

UN MODELO DE PARÁMETROS CONCENTRADOS PARA LA SIMULACIÓN DE LA INTERACCIÓN SUELO - VEGETACIÓN Y ATMÓSFERA

Erik Daniel Zimmermann

Centro Universitario de Investigaciones Hidroambientales - FCEIA - UNR

Resumen

Se plantea un modelo de interacción de flujos de vapor y agua entre atmósfera y acuífero, basado en el esquema de Richards para simular los procesos de intercambio y redistribución de humedad en la ZNS junto a submodelos de intercepción y almacenamiento para la simulación de procesos hidrológicos de superficie.

Como primera fase del desarrollo, el modelo, denominado SHPLAN-2, se plantea con parámetros concentrados, considerando a la conductividad hidráulica saturada (K_s) como parámetro dominante del proceso, el cual es sujeto a calibración, en tanto el resto de los parámetros considerados, son determinados externamente. Para el ajuste de K_s se contó con información pluviográfica, meteorológica y limnigráfica del sistema hidrológico del arroyo Ludueña (Santa Fe, Argentina), durante dos períodos: 1969/71 y 1982/84.

La calibración del modelo para el período 1969-1971 ha redundado en un buen ajuste entre los volúmenes de escurrimiento superficial simulados y observados. Con una permeabilidad saturada de 6,48 mm/h se ha alcanzado un error cuadrático medio de 1.06 mm para el año hidrológico (set/69-ago/70) y de 1.22 mm para el total de la serie set/69-mar/71. El período set/83-mar/84 el ajuste ha brindado buenas concordancias entre series simuladas y observadas. La permeabilidad saturada calibrada fue de 2,52 mm/h, con un error cuadrático medio de 3.72 mm.

Las corridas del modelo han mostrado un correlato importante con el conocimiento previo que se disponía del sistema hidrológico modelado. Durante los '70 cambian las condiciones de uso del suelo, pasando de una explotación ganadera a la agricultura extensiva a gran escala. Este proceso provoca una impermeabilización progresiva, la cual es detectada por el modelo, reduciendo en un 39% el valor calibrado de K_s previo a la desganaderización. A través de los resultados dados para el período 83-84, puede notarse un incremento considerable del escurrimiento superficial, de la intercepción y el almacenamiento superficial. El incremento de producción agrícola es el responsable del aumento de la intercepción, aunque este aumento de almacenamientos no compensa la mayor producción de volúmenes de escorrentía provocados por la inferior capacidad de infiltración.

En orden de magnitud, los procesos de distribución del agua, pueden clasificarse como: evapotranspiración, percolación, variación de almacenamiento del perfil de suelo y escurrimiento superficial, en el período pre-agrícola. La desganaderización de los 70 ubicó a la intercepción junto al escurrimiento como fenómeno trascendente, luego de la percolación, dejando a la cola el proceso de recambio de humedad del perfil, acorde con la impermeabilización de la superficie.

1. INTRODUCCION

Se pretende cuantificar el impacto que produciría, en la respuesta hidrológica del sistema, un incremento generalizado del riego en la cuenca del arroyo Ludueña. Puede esperarse, entre otros efectos, un mayor riesgo de inundaciones por humedecimiento del perfil del suelo, que con mayor frecuencia se encontrará en capacidad de campo. La manera de cuantificar este cambio en el uso del suelo es a través de la simulación hidrológica del sistema, con el desarrollo de un modelo de operación continua en el tiempo a fin de inspeccionar los efectos a largo plazo. A tal fin se tomó como base el ya desarrollado, calibrado y explotado modelo de simulación SHPLAN, cuya primera versión (Zimmermann y Riccardi, 1995a, 1995b) fue operada por eventos aislados.

La segunda versión del modelo SHPLAN consistió en el planteo de un balance vertical, con parámetros concentrados y de operación continua en el tiempo. Los procesos de infiltración, producción de lluvia neta, percolación, redistribución de humedad en el perfil de suelo, evapotranspiración y percolación fueron modelados mediante un esquema numérico basado en la ecuación de Richards. El esquema propuesto se integra por diferencias finitas, siendo centrado espacialmente y explícito en el tiempo. Para el mismo fueron estudiadas sus condiciones de estabilidad y convergencia frente a soluciones conocidas por vía analítica ó producidas numéricamente por otras técnicas de integración. (Zimmermann, 1997). Para simular los subprocesos de interceptación y almacenamiento superficial, se emplean algoritmos sencillos de almacenamiento.

2. METODOLOGIAS EMPLEADAS

2.1 Submodelo de flujos bajo superficie

El modelo está basado en la ecuación de Richards, expresada en términos de la humedad volumétrica θ , para estimar su redistribución en la zona no saturada (ZNS), contemplando la estimación de los montos de agua intercambiados con la atmósfera y el acuífero. La ecuación de movimiento, en el caso de flujo vertical, con una analogía a la ley de difusión de Fick, es:

$$q = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \quad 1$$

donde q es la velocidad de Darcy del flujo no saturado, θ la humedad volumétrica, z la coordenada vertical, K la conductividad no saturada, $D(\theta)$ el coeficiente de difusividad del medio, producto de la conductividad no saturada K por el gradiente de la curva de contenido de humedad y potencial matricial ($d\theta/d\Psi$). La ecuación de continuidad establece para el flujo vertical, que:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad 2$$

Se realiza un planteo explícito en diferencias finitas de las ecuaciones precedentes (Zimmermann, 1997), centrado espacialmente, en donde $j=1,m$ representa el elemento de discretización espacial, con espaciamiento Δz , n el nivel de tiempo, con incrementos Δt . Los

odos $j, j+1, j+2...$ 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. Bajo este esquema de discretización la ecuación de momentum resulta:

$$q_j^n = -D(\theta_j^n) \frac{\theta_{j-1/2}^n - \theta_{j+1/2}^n}{\Delta z} - k(\theta_j^n) \quad y \quad \theta_j^n = \frac{\theta_{j+1/2}^n + \theta_{j-1/2}^n}{2} \quad 3$$

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

$$\theta_{j+1/2}^{n+1} = \theta_{j+1/2}^n - \frac{\Delta t}{\Delta z} (q_j^n - q_{j+1}^n) \quad 4$$

La secuencia de cálculo será la siguiente, 1) Partir de una condición inicial de humedades θ_j^0 en el perfil, 2) resolver la ecuación de momentum (ec.3) para $j=1..m$, determinando los flujos de intercambio entre celdas, 3) resolver la ecuación de continuidad (ec.4) 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: $\theta_l(t) = \theta_s$. La condición de lluvia se contempló considerando al esquema de Richards como un modelo de infiltración, además, de redistribución de humedad y percolación al acuífero. En este último caso se debe cumplir con la siguiente condición:

$$q_l^n = \text{MAX} \left(-D(\theta_{l/2}^n) \frac{\theta_s^n - \theta_{l/2}^n}{\Delta z} - k(\theta_{l/2}^n); \quad i^n \right) \quad 5$$

donde i^n es la intensidad de lluvia del intervalo n .

La desecación como condición de borde superior. La condición de evapotranspiración se apoya en una tasa potencial de evapotranspiración, corregida con un factor en el rango 0..1, función del potencial matricial. El modelo utilizado en este trabajo para estimar la evapotranspiración real es el de Feddes y otros (1988), citado por Candela y Varela (1993). En este caso el modelo limita la tasa de evapotranspiración máxima (vinculada a los parámetros atmosféricos) en función del potencial mátrico del suelo. Los autores suponen una distribución homogénea de las raíces en el suelo y asumen que:

$$S(\psi) = \beta(\psi) S_{\max} = \frac{\beta T_p}{z_r} \quad 6$$

donde T_p es la máxima tasa de evapotranspiración, S_{\max} representa la tasa por unidad de profundidad radicular, z_r la profundidad de raíces, $S(\Psi)$ la tasa real de S_{\max} , $\beta(\Psi)$ una función adimensional del potencial matricial. La función de extracción β es nula por debajo de un valor límite superior Ψ_1 , debido a la deficiencia de oxígeno, y para succiones menores al punto de marchitez Ψ_4 . Es máxima entre los valores de capacidad de campo Ψ_2 y un límite inferior que depende de la tasa potencial de la evapotranspiración Ψ_3 .

Condición de borde inferior. Se pueden considerar las celdas incluidas en la capa acuífera con

humedad de saturación: $\theta_m(t) = \theta_s$. Si el flujo subterráneo es importante magnitud puede considerarse una o un conjunto de celdas sumidero, con flujo igual al subterráneo.

Parámetros del suelo. En el presente trabajo se han adoptado por simplicidad las relaciones de Brooks-Corey. Ante la falta de datos experimentales se han utilizado los parámetros recomendados en bibliografía (Chow y otros, 1995; Candela y Varela, 1993; Anguita y otros, 1991):

$$k(\theta) = K_s S_e^4 \quad 7$$

$$|\psi(\theta)| = \frac{0.327}{S_e^{4.57}} \quad 8$$

$$|D(\theta) = k(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} = 1.5 \cdot K_s \cdot S_e^{6.43} \quad 9$$

siendo $S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$, la saturación efectiva del suelo y K_s la conductividad saturada.

2.2 Submodelo de intercepción y almacenamiento en superficie

Los volúmenes interceptados por la vegetación fueron simulados por ecuaciones hortonianas del tipo:

$$Int = \text{minimo} [CCob(aP + b), IntMax] \quad 10$$

donde Int es el volumen de intercepción, $CCob$ un coeficiente adimensional de cobertura vegetal, a y b constantes que dependen del tipo de cultivo y su desarrollo, P el volumen de precipitación e $IntMax$ una capacidad máxima de almacenamiento dado que para elevados montos de precipitación los valores estimados de Int son cuestionables. La capacidad de intercepción fue limitada a **5 mm**, valor estimado recurriendo a bibliografía específica (Chow y otros, 1995).

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

$$AS = \text{minimo} [ASMax, P - Int] \quad 11$$

donde AS es el almacenamiento superficial y $ASMax$ la capacidad de almacenamiento de la cuenca. Esta capacidad fue estimada, mediante análisis de aerofotografías, en **4.67 mm**.

3. PROCESAMIENTO DE DATOS

La operación continua del SHPLAN_2 requirió del correspondiente procesamiento continuo de información pluviográfica y limnigráfica. Parte de las tareas se llevaron a cabo con anterioridad al presente informe, para el análisis de identificación de modelos hidrológicos no lineales (Zimmermann, 1989). Se contó con información disponible en forma continua en dos períodos, a saber (figura 1):

- **Período I (1969-1971):** Se cuenta con información pluviográfica de la estación Rosario Aéreo y pluviométrica de Ricardone. Se dispone, además, de limnigramas en la estación Circunvalación y de datos meteorológicos medios mensuales de la estación Rosario Aéreo para el cálculo de los valores de evapotranspiración del período.
- **Período II (1982-1984):** Se cuenta con registros pluviográficos de las estaciones Rosario

Aéreo y Zavalla, y pluviométricos (en forma discontinua) de Casilda y Pérez; registros de evaporación en tanque "A" de la estación Zavalla y limnigramas de la estación Circunvalación.

Parte de la información correspondiente al primer período fue procesada previamente, al implementar un modelo de balance diario en el sistema hidrológico de estudio (Zimmermann y Caamaño Nelli, 1990). Dicho procesamiento incluía la obtención de datos diarios de precipitación, promediados arealmente mediante la metodología de Thiessen, la curva altura-descarga de la sección Circunvalación, la transformación de alturas en caudales diarios y la separación de los componentes del escurrimiento mediante la metodología de Barnes. Los datos diarios de evapotranspiración potencial, fueron estimados mediante la fórmula de Penman. A esto se agregó la construcción de hietogramas de tormentas con paso horario, partiendo de información pluviográfica disponible de la estación Rosario Aero. Se consideraron 93 eventos lluviosos. Para el segundo período, 1982-1984, la información limnigráfica disponible fue tratada a intervalos mensuales por lo tanto fue reprocesada en intervalos diarios y separada por tormentas. Los datos de evaporación disponibles fueron registros de tanque tipo "A" en intervalos diarios de la estación Zavalla. Se construyeron hietogramas de tormentas con paso horario, partiendo de información pluviográfica disponible de la estación agroexperimental de Zavalla (UNR), considerando 103 eventos. El tratamiento de los datos limnigráficos fue el mismo que se realizó para el período anterior. Se determinaron datos diarios de evapotranspiración potencial, estimados mediante la información de tanque "A" disponible, afectada de un coeficiente de tanque acorde a las condiciones meteorológicas diarias (estación agroexperimental de Zavalla).

4. CALIBRACION DEL SHPLAN_2

El código computacional fue separado en dos rutinas, ZNS_ET (evapotranspiración) y ZNS_LL (precipitación), a los fines de clarificar la secuencia operativa. Se realizaron corridas del programa, bajo diferentes valores de K_s , a fin de establecer la sensibilidad de los resultados al parámetro de calibración. Los demás parámetros se fijaron en los siguientes valores:

humedad de saturación, θ_s : 0.50, humedad residual, θ_r : 0.12, profundidad radicular, Z_r : 0.45 m, profundidad freática, Z_f : 3.50 m, discretización espacial, Δz : 0.30 m, discretización temporal, Δt : 360 seg. para ZNS_LL y 3600 seg. para ZNS_ET. Los parámetros de discretización garantizan la estabilidad del esquema numérico, propiedad analizada en trabajos previos (Zimmermann, 1997). El análisis de sensibilidad realizado demostró que frente un aumento de tres veces en la permeabilidad ocurre un decremento en diez veces del escurrimiento superficial, esto marca la gran sensibilidad de este proceso a cambios en K_s . La recarga del acuífero, por percolación, es importante, porcentualmente del orden del 10% de la precipitación. La evapotranspiración real no sufre variaciones perceptibles, denotando que en el rango de humedades tomado es el proceso que primero se satisface, mientras que los ajustes se dan en el resto de las variables. Estos hechos fueron corroborados con anterioridad en trabajos previos (Zimmermann, 1989, 1994a, 1994b, Zimmermann y Caamaño Nelli, 1990), notando el predominio de movimientos verticales de los flujos de humedad por sobre los horizontales. En cuanto a la dependencia a las condiciones iniciales de arranque, se ha mostrado que bajo diferentes valores de humedad del perfil, los resultados no cambian perceptiblemente a partir de un mes de simulación. Hecho alentador frente a la incertidumbre en las condiciones de partida.

Ajuste en el período 1969-1971

Para este período los resultados alcanzados se describen en las figuras 2 y 3. Para este período se consideró los siguientes parámetros de interceptación y almacenamiento superficial:

Periodo	CCob	a	b	IntMax	ASMax
set-dic	0.4	0.1	0.25	5 mm	4.69 mm
dic-set	0.1	0.035	0.9	5 mm	4.69 mm

Los coeficientes de cobertura representan las áreas cultivadas en relación al total de la cuenca. En el período pre-70 se practicaba una suerte de economía agro-ganadera, con una importante rotación del uso de la tierra. La figura 2 muestra un buen acompañamiento entre las series de escurrimiento directo simulada y observada. Los máximos desvíos son, en general, inferiores a 5 mm. Este resultado se alcanzó con una permeabilidad saturada K_s de $1,8 \cdot 10^{-6} \text{ m/s} = 6,48 \text{ mm/h}$. La magnitud del error cuadrático medio para el año hidrológico 69-70 (de setiembre a agosto) fue de 1.06 mm y para el total de la serie set/69-mar/71 de 1.22 mm. Estos bajos errores dan cuenta del buen ajuste alcanzado. Las tablas adjuntas muestran las variables restantes, siendo ETR la evapotranspiración real, F la interceptación, Q_{ef} y Q_{obs} , los escurrimientos calculados y observados, respectivamente, ΔH la variación de humedad en el perfil y B la percolación. El error absoluto acumulado de escurrimiento superficial es de 15.8 mm - 16.9 mm = -1.1 mm. Para el período completo, los meses de setiembre de 1970 a marzo de 1971 representaron una fase muy húmeda, en éstos siete meses casi se duplica el volumen de precipitación.

Periodo	Precip mm.	F Mm	Alm.Sup mm	Q_{ef} mm	Q_{obs} Mm	ETR mm	ΔH mm	B mm
09/69-08/70	878.7	2.1	3.5	15.8	16.9	730	29.3	100.7
09/69-03/71	1579.5	7.0	9.3	37.2	31.2	1166.6	77.8	258.1

A consecuencia de ello aumenta considerablemente el escurrimiento superficial, se producen fenómenos de retención por interceptación y almacenamientos en superficie, se almacena un importante volumen en el perfil y casi se triplican los montos de percolación. El error absoluto al final del período fue de 6 mm. En la figura 3 puede observarse los diagramas de masa de la evapotranspiración real, precipitación y percolación. Los primeros meses del período reflejan la insuficiencia de la precipitación para abastecer la ETR , cuya demanda fue cubierta por la humedad del perfil, según lo marca la evolución de B positiva (flujo de humedad desde ZS hacia ZNS). A partir de abril/70 el cambio en el gradiente de la ETR , asociado a una menor demanda otoñal e invernal, junto a un incremento de lluvias hace que comience el período de recargas del acuífero. Desde octubre/70 en adelante, el aumento en la tasa de ETR va acompañado de un período muy lluvioso, que además de satisfacerla ofrece importantes excedentes para la percolación. Puede notarse que cuanto más alejadas estén las curvas de P y ETR mayor es la recarga por percolación, poniendo de manifiesto que la demanda por evapotranspiración debe satisfacerse en primer lugar y los períodos de recarga quedan supeditados al cumplimiento de este abastecimiento. Puede comprobarse que en los períodos sin lluvia la ETR es abastecida por la humedad del perfil, que a su vez demanda a la freática mediante ascenso por capilaridad. Por otra parte, cuando la demanda climática es suave, los picos de lluvia provocan picos simétricos de percolación hacia el acuífero. Esta correspondencia se da con cierto retardo temporal, manifestando el funcionamiento del perfil (ZNS) como almacenador temporario.

Ajuste en el período 1983-1984

En la década del '70 cambian las condiciones de uso del suelo en la cuenca del arroyo Ludueña, pasando de una economía basada en la explotación ganadera a una agricultura extensiva (soja, maíz, forrajes..). Esto implicó modificaciones sustanciales en la hidrología superficial de la cuenca. De la observación directa de los registros de aforos pudo demostrarse una disminución marcada de los tiempos de concentración que acompañó al proceso de desganaderización, pasando de valores de 60 hs a 40 hs. El mayor laboreo de la tierra provoca una mayor impermeabilidad de los suelos, disminuyendo los montos de infiltración. El cultivo en surcos a favor de la pendiente topográfica, la mayor parcelación y el consiguiente aumento de la densidad de caminos secundarios y rurales con sus respectivas cunetas son elementos que aceleraron el escurrimiento superficial provocando rápidos picos de caudales. (Zimmermann, 1995). Para este período se consideró los siguientes parámetros de intercepción y almacenamiento superficial:

Periodo	CCob	a	b	IntMax	ASMax
set-dic (trigo)	0.5	0.1	0.25	5 mm	4.69 mm
ene y may (soja 2°)	0.5	0.3	1	5 mm	4.69 mm
feb-abr (soja 1°- 2°)	1	0.3	1	5 mm	4.69 mm

La figura 4 muestra un buen acompañamiento entre las series de escurrimiento directo simulada y observada. Este resultado se alcanzó con una permeabilidad saturada K_s de $0,7 \times 10^{-6}$ m/s = **2,52 mm/h**, es decir, un **39%** del valor calibrado para el período 69-71, denotando contundentemente un proceso de impermeabilización progresivo, asociado con el cambio de uso del suelo. La magnitud del error cuadrático medio para el período set/83 - mar/84 fue de 3.72 mm. El error absoluto acumulado de escurrimiento superficial al final del período es de -4.8 mm. El ajuste alcanzado puede señalarse como bueno. Las tablas adjuntas muestran las variables restantes:

Periodo	Precip. mm	F mm.	Alm.Sup mm	Qef mm	Qobs Mm	ETR mm	ΔH mm	B mm
09/83-03/84	851.4	55.6	55.1	101.7	106.5	431.1	-10.1	207.5

Puede notarse un incremento considerable del escurrimiento superficial, de la intercepción y el almacenamiento superficial y de la percolación. El aumento del primero podría asociarse al proceso de impermeabilización. El incremento de producción agrícola parece ser el responsable del aumento de la intercepción, aunque este aumento de almacenamientos no compensa la mayor producción de volúmenes de escorrentía provocados por la inferior capacidad de infiltración (en este período el 12.5% de la precipitación escurre, mientras que para una magnitud de precipitación semejante en el año 69-70, el porcentaje de escurrimiento fue inferior al 2%). En la figura 5 puede observarse los acumulados de la evapotranspiración real, precipitación y percolación. Pueden corroborarse los supuestos planteados para el período anterior, en cuanto más alejadas estén las curvas de P y ETR mayor es la recarga por percolación.

5. CONCLUSIONES

La aptitud del modelo de flujos verticales de humedad basado en el esquema de Richards es muy buena.. El algoritmo desarrollado brinda información sobre perfiles de humedades volumétricas en toda la zona vadosa, flujos de intercambio con la zona saturada (ZS), tanto

procesos de percolación como de ascenso y redistribución de humedades por capilaridad, intercambio de agua con superficie, tanto procesos de infiltración por riego o precipitación como de evaporación y evapotranspiración, contemplando la zona radicular como extractora de humedad. En síntesis, queda conformada una herramienta de gran potencialidad (SHPLAN_2) para el análisis de movimientos verticales de humedad en las interfases atmósfera-suelo-vegetación-acuífero. La calibración del modelo para el período 1969-1971 ha redundado en un buen ajuste entre los volúmenes de escurrimiento superficial simulados y observados. Con una permeabilidad saturada de 6,48 mm/h se ha alcanzado un error cuadrático medio de 1.06 mm para el año hidrológico (set/69-ago/70) y de 1.22 mm para el total de la serie set/69-mar/71. El período set/83-mar/84 el ajuste ha brindado buenas concordancias entre series simuladas y observadas. La permeabilidad saturada calibrada fue de 2,52 mm/h, con un error cuadrático medio de 3.72 mm. Las corridas del modelo han mostrado un correlato importante con el conocimiento previo que se disponía del sistema hidrológico modelado. En la década del '70 cambian las condiciones de uso del suelo en la cuenca del arroyo Ludueña, pasando de una economía basada en la explotación ganadera a una agricultura extensiva. Esto implicó modificaciones sustanciales en la hidrología superficial de la cuenca, impermeabilizándola y acelerando el flujo (Zimmermann, 1995). Este proceso de impermeabilización progresivo es detectado por el modelo reduciendo en un 39% del valor calibrado de permeabilidad saturada para el período 69-71, previo a la desganaderización. A través de los resultados dados por el SHPLAN_2 para el período 83-84, puede notarse un incremento considerable del escurrimiento superficial, de la intercepción y el almacenamiento superficial y de la percolación. El incremento de producción agrícola parece ser el responsable del aumento de la intercepción, aunque este aumento de almacenamientos no compensa la mayor producción de volúmenes de escorrentía provocados por la inferior capacidad de infiltración. El modelo refleja la predominancia de algunos procesos tales como la evapotranspiración, el cual debe satisfacerse en primer lugar mientras que los períodos de recarga quedan supeditados al cumplimiento de este abastecimiento. Estos hechos fueron corroborados con anterioridad en trabajos previos (Zimmermann, 1989, 1994a, Zimmermann y Caamaño Nelli, 1990), notando el predominio de movimientos verticales de los flujos de humedad por sobre los horizontales. En los períodos sin lluvia la *ETR* es abastecida por la humedad del perfil, que a su vez demanda de la freática un volumen semejante, mediante ascenso por capilaridad, cuando la demanda climática es suave, los picos de lluvia provocan picos simétricos de percolación, alimentando al acuífero. Esta correspondencia se da con cierto retardo temporal, manifestando el funcionamiento del perfil de suelo (ZNS) como almacenador temporario. En orden de magnitud, los procesos de distribución del agua, pueden clasificarse como: evapotranspiración, percolación, variación de almacenamiento del perfil de suelo y escurrimiento superficial, en el período pre-agrícola. La desganaderización de los 70 ubicó a la intercepción junto al escurrimiento como fenómeno trascendente luego de la percolación, dejando a la cola el proceso de recambio de humedad del perfil, acorde con la impermeabilización de la superficie.

6. REFERENCIAS

- Anguita F, Aparicio I, Candela L, Zurbano M; 1991; *Hidrogeología, Estado Actual y Prospectiva*; Curso Internacional de Hidrología Subterránea; Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería; Universitat Politècnica de Catalunya; Barcelona; España.
- 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; 1995; *Hidrología Aplicada*; Edit Mc Graw-Hill Interamericana SA; ISBN 0-07-010810-2; Colombia.

- Zimmermann E; 1989; Informe Final correspondiente al período de Beca de Iniciación CONICET, Depto. Hidráulica e Ing. Sanitaria, FCEIA-UNR, Rosario, inédito.
- Zimmermann E, Caamaño Nelli G; 1990; *"Estimación de la Reserva de Agua por Balance en la Cuenca del Arroyo Ludueña"*; XIV Congreso Nacional del Agua; Córdoba.
- Zimmermann, E; 1994a; *"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, Sgo. de Chile, Chile.
- Zimmermann, E; 1994b; *"Estimación de la Recarga Hidrogeológica mediante la Aplicación del Modelo de Balance TEMEZ"*, II Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Sgo. de Chile, Chile.
- 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; 1995; *"Implicancias Antrópicas en los Procesos de Inundaciones de Areas Llanas"*, Jornadas Regionales Interdisciplinarias sobre Ambiente, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Santa Fe, Argentina.
- Zimmermann E; 1997; Informe Anual Carrera de Investigador CONICET, CURIHAM, FCEIA-UNR, Rosario, inédito.

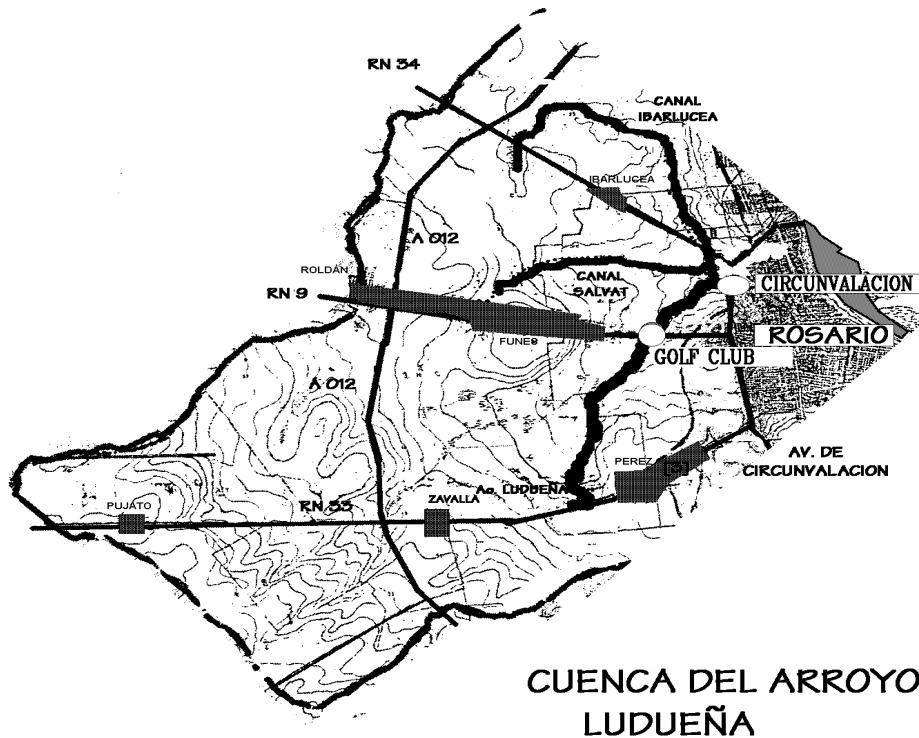


Figura 1.

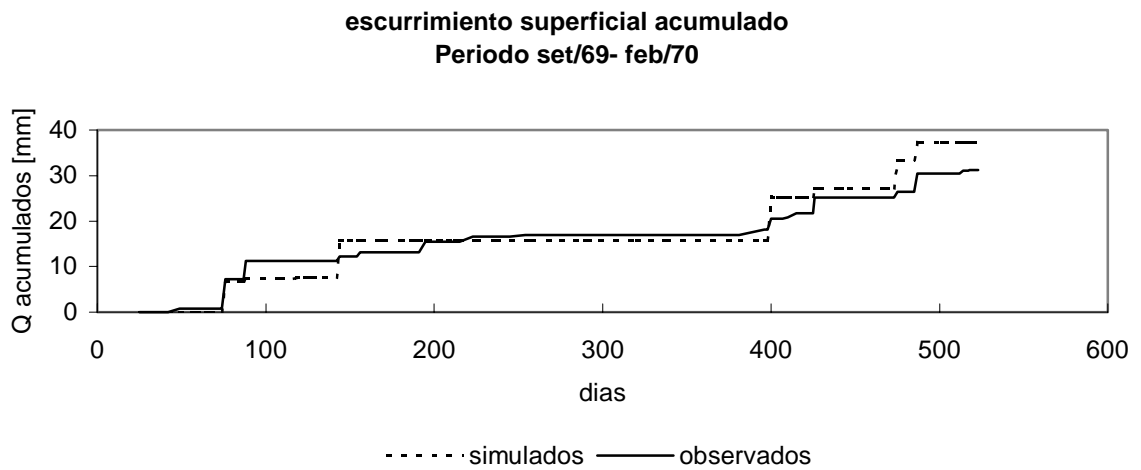


Figura 2

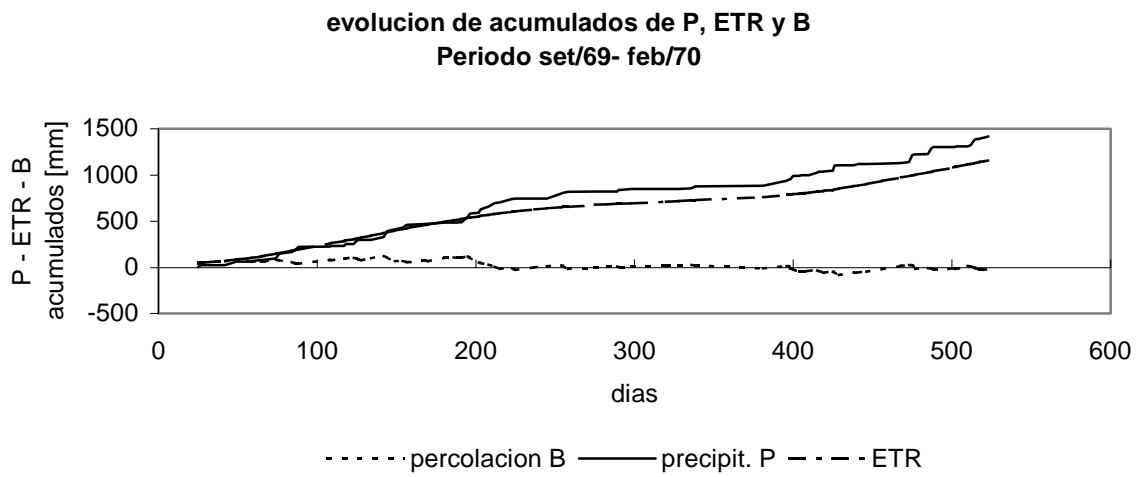


Figura 3

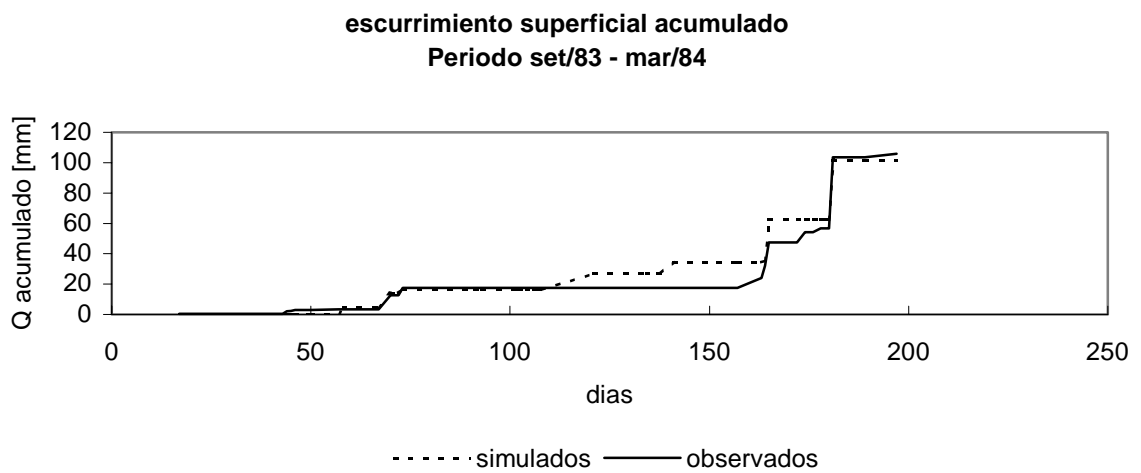
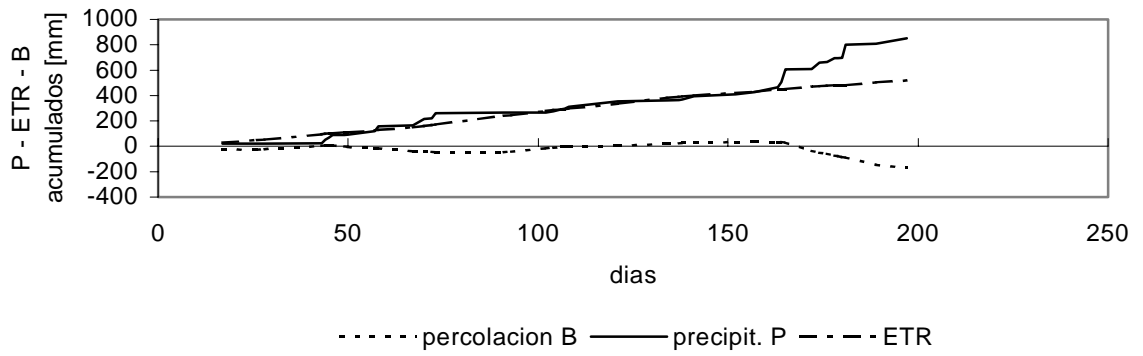


Figura 4

evolucion de acumulados de P, ETR y B
Periodo set/83 - mar/84



igura 5