



Modelo hidrológico superficial y subterráneo desarrollado para la simulación de sistemas de llanura (SHALL)

Erik Zimmermann¹ y Gerardo Riccardi²

¹ Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales (FCEIA. UNR) - Riobamba 245 bis - (2000) Rosario, Argentina. CONICET.

² Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales (FCEIA. UNR) - Riobamba 245 bis - (2000) Rosario, Argentina. CIUNR.

Mail de contacto: erikz@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 (ZS). 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 verticales para las celdas ubicadas en la ZNS y, horizontales y verticales, en el caso de las celdas saturadas. En cada celda ó unidad de discretización espacial, el modelo puede cuantificar dinámicamente variables de estado (almacenamientos por intercepción, 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.

Palabras clave: modelación hidrológica, sistemas de llanura.

ABSTRACT

A mathematical model of hydrological simulation quasi-3D is described. It is appropriate to represent flatland areas and it contemplates the interactions among the surface, vadose zone (ZNS) and saturated zone (ZS) processes. The space domain is discretized in layers of surface, ZNS and underground cells. Vertical exchange flows in ZNS cells, and horizontal exchanges flows in surface and saturated cells are evaluated. In each cell, the model can quantify state variables dynamically (interception, surface storage, ZNS and ZS storages) and exchange flows (evapotranspiration, surface flow, in overland and in channels, flow through constrictions, infiltration, aquifer recharges, and groundwater flow).

Keywords: hydrological model, flatland systems.

Introducción

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 1998b).

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. El modelo, denominado SHALL3 (Simulación Hidrológica de Áreas de Llanura, versión 3), a grandes rasgos discretiza el dominio espacial en celdas interconectadas sobre las cuales se cuantifican flujos y balances verticales de agua.

Flujos verticales de agua y vapor

Procesos Hidrológicos en Superficie

Los volúmenes interceptados por la vegetación son simulados mediante un almacenamiento temporal limitado por una capacidad máxima de intercepción f_{max} . 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, f_{cu} , y del desarrollo y tipo del cultivo, es decir de factores del tiempo y del cultivo, f_{a_i} . Y f_{t_i} :

$$pcv(t) = f_{cu} * \sum_{i=1}^N f_{a_i} * f_{t_i} \quad (1)$$

donde f_{cu} es la razón entre el área cultivada y el área total de la celda, f_{a_i} es la razón entre el área sembrada con un determinado cultivo i y el área sembrada total de la celda, f_{t_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 acumulados en función del tiempo pueden expresarse como:

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

donde P es la precipitación acumulada

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

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

donde AS es el almacenamiento superficial y AS_{Max} la capacidad de almacenamiento de la cuenca.

Procesos hidrológicos en 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. Solamente está contemplado el flujo en la dirección vertical.

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 (Buckingham-Darcy law), es:

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

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 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 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:

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

El medio poroso no saturado es representado en forma discreta mediante un conjunto de celdas que se extienden verticalmente desde la superficie hasta el nivel

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

$$f(z) \approx \frac{f_{j+1/2}^n + f_{j-1/2}^n}{2}$$

$$\frac{df}{dt} \approx \frac{f_j^{n+1} - f_j^n}{\Delta t}$$

$$\frac{df}{dz} \approx \frac{f_{j+1/2}^n - f_{j-1/2}^n}{\Delta z}$$

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 $j, j+1, j+2, \dots$ 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. 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 (Fig. 1) la ecuación de momentum resulta:

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

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

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

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).

La secuencia de cálculo es la siguiente: (1) Partir de una condición inicial de humedades θ_{0j} 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: $\theta_1(t) = \theta_s$

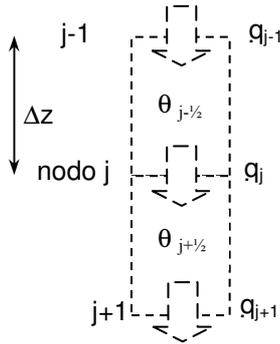


Fig. 1. Discretización de la ZNS en celdas verticales

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. 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 el 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 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 es 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 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 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. En este trabajo, con la base del trabajo anterior, se ha propuesto una relación empírica que relaciona ψ_3 con las tasas máximas de evapotranspiración, la cual fue obtenida por regresión no lineal ($r = 0,9694$). La expresión obtenida fue: $\psi_3[m] = 103,7 * T_p[mm/d]^{-1,906}$.

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 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, 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.

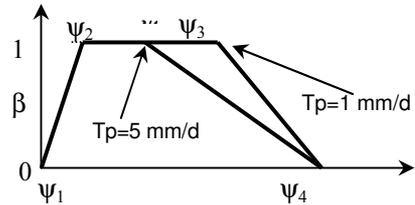


Fig. 2. Función de extracción β

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 agua 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 de crecida en 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, 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 de gobierno 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)

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

donde 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 . 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, 1997b):

$$Q_{k,i}^n = K_{k,i} \sqrt{\frac{|z_{fk} - z_{fi}|}{\Delta_{k,i}}} \quad (11)$$

donde $K_{k,i}$ es el coeficiente de transporte y $K_{k,i} = 1/\eta A_{k,i} R_{k,i}^{2/3}$, $A_{k,i}$ y $R_{k,i}$ son el radio hidráulico y el área de la sección transversal, η el coeficiente de rugosidad de Manning, z_i representa cotas de fondo de cada celda y $\Delta_{k,i}$ 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):

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

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:

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

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

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

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 et al, 1995).

Unión en conductos cerrados: se utilizan las aproximaciones de onda cinemática, difusiva, cuasi-dinámica y dinámica. Para flujo a presión el área superficial se calcula considerando la rendija de Preissmann (Abbot 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:

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

donde $A_{S_{e,i}}$ es el área superficial efectiva de la celda; obtenido como producto del área superficial y la porosidad efectiva 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):

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

donde $\phi_{i,k} = \frac{b_{i,k} k_{i,k}}{\Delta x_{i,k}}$, $h_{i,k} = z_{m,i,k} - z_{mf,i,k}$: es el

nivel medio de agua entre celdas vinculadas, medida desde el fondo del acuífero; z_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 es adecuado el uso de un esquema implícito (Cunge, 1975) del tipo:

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

las funciones A_{S_i} , 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.
- 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 Fig. 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 borde 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. 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.

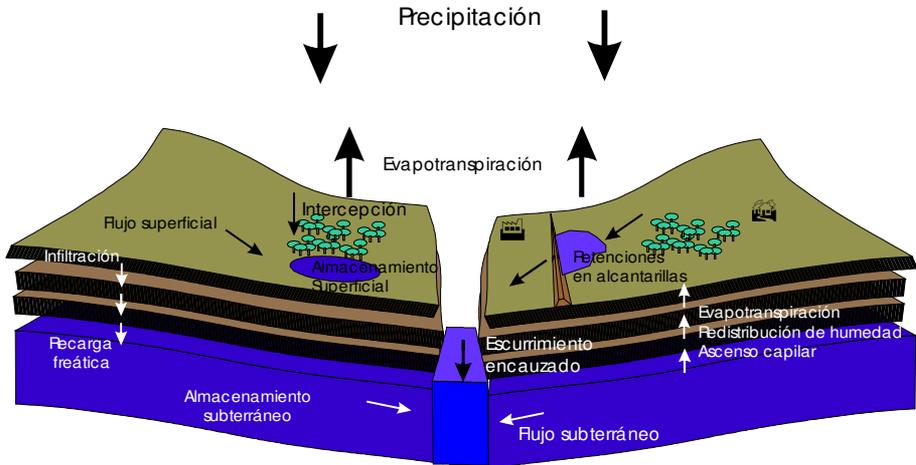


Fig. 3. Esquemización del ensamblaje entre celdas superficiales, no saturadas y subterráneas.

Referencias

Abbott M., y Cunge J. 1981. *A modelling system for the design and operation of storm-sewer network* Engineering applications of computational hydraulic storm. Vol. 1, edn. Pitman, London.

Candela L. y Varela M. 1993. *La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas. Teoría, medición y modelos*. CIMNE, Barcelona, España.

Cunge, J. 1975. Two dimensional modeling of flood plains. Mahmood K. and Yevjevich V. (eds). *Unsteady flow in open channels*. Water Resources Publications, Fort Collins.

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. Vol 2; *XIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*; La Habana; Cuba.

Riccardi, G. 1994. Un Modelo Matemático Hidrodinámico cuasi-bidimensional para escurrimiento cuasi-dinámicos. *XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, IAHR-LAD, Santiago. Chile.

Riccardi, G., Zimmermann, E. y 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 zone. Rosberg D (ed). *Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty* 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 (3), ISSN 1134-2196, Univ. Politécnica de Valencia, 45-56.

Riccardi, G. y Zimmermann, E. 1999 La Modelación Matemática Bidimensional de Escurrimiento Subterráneo mediante Esquemas de Celdas. Tineo A (ed). *Hidrología Subterránea*. ISSN 1514-4186, Instituto Superior de Correlación Geológica-CONICET, Tucumán, 79-88.

Zimmermann, E. y 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. y 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. 1998. Esquema explícito 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. y Riccardi, G. 2000. Hydrodynamic model of cells for designing systems of urban groundwater drainage. *Hydrogeology Journal*. Springer Ed. IAH. Vol . 8. Nº 5. pp 538-548.