

LA ZONA NO SATURADA EN ÁREAS DE LLANURA. ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL POR MEDIO DEL BALANCE HIDROLÓGICO EN LA ZNS.

M. A. Hernández, N. González y M. M. Trovatto

Facultad de Cs. Naturales y Museo -Universidad Nacional de La Plata. CISAUA
Calle 3 N° 584 (1900) La Plata. Argentina. Email mario_h@sinectis.com.ar

RESUMEN

Se presenta una validación de fórmulas empíricas y semiempíricas para el cálculo de uno de los principales fenómenos ocurrentes en la ZNS, la evapotranspiración real, a través de la resolución de un balance hidrológico en la misma. La experiencia se localiza en una cuenca de llanura (Arroyos Martín-Carnaval) tributaria del Río de La Plata en la Provincia de Buenos Aires, Argentina, para dos áreas experimentales allí implementadas (Figura 1).

Palabras clave: Geohidrología, Zona No-Saturada, Llanuras, Evapotranspiración, Balance hidrológico ZNS.

INTRODUCCION

Es sabido el carácter esencial que posee la Zona No Saturada (ZNS) para el conocimiento de la recarga de los sistemas acuíferos. Pero es en las regiones llanas donde adquiere magnitud superlativa, dada la prevalencia de los movimientos verticales sobre los sub-horizontales. Ocurren precisamente en la ZNS los dos fenómenos hidrodinámicos principales de vector vertical: la evapotranspiración y la infiltración. En esta contribución se dan a conocer los resultados de una validación de métodos empíricos y semiempíricos para la estimación del primero de ellos.



Una de las mayores dificultades para cuantificar la variable evapotranspiración por métodos de medición directa en cuencas de cierta extensión, radica en obtener valores representativos regionalizables. Los resultados de la medición directa (evapotranspirómetros, lisímetros, vidrieras) están fuertemente afectados por la anisotropía horizontal en las propiedades del suelo, el uso de la tierra, la rotación de cultivos, el estado vegetativo de las especies indígenas o culturales, entre otros factores.

El frecuente empleo de fórmulas empíricas o semiempíricas para satisfacer la estimación de la Evapotranspiración real mediante balances edáficos, conlleva a su vez incertidumbre acerca de los resultados aún bajo climas medios, dado que frecuentemente se observan diferencias a veces importantes. Se plantea en este trabajo una validación de las más usuales, a expensas del balance hidrológico a nivel de la ZNS para un área experimental, donde las variables intervinientes son controladas.

El área experimental (200 has) se ubica en el sector medio de la cuenca de los arroyos Martín-Carnaval (130 km²), bajo un clima sub-húmedo húmedo, con una precipitación media anual del orden de 1024 mm y excesos hídricos modulares de 241 mm. Con una pendiente media de 1.10⁻³ se desarrolla sobre sedimentos cuaternarios (Pleist. Sup.-Holoceno), acuíferos de baja a media permeabilidad, con suelos *Argiudoles vérticos* y *acuérticos*, *Natracuoles* y *Natracualfes*.

Desde 1994 se hacen mediciones regulares en el área experimental Parque Ecológico, donde se dispone de información pluviográfica, freatigráfica, red freatimétrica monitora con 11 posiciones, 2 triadas tensiométricas (0.30, 0.60 y 0.90 m), tubos de acceso para sonda de neutrones, descripción de suelos a nivel sub-fase, mediciones de velocidad de infiltración "in situ" y de parámetros hidrofísicos en laboratorio (capacidad de campo, punto de marchitez, etc.).

DESARROLLO DEL BALANCE

Se está entonces en condiciones de desarrollar un balance hidrológico tomando como objeto a la ZNS para el lapso 1995/96, en el cual se plantea como incógnita a la evapotranspiración real utilizando un algoritmo que parte de la expresión formular del equilibrio hidrológico:

$$P + AfSp + AfSb + Ai - EfSp - EfSb - Evtr - Ae = \pm \Delta Ssb \pm \Delta Ssp \quad (1)$$

donde

<i>P</i> : Precipitación	<i>EfSb</i> : Efluencia subterránea
<i>AfSp</i> : Afluencia superficial	<i>Evtr</i> : Evapotranspiración real
<i>AfSb</i> : Afluencia subterránea	<i>Ae</i> : Agua exportada
<i>Ai</i> : Agua importada	ΔSsb : Variaciones en el almacenaje subterráneo
<i>EfSp</i> : Efluencia superficial	ΔSsp : Variaciones en el almacenaje superficial

No existen ingresos o egresos antrópicos, por lo cual no se consideran los insumos *Ai* y *Ae*, Tampoco ΔSsp , prácticamente inexistente en función de lo extremadamente llano del paisaje. En

el área, el Arroyo Martín se halla canalizado con una longitud de apenas 1375 m, lo cual permite despreciar la afluencia/efluencia superficial (Af_{sp}/E_{fsp}), a excepción del escurrimiento básico (E_b) como variable de egreso. El almacenaje subterráneo en cambio puede ser discriminado en freático (S_{sb_f}) y capilar en la ZNS (S_{sb_c}); el mayor volumen del S_{sb_c} corresponde a la franja capilar continua, ya que el agua capilar aislada es solicitada en todo tiempo por la vegetación y por lo tanto incluido en E_{vtr} .

Como el objetivo apunta a lograr un valor de evapotranspiración real, dado que se está en condiciones de calcular las demás variables, el algoritmo definitivo es:

$$E_{vtr} = P + A_{fsb} - E_{fsb} - E_b \pm \Delta S_{sb_f} \pm \Delta S_{sb_c} \quad (2)$$

Los bordes del sistema bajo balance son: superior, la interfase atmosférica (superficie topográfica); inferior, la superficie freática; laterales, los límites convencionales del predio. Desde el punto de vista hidrológico, todos los bordes son considerados permeables. Nótese que los insumos referidos a los ingresos-egresos subterráneos transcurren por debajo del límite inferior, pero son incluidos dada su influencia directa en la movilidad de la superficie freática. El modo de cálculo es inicialmente volumétrico y referido a los 24 meses que componen el lapso de balance (años 1995/96). Los resultados finales son expresados como altura de lámina/año.

Para el cómputo de P se suman directamente los valores diarios de los dos años, y en función del área del Parque el volumen es de **3,372 Hm³**.

A_{fsb} es calculada en base a sendas redes de flujo al 01-01-95 y 31-12-96 en la sección de ingreso, en base a las expresiones siguientes:

$$A_{fsb} = T \cdot i_1 \cdot m_1 \quad A_{fsb} \text{ total} = A_{fsb}_{95} \text{ (m}^3\text{/d)} + A_{fsb}_{96} \text{ (m}^3\text{/d)} / 2 \cdot 730 \text{ días}$$

La transmisividad media (T) es de 100 m²/día, teniendo en cuenta la permeabilidad $K = 7.5$ m/d (obtenida por medio de ensayos de campo) y el espesor saturado promedio para el período (12m); el gradiente medido en la sección de entrada i_1 ($1,25 \cdot 10^{-3}$ para el 01/01/95 y $1,5 \cdot 10^{-3}$ para 31/12/96) y el ancho de la sección ($m = 1815$ m para 01/01/95 y 1805 m para 31/12/96), resultando de **0,182 Hm³**.

E_{fsb} se calcula de igual forma para la sección de salida, con $T = 100$ m²/día, $i = 1,11 \cdot 10^{-3}$ (para 01/01/95); $2,15 \cdot 10^{-3}$ (para 31/12/96) y $m = 1050$ m (para 01/01/95); 1435 m (para 31/12/96), obteniéndose **0,156 Hm³**.

E_b como egreso a través del Canal del Ao. Martín, es calculado en base a la expresión de Dupuit aplicada al flujo hacia un dren, utilizando los mapas isofreáticos:

$$E_b = K \cdot (h_1^2 + h_2^2) \cdot L \cdot 730 \text{ días} / 2 l \quad \text{donde:}$$

h_1 : altura sup. freática en el punto h_1 L : longitud del canal
 h_2 : altura sup. freática en el punto h_2 l : distancia $x_1 - x_2$ sobre un filete de flujo

Es de hacer notar que en la red de flujo 1996, el Canal del Ao. Martín aparenta ser indiferente (función del descenso de la superficie freática), por lo cual el valor volumétrico final resulta de atribuir 0 m³/día al momento de cerrar el lapso. Los valores medidos en el mapa fueron h₁ = 5,25 m; h₂ = 4,00 m; L = 1375 m y l = 650 m, para Enero 1995. Como a Diciembre de 1996 el canal no venía colectando caudal básico, se ponderó el valor medio de **0,050 Hm³** para el bienio.

ΔSsb_f es función del producto de la diferencia de niveles freáticos a comienzo y fin del bienio, la porosidad efectiva y el área del Parque. La variación de niveles alcanzó a 1,76 m, la porosidad efectiva utilizada fue de 0,11 y el volumen de variación resultante alcanzó a **0,387 Hm³**.

Para el cálculo de ΔSsb_c se utiliza la información de los sondeos neutrónicos, tomando como referencia el tenor de humedad volumétrica de 40%, obtenido a su vez de los registros en cuentas/minuto y la densidad aparente medida. La porosidad efectiva que se utiliza está reducida en un 20% respecto a la del acuífero freático, teniendo en cuenta que participan poros subcapilares y fuerzas retentivas que no actúan en el medio totalmente saturado (Vauclin, 1994). El valor de Δh extraído de los perfiles neutrónicos para el lapso fue de 0,15 m y la porosidad efectiva de 0,088 en base a los criterios expuestos. El volumen correspondiente fue de **0,026 Hm³**.

Reemplazando los resultados logrados en la expresión (2) se tiene:

$$Ev_{tr} = 3,372 \text{ Hm}^3 + 0,182 \text{ Hm}^3 - 0,156 \text{ Hm}^3 - 0,050 \text{ Hm}^3 - 0,026 \text{ Hm}^3 - 0,387 \text{ Hm}^3 = \mathbf{2,935 \text{ Hm}^3}$$

Su expresión como altura de lámina es de **734 mm/año**.

Este resultado fue cotejado con los valores provenientes de la aplicación de las metodologías empíricas de Thornthwaite-Mather, Turc (mensual), Blaney-Criddle modificada y semiempírica de Penman. Se utilizó en todos los casos el balance hídrico de Thornthwaite-Mather a partir de la evapotranspiración potencial mensual lograda en cada método, de manera seriada para los dos años.

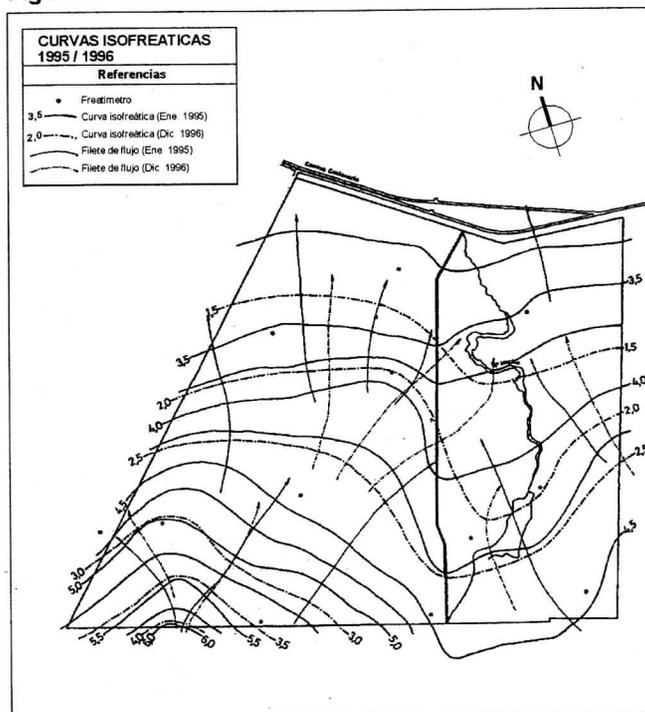
Esta modalidad de incorporar los datos de Ev_{tp} mensual calculada por otras fórmulas al balance hídrico según Thornthwaite-Mather es perfectamente compatible con su definición original, siempre y cuando se utilicen valores de almacenaje de humedad procedentes de los suelos del lugar. El correspondiente a este caso surgió de la distribución porcentual de las siete unidades edáficas reconocidas en el predio, que al ubicarse entre 150 mm y 200 mm, motivó la utilización de ambos extremos.

	Almacenaje	Almacenaje
Thornthwaite-Mather	742 mm	752 mm
Penman	802 mm	818 mm
Turc (mensual)	807 mm	824 mm
Blaney-Criddle	722 mm	730 mm
Balance ZNS	734 mm	

DISCUSIÓN

Respecto al balance, de todas las variables participantes, la que ofrece mayor precisión es sin duda la Precipitación obtenida a partir de datos diarios. En el caso de la afluencia-efluencia subterránea, los valores de coeficiente de Transmisividad utilizados coinciden con los proporcionados por Auge (1995), no habiéndose computado el flujo de ingreso que no atraviesa íntegramente el predio, como es el caso del que ocurre en el sector SW (Fig. 2).

Figura 2



Para el cómputo del escurrimiento básico, se consideró igual a cero el que corresponde a fin de 1996 como se anticipara, debido a que de acuerdo a los niveles medidos, el Canal Martín fue perdiendo su carácter efluente hasta manifestarse como prácticamente indiferente en la mayor parte de ese año.

Los valores Δh_f y Δh_c del nivel freático y franja capilar respectivamente pueden considerarse como bastante precisos, dada la frecuencia de registro utilizada, al igual que la porosidad efectiva, que coincide con la dada por Auge (op cit).

La participación en la fórmula final de los ingresos-egresos subterráneos está avalada por la existencia comprobada de un flujo activo o local de intercambio y por su influencia en la posición temporal de la superficie freática (límite inferior de la ZNS). Este razonamiento está soportado en este caso por un seguimiento suficientemente frecuente.

CONCLUSIONES

En lo que se refiere a la validación de la estimación de la Evapotranspiración real por medio de fórmulas empíricas o semiempíricas, la de Thornthwaite-Mather planteado para climas húmedos sub-húmedos puede ser discutida en cuanto a su aplicabilidad en la expresión modular original. Pero como ya se comprobara (Carrica, 1993; González et al, 1997) sus limitaciones se minimizan al utilizárselo de manera seriada mes a mes o día a día.

La modalidad de incorporar los datos de Evapotranspiración potencial mensual calculada por Penman, Turc o Blaney-Criddle modificada al balance hídrico según Thornthwaite posibilita una comparación mucho más ajustada, utilizando valores medidos de almacenaje de agua en el suelo, para respetar el realismo pretendido.

Disponiendo de la instrumentación adecuada para aproximar un balance hidrológico a nivel de la ZNS, puede obtenerse un valor bastante razonable de evapotranspiración real en regiones llanas bajo clima húmedo o sub-húmedo. La mayor proximidad del resultado con el obtenible por las formulas de Thornthwaite-Mather y Blaney-Criddle modificada pareciera confirmar la validez de su empleo en el modo seriado, utilizando la técnica de balance hídrico de la primera.

Resulta necesario contar con valores certeros de humedad disponible en el corrimiento de los balances hídricos, ya que su asignación aproximativa introduce distorsiones importantes, en especial en la distribución intranual de excesos y déficit. En este caso, la ocurrencia intranual de los excesos en los balances hídricos por los diferentes métodos (a excepción del de Turc) coincide muy bien con la marcha freatigráfica, pudiéndose detallar esta relación en futuras aproximaciones al discretizar el balance en la ZNS con un paso resolutivo sub-anual.

En procura de mayor detalle, se prevé el empleo de la precipitación efectiva como entrada a los balances en lugar de la total, ya que descartar lluvias de muy baja intensidad para una sola tormenta acercará más los resultados a la realidad.

BIBLIOGRAFÍA

- Auge, M.P. 1995. Manejo del agua subterránea en La Plata-Argentina. *Conv. UBA-IDRC*, T. I y II. Buenos Aires.
- Carrica, J.C. 1993. El Balshort. Un programa de balance hidrológico diario de suelo aplicado a la región sudoccidental pampeana. *XII Congr. Geológico Argentino Actas*. IV:243-248. Mendoza.
- Custodio, E. y M.R. Llamas. 1983. Hidrología subterránea. *Omega* (2a Ed.) Barcelona.

- Chambouleyron, J.L. 1980. Riego y drenaje. Fasc. 4.3.2. Ed. Acme SACI. Buenos Aires.
- González, N., Hernández, M.A. & V.A. Ruíz de Galarreta. 1997. Balance Hidrológico a nivel de la Zona No-Saturada en un área de la cuenca de los Arroyos Martín y Carnaval. La Plata, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *III Seminario Hispano-Argentino sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea. Actas*, pp.97-106. Bahía Blanca
- Hernández, M.A., V.A. Ruiz de Galarreta & A. Aragón. 1988. Dinámica capilar de la zona no-saturada en un área piloto de la cuenca superior del Arroyo Tandileofú (Pdo. de Tandil). *II Jorn. Geol. Bonaerenses*, pp 537-548. CIC. B. Blanca.
- Hernández, M.A., A.V. Ruiz de Galarreta & L.F. Minghinelli. 1994. Reconocimiento de la Zona No-Saturada y características ambientales del acuífero freático en la cuenca de los arroyos Martín-Carnaval. Provincia de Buenos Aires, Argentina. Metodología. *II Congr. Latinoam. de Hidrología Subterránea ALHSUD*, I:55-66, Santiago de Chile.
- Ruíz de Galarreta, A.V., M.A. Hernández & N. González. 1997. Hidrodinámica de la Zona No-Saturada en el Parque Ecológico Municipal La Plata, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *III Seminario Hispano-Argentino sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea. Actas*, pp.49-60. Bahía Blanca.
- Vauclin, M. 1994. Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol. *Revue des sciences de l'eau*, 7:81-102. Grenoble.