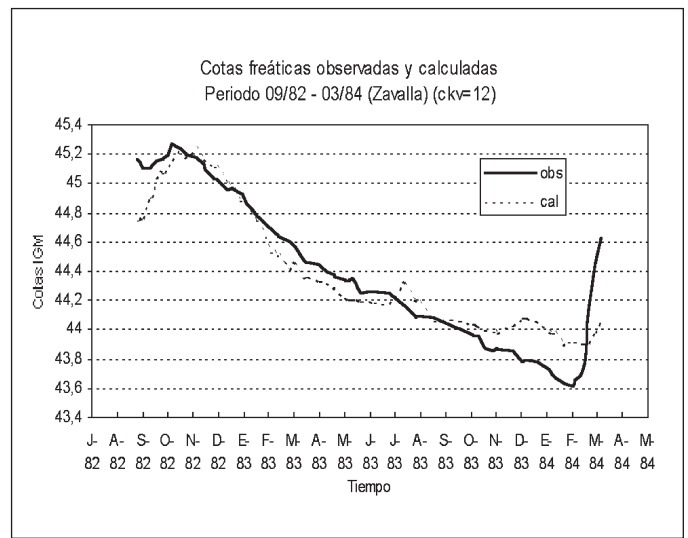


Fig. 6. Niveles freáticos observados y calculados
Fig. 6. Observed and calculated phreatic levels

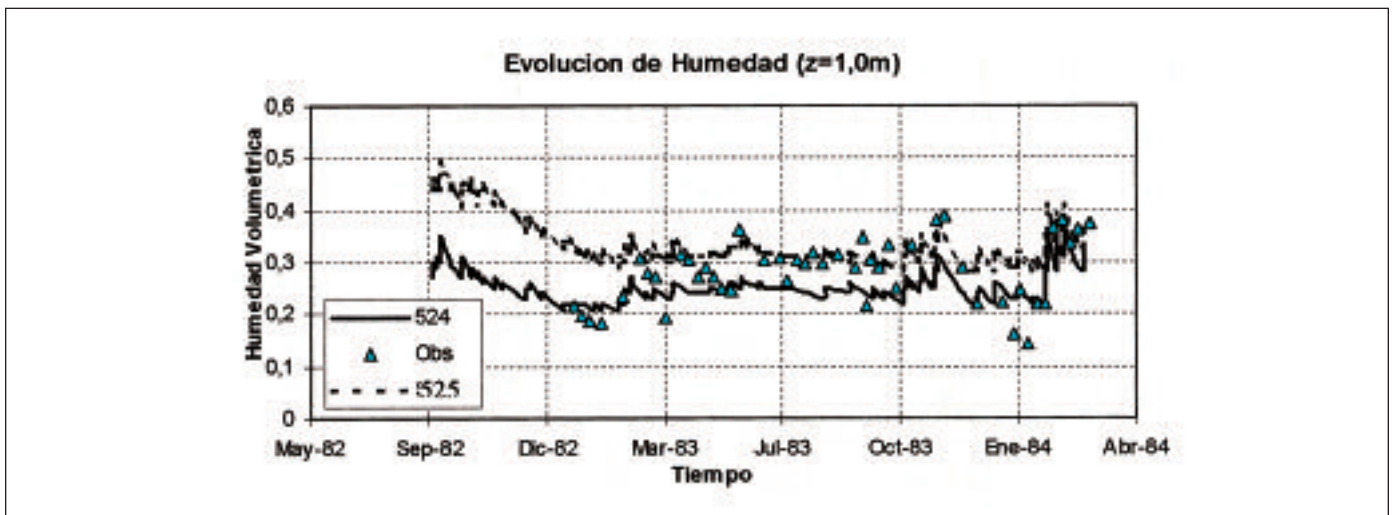


Fig. 7. Humedad a 1 m de profundidad
Fig. 7. Moisture contents at depth 1m

Precipitación, P	1565,8 mm	100%
Evapotranspiración, ETR	1576,7 mm	101%
Percolación, B	-44,4 mm	3%
Almacenamiento superficial e intercepción, AS + F	181,7 mm	12%
Escurrimiento, Q	90,4 mm	6%
Infiltración, I	1264,8 mm	81%

Tabla 2. Totales acumulados y porcentuales de variables hidrológicas en el período de calibración
 Table 2. Calibration results. Cumulative total and percentage of hydrological variables

evidencia que la producción de montos de escurrimiento se concentra en los sectores deprimidos del sistema. Existe una entera correspondencia entre los mapas de conductividades hidráulicas y escurrimientos.

Los sectores de la cabecera del sistema hidrológico, representan la zona de recarga por excelencia, en donde se concentran los valores de percolación. Los sectores deprimidos representan las descargas de la freática por ascenso capilar, por excelencia. La evapotranspiración acumulada durante el período es mayor en los sectores deprimidos de la cuenca, en donde se encuentra el acuífero freático a menor profundidad. Las tasas de evapotranspiración disminuyen en gran medida en los sectores de cabecera de cuenca, donde el acuífero se encuentra a profundidad.

Conclusiones

El modelo propuesto permite contemplar las interacciones entre los procesos hidrológicos en la superficie, en la zona no saturada y en la zona saturada. Esta aptitud de conectar la hidrología de superficie con la subterránea, lo habilita para realizar predicciones acerca de evoluciones en los procesos hidrológicos provocados por acciones antrópicas a gran escala y en el largo plazo. Las componentes hidrológicas consideradas lo hacen apto para simulaciones en áreas de llanura, precisamente donde las interacciones entre los procesos hidrológicos en la superficie, en la zona no saturada y en la zona saturada son muy relevantes y los impactos de los procesos de inundación se dan en el largo plazo. La puesta en operación y las tareas de calibración del modelo hidrológico, SHALL3, en el sistema del arroyo Ludueña puso en evidencia que las conductividades hidráulicas verticales ajustadas resultaron ser de un orden de magnitud mayor a las estimadas previamente con los ábacos de Rauls y Brakensiek, poniendo de manifiesto que la conformación textural del suelo, sobre las que se basan los ábacos, no es la única variable que controla la conductividad hidráulica. Los ajustes en los escurrimientos, niveles freáticos y humedades medidas durante el período de calibración pueden considerarse como satisfactorios, validando al modelo SHALL3 para posteriores simulaciones.

rimientos, niveles freáticos y humedades medidas durante el período de calibración pueden considerarse como satisfactorios, validando al modelo SHALL3 para posteriores simulaciones.

Referencias

- Abbott, M. y Cunge, J. 1981. *Engineering applications of computational hydraulic storm*, 1. Pitman, London, 282 pp.
- Candela, L. y Varela, M. 1993. *La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas*. Teoría, medición y modelos. CIMNE, Barcelona, 322 pp.
- Chow, V.T., Maidment, D. y Mays, L. 1994. *Hidrología Aplicada*. Mc Graw-Hill Interamericana SA, Colombia, 584 pp.
- Cunge, J. 1975. Two dimensional modeling of flood plains. In: Mahmood K. and Yevjevich V. (eds). *Unsteady flow in open channels*. Water Resources Publications, Fort Collins, 705-762.
- Deeb Páez, A. y Díaz Granados, M. 1988. Balance hídrico en la cuenca media del río Magdalena, modelación de la interacción río, acuífero, suelo, vegetación y atmósfera. *XIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, La Habana, 2, 97-108.
- Riccardi, G. 1994. Un Modelo Matemático Hidrodinámico cuasi-bidimensional para escurrimiento cuasi-dinámicos. *XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, IAHR-LAD*, Santiago de Chile, 6, 181-191.
- Riccardi, G. 1997a. El Mapeo de Riesgo de Inundación por medio de la Modelación Matemática Hidrodinámica. *Revista Ingeniería del Agua*, 4 (3), 45-56.
- Riccardi, G. 1997b. The mathematical modelling of flood propagation for the delimitation of inundation risk zone. In: Rosberg, D. (ed). *Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty*. IAHS Publication Nro 240, Wallingford, 355-364.
- Riccardi, G., Zimmermann, E., y Maurig, R. 1997. Mathematical Modelling of Flood Propagation for the Delimitation of Rural, Semiurbanized and Urbanized Zones with Inundation Risk. In: Rozhdestvensky, A. (ed.), *Runoff Computations for Water Projects*, IHP-V Technical Documents in Hydrology, 9, UNESCO, Paris, 127-138.
- Riccardi, G. y Zimmermann E. 1999. La Modelación Matemática Bidimensional de Escurrimiento Subterráneo mediante Esquemas de Celdas. En Tineo,

- A. (ed). *Hidrología Subterránea*. Instituto Superior de Correlación Geológica-CONICET, Tucumán, 79-88.
- Tucci, C. 1989. *Hidrología Aplicada*. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Porto Alegre, 250 pp.
- Zimmermann, E. 1994. Evolución Temporal de Niveles Freáticos y de las Zonas de Interacción con la Hidrología Superficial en un Area de Llanura. *II Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea*, Santiago de Chile, 2, 253-254.
- Zimmermann, E. 1998a. Un modelo de parámetros concentrados para la simulación de la interacción suelo-vegetación y atmósfera. *XVII Congreso Nacional del Agua*, Santa Fe, 2, 267-276.
- Zimmermann, E. 1998b. Esquema explícito para la resolución de la ecuación de Richards. *XVII Congreso Nacional del Agua*, Santa Fe, 2, 258-266.
- Zimmermann, E. 1998c. Synthetic Storm Generation in a Flatland Region (Santa Fe, Argentina). *Journal of Environmental Hydrology*, 6 (2), IAETH, Sacramento, <http://www.hydroweb.com>. e-mail: hydroweb@mail.org.
- Zimmermann, E. 1999. Assessment of hydrologic impacts of irrigation projects in a flatland area, Santa Fe, Argentina. *Journal of Environmental Hydrology*. Vol. 7. N° 1. IAETH, Sacramento, <http://www.hydroweb.com>. e-mail: hydroweb@mail.org.
- Zimmermann, E. 2000. Metodología para la estimación de la conductividad hidráulica equivalente en suelos no saturados heterogéneos. *Cuadernos del CURIHAM*, PHI-UNESCO, UNR Editora, Rosario, 6, (1), 1-12.
- Zimmermann, E. y Riccardi, G. 2000. Hydrodynamic model of cells for designing systems of urban groundwater drainage. *Hydrogeology Journal*, Springer, 8, (5), 538-548.
- Zimmermann, E. y Riccardi, G. 1995. A Preliminary Model for the Hydrological Simulation in Flatlands Areas. *IAHS International Symposium on Runoff Computations for Water Projects*, St. Petersburg.

Recibido: Enero 2003

Aceptado: Junio 2003