

XIX CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA – CÓRDOBA 2000

MODELO DE SIMULACIÓN HIDROLÓGICA SUPERFICIAL Y SUBTERRÁNEA PARA AREAS DE LLANURA

Erik Daniel Zimmermann y Gerardo Adrián Riccardi
Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales.
Rosario. Argentina

RESUMEN

Se describe un modelo matemático de simulación hidrológica cuasi-3D de celdas, apto para representar áreas de llanura, que permite contemplar las interacciones entre los procesos de superficie, en la zona no saturada y en la zona saturada. El modelo, SHALL3, puede cuantificar dinámicamente variables de estado, tales como almacenamientos por intercepción, superficial, en el perfil del suelo y subterráneo, así como flujos de humedad y vapor, tales como los envueltos en los procesos de 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. 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 en la meso-escala y en el largo plazo.

Los algoritmos constitutivos se ensamblan bajo los siguientes criterios: (a) respetar la independencia operativa de cada rutina para permitir simulaciones por eventos, (b) operar bajo una secuencia lógica acorde a las jerarquías de cada proceso hidrológico, (c) intercambiar la información mediante actualizaciones de archivos temporarios y (d) gestionar el manejo de cada componente mediante un programa maestro.

ABSTRACT

A mathematical quasi-three-dimensional hydrological model of cells is presented for flatland areas that contemplate interactions between processes in surface, vadose zone and groundwater. The model, SHALL3, is enable to quantify dynamically state variables, such as interception, surface storage, soil moisture and groundwater storage, as well as humidity and vapor fluxes, such as evapotranspiration, capillary rise, surface runoff at overland flow and channel flow, infiltration, phreatic recharge and groundwater flow processes. Each variable can be estimated with an appropriate space and time resolution. This aptitude of connecting the surface hydrology with the underground one, enables it to carry out predictions about evolutions in the hydrological processes caused by human actions at meso-scale and in the long term.

The constituent algorithms are assembled under the following approaches: (a) independence of each routine to allow simulations for events, (b) logical sequence of operation according to the hierarchies of each hydrological process, (c) exchange the information by means of bring up to date of temporary files, and (d) management of each model component by means of a master program.

INTRODUCCION

La explotación de un recurso natural debe estar acompañada de un análisis de los efectos sobre ecosistemas y su sostenimiento en el largo plazo. En relación al recurso hídrico, un desafío actual es enfrentar el crecimiento de la demanda, minimizando las pérdidas y alcanzando un régimen de explotación sostenido. En este marco, el conocimiento de un sistema hidrológico es determinante para entender el cambio ambiental en escala global, regional o local.

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, 1995a, 1995b) y en forma continua con parámetros concentrados (Zimmermann 1998b).

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 1998c, 1998d). 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 debió desarrollar, 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. El modelo, denominado SHALL3 (**S**imulación **H**idrológica de **A**reas de **L**lanura, versión 3), a grandes rasgos discretiza el dominio espacial en celdas interconectadas sobre las cuales se cuantifican flujos y balances verticales de agua.

SIMULACIÓN DE LOS 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 f_{vmax} . (Vich, 1985). 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 por subcuenca ó celda, fcu , y del desarrollo y tipo del cultivo, es decir de factores del tiempo y del cultivo, fa_i y ft_i :

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

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 del tiempo que representa el grado de crecimiento del cultivo i y N la cantidad de variedades sembradas en la celda. Finalmente, los volúmenes interceptados en función del tiempo pueden expresarse como:

$$Int(t) = \text{minimo} [fv \max, P(t) * pcv(t)] \quad (2)$$

El almacenamiento superficial se consideró como una capacidad máxima a abastecer una vez satisfecha la intercepción, de la siguiente manera:

$$AS = \text{minimo} [ASMax, P - Int] \quad (3)$$

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

Modelo de procesos hidrológicos en la zona no saturada

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. Se consideró conveniente la resolución de la ecuación de Richards en términos de la humedad volumétrica θ , dado que permite conocer una de las variables del balance hidrológico de manera directa.

La ecuación de movimiento, en el caso de flujo vertical, en términos de la humedad volumétrica 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 la humedad volumétrica, z la coordenada vertical, z_r la profundidad radicular, $k(\theta)$ la conductividad no saturada, $D(\theta)$ el coeficiente de difusividad del medio, producto de la conductividad no saturada $k(\theta)$ por el gradiente de la curva de contenido de humedad y potencial matricial ($d\theta/d\Psi$) 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:

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

Se ha propuesto un esquema explícito en diferencias finitas de las ecuaciones precedentes de acuerdo a las siguientes definiciones:

$$f(z) \approx \frac{f_{j+1/2}^n + f_{j-1/2}^n}{2} \quad \frac{df}{dt} \approx \frac{f_j^{n+1} - f_j^n}{\Delta t} \quad \frac{df}{dz} \approx \frac{f_{j+1/2}^n - f_{j-1/2}^n}{\Delta z}$$

donde f es una función cualquiera (humedad volumétrica, conductividad no saturada, coeficiente de difusión), $j=1, m$ el elemento de discretización espacial, con espaciamento Δz , n el nivel de tiempo, con incrementos Δt . Los nodos $j, j+1, j+2...$ representan los bordes de celdas en los cuales se evalúa los flujos de intercambio y los nodos $j+1/2, j+3/2...$ representan los centros de celdas en donde se miden las humedades (Fig.1). El nodo $j=1$ corresponde a la superficie y el nodo $j=m$ al límite del espesor del perfil considerado, en correspondencia con la máxima profundidad. Bajo este esquema de discretización 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:

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

La secuencia de cálculo es la siguiente: (1) Partir de una condición inicial de humedades θ_j^0 en el perfil, (2) resolver la ecuación de momentum (ec. 6) para $j=1..m$, determinando los flujos de intercambio entre celdas, (3) resolver la ecuación de continuidad (ec. 7) determinando las humedades del perfil en el siguiente paso de tiempo y (4) retomar paso (2) hasta tiempo de finalización de la simulación.

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. En el caso de *superficie encharcada* puede considerarse la humedad del primer nodo constante en el tiempo e igual a la humedad de saturación: $\theta_1(t) = \theta_s$

La condición de *lluvia* fue resuelta utilizando el esquema numérico como un modelo de infiltración, además, de redistribución de humedad y percolación al acuífero. En la celda que constituye el contorno superior se debe cumplir con la siguiente condición:

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

donde i^n es la intensidad de lluvia *efectiva* y AS^n la lámina de almacenamiento superficial, ambos en el intervalo n de discretización temporal. 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 desecación como condición de borde superior. El primer almacenador que satisface la demanda de evaporación potencial es la lámina interceptada y en segundo término la lámina almacenada superficialmente (si existen). Nuevamente se establece una **interacción** entre procesos superficiales y subsuperficiales, 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 evapotranspiración real fue el de Feddes y otros, citado por Candela y Varela (1993). El modelo limita la tasa de evapotranspiración 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 evapotranspiración, S_{\max} representa la tasa máxima de evapotranspiración 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 adimensional del potencial matricial. La misma

puede simplificarse a una relación graficada en la Figura 2. La función de extracción 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 ψ_2 y 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 vs. el potencial matricial, 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 $103.7 * ETP^{-1.906307}$, con un coeficiente de correlación de 0.9694.

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.

Parámetros del suelo. Deben conocerse las curvas de conductividad vs. humedad volumétrica $k(\theta)$, potencial mátrico vs. humedad $\psi(\theta)$ y difusividad vs. humedad $D(\theta)$. En el presente trabajo se han adoptado las relaciones de Brooks-Corey:

$$|\psi(\theta)| = \frac{2.517}{S_e^{1.837}} \quad (10)$$

$$k(\theta) = K_s S_e^4 \quad (11)$$

$$D(\theta) = k(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} = \frac{4.62}{\theta_s - \theta_r} K_s S_e^{1.163} \quad (12)$$

siendo S_e la saturación efectiva del suelo y K_s la conductividad saturada. Las ecuaciones anteriores fueron ajustadas a resultados de ensayos de laboratorio sobre muestras de suelos de Oliveros, pcia. 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.

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 (Zimmermann 1998a)

SIMULACIÓN DE LOS FLUJOS HORIZONTALES DE AGUA

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

Ecuación de Continuidad. 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)

$$A_{S_i} \frac{dz_i}{dt} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{k,i} \quad (13)$$

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 caudal en la celda i ; $Q_{k,i}$ es el caudal entre celdas i y k .

Leyes de descarga entre celdas.

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

$$Q_{k,i}^n = K_{k,i} \sqrt{\frac{|z_{\text{fondo centro } k} - z_{\text{fondo extremo } k}|}{\Delta l_{k,i}}} \quad (14)$$

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

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

$$Q_{k,i}^n = \text{signo}(z_k^n - z_i^n) \frac{K_{k,i}}{\sqrt{\Delta l_{k,i}}} \sqrt{|z_k^n - z_i^n|} \quad (15)$$

Unión tipo Río Cuasi-Dinámica: Se emplea cuando los mecanismos convectivos son relevantes. Se parte de la ecuación de momento, despreciando el término local y con una discretización que permita despreciar $\partial Q/\partial x$ (Riccardi, 1994a y 1994b):

$$Q_{k,i}^n = \pm \frac{K_{k,i}}{\sqrt{\Delta l_{k,i}}} \sqrt{ABS \left[\frac{z_k^n - z_i^n}{1 + [K_{k,i}/\sqrt{\Delta l_{k,i}}]^2 / 2g (A_i^{-2} - A_k^{-2})} \right]} \quad (16)$$

donde A_i y A_k son las áreas mojadas transversales de las celdas i y k .

Unión Dinámica: Se parte de la ecuación momento y se arriba a una expresión aproximativa de segundo grado en la variable caudal (Riccardi, 1997a) :

$$Q_{k,i}^n = -b + \frac{\sqrt{b^2 - 4(a_1 + a_2)c}}{2(a_1 + a_2)} \quad \text{si } c < 0 \quad (17.a)$$

$$Q_{k,i}^n = -b - \frac{\sqrt{b^2 - 4(a_1 - a_2)c}}{2(a_1 - a_2)} \quad \text{si } c > 0 \quad (17.b)$$

a_1, a_2, a_3, b y c son funciones de $Q_{k,i}, z_i$ y z_k en el tiempo $n-1$

Unión tipo Vertedero : Representa vinculaciones con un límite físico como terraplenes, rutas, vías, etc. La fórmula utilizada es la de vertederos de cresta ancha (Cunge, 1975):

$$Q_{k,i}^n = \mu_1 b \sqrt{2g} (z_k^n - z_i^n)^{3/2} \quad \text{Descarga libre} \quad (18.a)$$

$$Q_{k,i}^n = \mu_2 b \sqrt{2g} (z_k^n - z_w) \sqrt{z_k^n - z_i^n} \quad \text{Descarga sumergida} \quad (18.b)$$

donde 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.

Unión tipo Puente: Se utiliza la expresión de caudal para vertederos con escalón de fondo nulo y coeficiente de gasto según Ven Te Chow (1959) para flujo a través de constricciones (Riccardi, 1994a).

Unión tipo Sección de Control : Esta vinculación resulta apta cuando se manifiesta una pérdida de energía del flujo debido a bruscos cambios en la sección de escurrimiento (expansiones / contracciones) (Riccardi, 1995):

$$Q_{k,i}^{(n)} = \sqrt{2g} \sqrt{(z_k^{(n)} - z_{cri}) / (Cd^{-2} A_{Cri}^{-2} - At_k^{-2})} \quad \text{Descarga libre} \quad (19.a)$$

$$Q_{k,i}^{(n)} = \sqrt{2g} \sqrt{(z_k^{(n)} - z_i^{(n)}) / (Cds^{-2} A_{Sc}^{-2} - At_k^{-2})} \quad \text{Descarga sumergida} \quad (19.b)$$

donde z_{cri} es el nivel correspondiente al tirante crítico de la sección de control, C_d y C_{ds} son los coeficientes de descarga para la condición libre y sumergida, A_{Sc} y A_{cri} son las áreas mojadas para flujos subcrítico y crítico de la sección de control, respectivamente, y A_t el área transversal de la celda.

Otros tipos de unión: 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 en conductos cerrados: se utilizan las aproximaciones de onda cinemática, difusiva, cuasi-dinámica y dinámica. Para flujo a presión el área superficial A_{Si} en ec. (13) se calcula considerando la rendija de Preissmann (Abbot y y Cunge, 1981) a lo largo del conducto, (b) Unión tipo Sumidero: Representa las obras de captación de sistemas de drenaje urbano. La descarga se cuantifica mediante leyes de vertedero u orificio, con descarga libre o sumergida (Riccardi, 1997c), (c) Unión tipo Bombeo: Permite incorporar elementos de elevación de flujo mediante adición de energía externa como bombas o estaciones de bombeo (Riccardi, 1997c).

Modelo de flujo subterráneo

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

$$A_{Sej} \frac{dz_i}{dt} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{i,k} \quad (20)$$

A_{Sej} es el área superficial efectiva de la celda; obtenido como producto del área superficial y la porosidad del medio permeable.

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):

$$Q_{i,k} = \phi_{i,k} h_{i,k} \Delta z_{i,k} \quad (21) \quad \text{con} \quad \phi_{i,k} = \frac{b_{i,k} k_{i,k}}{\Delta x_{i,k}} \quad (22)$$

$h_{i,k} = z_{m i,k} - z_{mf i,k}$; es el nivel medio de agua entre celdas vinculadas, medida desde el fondo del acuífero ; z_f es la cota de fondo de acuífero; $k_{i,k}$ es la permeabilidad media entre celdas

del estrato; $b_{i,k}$ es el ancho total de la union 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.

En el caso de secciones compuestas con distintos coeficientes de permeabilidad a lo largo de su perfil vertical, el parámetro $\Phi_{i,k}$ se determina para cada zona componente de la sección de similar característica sumándose luego para obtener un $\Phi_{i,k}$ para la sección completa.

Otros tipos de unión: 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 es adecuado el uso de un esquema implícito (Cunge, 1975) del tipo:

$$A_{S_i} \frac{\Delta z_i}{\Delta t} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{k,i}^n + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^n}{\partial z_i} \Delta z_i + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^n}{\partial z_j} \Delta z_k \quad (23)$$

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 . La resolución numérica se realiza mediante un algoritmo matricial basado en el método de Gauss-Seidel, previa reducción de la matriz mediante eliminación de 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.
- Se contemplan archivos de datos de entrada (precipitación y evapotranspiración potencial) que contienen toda la información requerida para todo el período de simulación. Los archivos de entrada de las rutinas en particular se confeccionan con rutinas de gestión de datos desarrollados específicamente para tal fin.

- La gestión de las 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 tantos registros como eventos lluviosos se simulen y para cada registro el año, el día del evento seguido de 24 datos de precipitaciones horarias correspondientes al día de la lluvia y (b) un archivo que contiene un registro diario de la evapotranspiración potencial.

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 Figura 3 se muestra esquemáticamente 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 bode interna.

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.

Pueden cuantificarse dinámicamente variables de estado, tales como almacenamientos por intercepción, superficial, en el perfil del suelo y subterráneo, así como flujos de humedad y vapor, tales como los envueltos en los procesos de 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. 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.

REFERENCIAS

- Abbott, M. and Cunge, J. (1981) *A modelling system for the design and operation of storm-sewer network* 11 Engineering applications of computational hydraulic storm, Vol. 1, Pitman, London.
- Candela L, Varela M (1993) *La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas. Teoría, medición y modelos*; Editores Candela y Varela; CIMNE, Barcelona, España.
- Chow VT, Maidment D, Mays L (1994) *Hidrología Aplicada*; Edit Mc Graw-Hill Interamericana SA; ISBN 0-07-010810-2; Colombia.
- 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, Díaz Granados M (1988) *Balance hídrico en la cuenca media del río Magdalena, modelación de la interacción río, acuífero, suelo, vegetación y atmósfera*; Vol 2; XIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica; La Habana; Cuba.
- Riccardi, G. (1994a) *Un Modelo Matemático Hidrodinámico cuasi-bidimensional para escurrimiento cuasi-dinámicos*, XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, IAHR-LAD, Santiago
- Riccardi, G. (1994b) *Aplicación de un Modelo Matemático de Celdas para escurrimientos cuasi-dinámicos en el Arroyo Saladillo*, XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, IAHR-LAD, Santiago

- Riccardi G, Zimmermann E, Maurig R (1995) *Mathematical Modelling of Flood Propagation for the Delimitation of Rural, Semiurbanized and Urbanized Zones with Inundation Risk*; IAHS International Symposium on Runoff Computations for Water Projects, St. Petersburg - Federación Rusa.
- Riccardi, G. (1997a) *The mathematical modelling of flood propagation for the delimitation of inundation risk zones*, Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty (ed. D. Rosberg et al.) IAHS Publication Nro 240, ISSN 0144-7815., Wallingford, 355-364.
- Riccardi, G. (1997b) *El Mapeo de Riesgo de Inundación por medio de la Modelación Matemática Hidrodinámica*, Revista Ingeniería del Agua, Vol 4 N° 3, ISSN 1134-2196, Univ. Politécnica de Valencia, 45-56.
- Riccardi, G. (1997c), *The flood propagation modelling for the management of development on flood plains of Rosario Region, Argentina*, River Flood Hydraulics, (J. Watts, ed.), HR Wallingford Ltd, UK, 127-136.
- Riccardi, G Y Zimmermann, E. (1999) *La Modelación Matemática Bidimensional de Esguerrimiento Subterráneo mediante Esquemas de Celdas*. Hidrología Subterránea, Edit. A Tineo, Serie de Correlación Geológica N° 13, ISSN 1514-4186, Instituto Superior de Correlación Geológica-CONICET, Tucumán, 79-88.
- Vich J. (1985) *Modelo de Simulación Para Predicción de Esguerrimientos Superficiales*; Tesis de Maestría en Ciencias; Colegio de Postgraduados; México.
- Zimmermann E, Riccardi G (1995a) *Preliminary Modelling of Fluxes of Water in Flatland Areas*, IAHS XX General Assembly of European Geophysical Society (BAHC project), Hamburgo, Alemania.
- Zimmermann E, Riccardi G. (1995b) *A Preliminary Model for the Hydrological Simulation in Flatlands Areas*, IAHS International Symposium on Runoff Computations for Water Projects; St. Petersburg; Federación Rusa.
- Zimmermann E. (1998a) *Un esquema numérico alternativo para la resolución de la ecuación de Richards*. XVII Congreso Nacional del Agua. Santa Fe. Argentina.
- Zimmermann E. (1998b) *Un modelo de parámetros concentrados para la simulación de la interacción suelo-vegetación y atmósfera*. XVII Congreso Nacional del Agua. Santa Fe. Argentina.
- Zimmermann E. (1998c) *Synthetic Storm Generation in a Flatland Region (Santa Fe, Argentina)*. Journal of Environmental Hydrology, Vol. 6. N° 2. IAEH.
- Zimmermann E.(1998d) *Modificaciones en los procesos hidrológicos provocados por el riego complementario en un área de llanura*. XVII Congreso Nacional del Agua. Santa Fe. Argentina.
- Zimmermann E., Riccardi G. (2000) *Hydrodynamic model of cells for designing systems of urban groundwater drainage*. Hydrogeology Journal. Springer Ed. (En prensa).

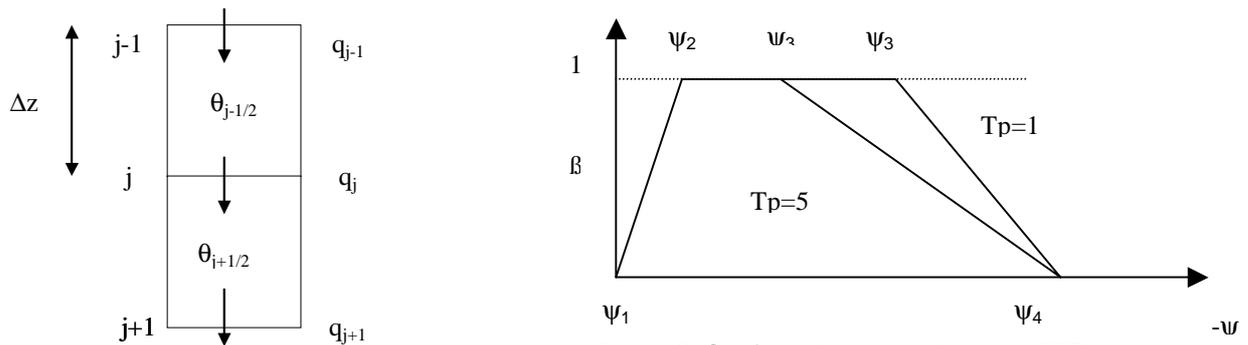


Figura 2. Coeficiente para restringir la ETP

Figura 1. Discretización de la ZNS en celdas verticales

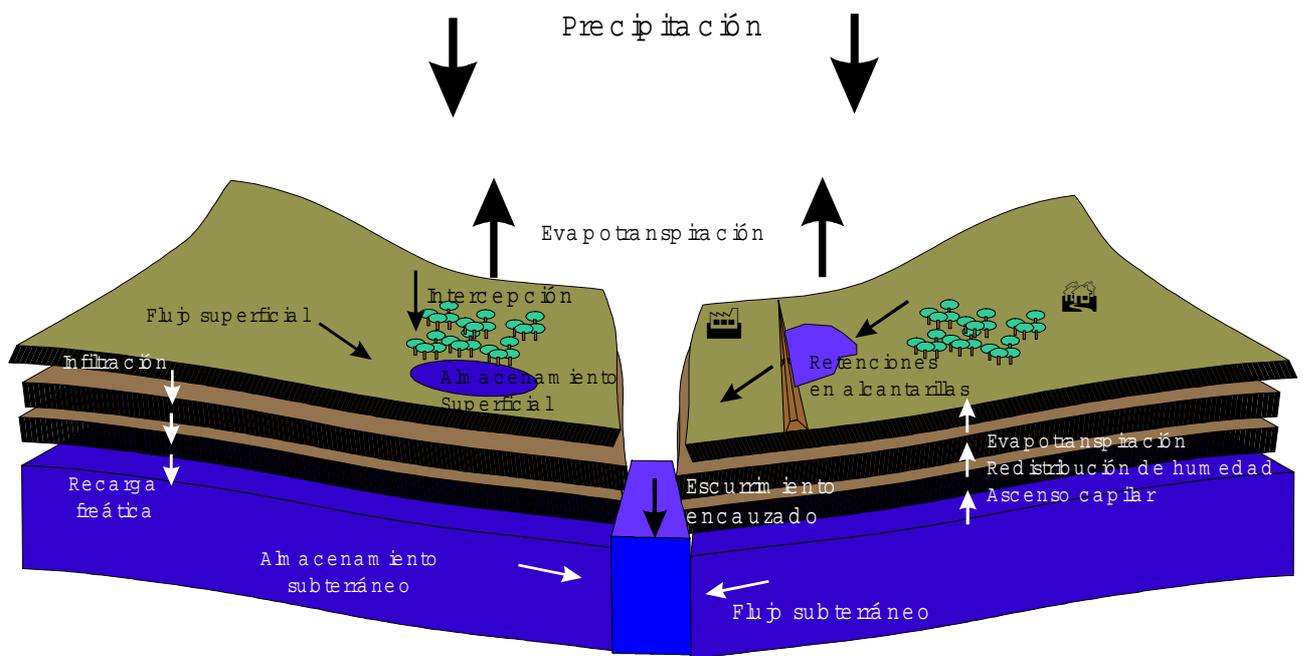


Figura 3. Esquematación del ensamblaje entre celdas superficiales, no saturadas y subterráneas.