

INFLUENCIA DE LA ZONA SATURADA DEL SUELO DEL SUELO EN LA GENERACIÓN
DE ESCORRENTIA EN CUENCAS DE MONTAÑA

I.J. LORITE⁽¹⁾, M^a P. MONTESINOS⁽²⁾, J.V. GIRÁLDEZ⁽²⁾, M. LÓPEZ⁽³⁾, J.L. AYUSO⁽³⁾

Instituto de Agricultura Sostenible. C.S.I.C. Córdoba.⁽¹⁾
Departamento de Agronomía . Universidad de Córdoba.⁽²⁾
Departamento de Ingeniería Rural. Universidad de Córdoba.⁽³⁾

RESUMEN

En el presente trabajo se analiza la influencia de la zona saturada del suelo en el proceso de generación de escorrentía en zonas montañosas, mediante la combinación de la producción de escorrentía por exceso de infiltración, mecanismo hortoniano, y por exceso de saturación, mecanismo dunneano. Se ha utilizado un modelo hidrológico que permite la consideración simultánea de ambos mecanismos, para el estudio de la producción de escorrentía en la cuenca del río Genal, afluente del Guadiaro, en la Serranía de Ronda.

PALABRAS CLAVE:

Infiltración, Escorrentía tipo Horton, Escorrentía tipo Dunne, Conductividad hidráulica, Índice topográfico

ABSTRACT

In the present work, the influence of the saturated soil zone in the runoff production in Mountainous areas is studied. The runoff generation by infiltra-

tion excess of Hortonian mechanism and by saturation excess or Dunnean mechanism are analysed.

An hidrological model which considers both mechanism is used to study the runoff production in the Genal River basin, in the montains of Ronda, Malaga.

KEYWORD:

Infiltration, Hortonian runoff, Dunnean runoff, Hydraulic conductivity, Topographic Index

1. INTRODUCCIÓN

La generación de escorrentía en zonas mediterráneas es generalmente atribuida a la incapacidad de los horizontes superficiales del suelo para transmitir hacia el interior el agua de lluvia a la intensidad con que ésta cae. Sin embargo, en zonas de montaña en las que el suelo no es muy profundo otro mecanismo alternativo, el exceso debido a la saturación de la porosidad total del perfil, puede ser más importante. En este trabajo se analiza la importancia relativa de ambos procesos, escorrentía tipo Horton en el primer caso, y tipo Dunne en el segundo, en una cuenca de montaña en la que es importante el pronóstico de la escorrentía y la erosión para prevenir la colmatación de los futuros embalses que se han propuesto en la cuenca.

Para ello se va a utilizar un modelo hidrológico diseñado originalmente para zonas húmedas, TOPMODEL (Beven y Kirkby, 1979), en las que la información topográfica es una parte esencial, así como la disminución de la conductividad hidráulica del suelo, que se supone exponencial. Posteriormente se ha extendido su uso a cuencas mediterráneas (Ambroise y col. 1996) aunque con condiciones restrictivas que no siempre, representan bien las condiciones observadas. Se analizará la cuenca del río Genal afluente del Guadiaro en la que el reciente desarrollo del cultivo del castaño puede modificar significativamente el comportamiento hidrológico de la misma.

2. GENERACIÓN DE ESCORRENTÍA DURANTE LA INFILTRACIÓN DEL AGUA DE LLUVIA EN UN SUELO

Cuando una lluvia de intensidad constante, r , cae sobre la superficie de un suelo, siendo r superior a la conductividad hidráulica saturada del mismo K_s , la velocidad de infiltración es constante al principio, hasta que la humedad en superficie, θ , alcanza un valor máximo, que es el que corresponde a saturación, θ_s . A partir de este estado, denominado de encharcamiento inicial, comienza a descender la velocidad de infiltración, i , aproximándose asintóticamente al valor de la conductividad hidráulica en saturación. Por tanto el

exceso de la intensidad de lluvia sobre la velocidad de infiltración define la generación instantánea de escorrentía, e , como indica la figura 1.

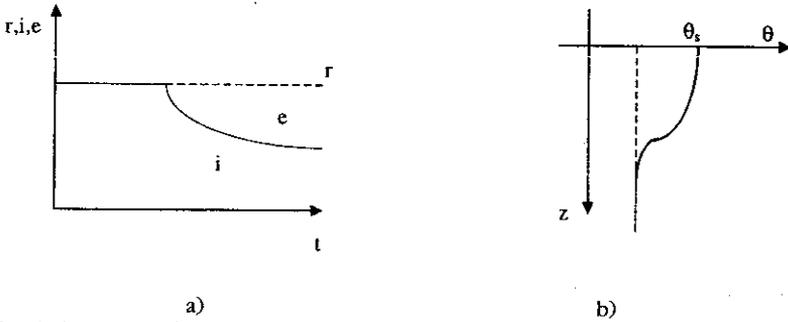


Fig. 1. Generación hortoniana de escorrentía : a) Variación temporal; b) Perfil de humedad en el inicio del encharcamiento.

Por el contrario, cuando la porosidad del suelo es limitada, o está ocupada por agua en una gran parte en el inicio de la lluvia, incluso cuando su intensidad sea inferior a K_s , se puede llegar a la saturación total, estado a partir del cual se produce la escorrentía como se indica en la figura 2.

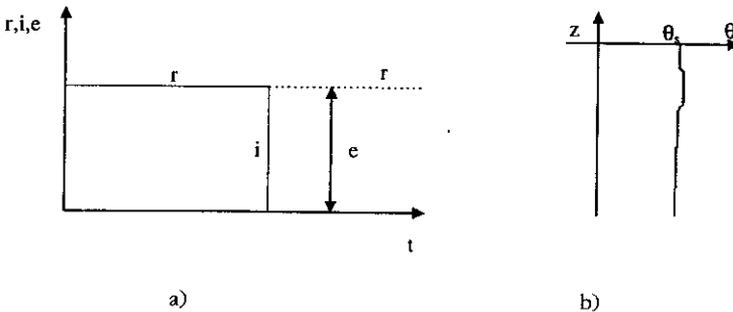


Fig. 2. Generación dunneana de escorrentía. a) Variación temporal; b) Perfil de humedad

Como en la formación del suelo es probable que los poros que ocupan posiciones inferiores sean menores y estén peor conectados, se han propuesto diferentes expresiones para relacionar la conductividad hidráulica como la de Beven (1984), quien, usando la aproximación de Green y Ampt en un medio estratificado, formula la conductividad hidráulica en saturación $K_s(z)$, como:

$$K_s(z) = K_o \cdot \exp(-f \cdot z) \tag{1}$$

siendo K_o el valor de la conductividad hidráulica en superficie, z la profundidad y f un factor de disminución.

En un suelo estratificado en el que las hipótesis de Green y Ampt sea válida, el encharcamiento hortoniano se alcanza cuando la infiltración acumulada es I_e , que corresponde a una intensidad de lluvia, r_e , lo que a partir de la ecuación de Darcy Buckingham es:

$$r_e = \frac{\Delta\Psi + \frac{I_e}{\Delta\theta}}{\int_{I_e/\Delta\theta}^0 \frac{dz}{K_s}} = \frac{K_{so} \cdot f \cdot \left(\Delta\Psi + \frac{I_e}{\Delta\theta} \right)}{1 - \exp\left(-f \cdot \frac{I_e}{\Delta\theta}\right)} \tag{2}$$

siendo $\Delta\Psi$ la componente matricial del potencial en el frente de humedecimiento, y $\Delta\theta$ la diferencia entre la humedad de saturación y la final, que se supone invariable con la profundidad, al igual que $\Delta\Psi$.

Sustituyendo r_e por dI / dt , e integrando se deduce la variación de la infiltración acumulada con el tiempo, tras el inicio del encharcamiento,

$$f \cdot K_{so} \cdot (t - t_e) = \text{Ln}(I + \Delta\Psi\Delta\theta) - \exp(f \cdot \Delta\Psi) \cdot \text{Ln}(I + \Delta\Psi\Delta\theta) + \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\left[-f \cdot \left(\frac{I}{\Delta\theta} + \Delta\Psi \right) \right]^m}{m!m} - \gamma \tag{3}$$

siendo γ el valor que corresponde al resto del segundo miembro cuando el tiempo t coincide con el tiempo de inicio del encharcamiento $t = t_e$.

El encharcamiento dunneano puede ser establecido por una simple comparación entre el volumen de agua que cae y el volumen de poros disponibles vacíos, en el suelo, aunque como Salvucci y Entekhabi (1995) mostraron, que era algo más complejo que lo que aquí se expone. Sin embargo como el flujo subsuperficial influye en el volumen disponible, es preciso considerar éste como indicaban Beven y Kirkby (1979). Si el flujo subsuperficial es q_i para un punto de la cuenca en el que la pendiente local sea β ,

$$q_i = \frac{1}{f} \cdot K_o \cdot \text{tg} \beta \cdot \exp\left(\frac{S_i \cdot \Delta\theta}{f}\right) \tag{4}$$

siendo S_i el déficit de humedad con respecto a saturación en el punto considerado. En condiciones permanentes el flujo q_i debido a un flujo incidente de agua r es :

$$q_i = a_i \cdot r \tag{5}$$

siendo a_i la superficie de la cuenca que desagua en el punto i por unidad de longitud de la curva de nivel. De las últimas ecuaciones se deduce:

$$S_i = \frac{f}{\Delta\theta} \cdot \text{Ln} \left(\frac{a_i \cdot r \cdot f}{K_o \cdot \text{tg} \beta} \right) \quad (6)$$

El déficit medio es, que para una superficie A es:

$$\bar{S} = \frac{1}{A} \int_A \frac{f}{\Delta\theta} \cdot \text{Ln} \left(\frac{a_i \cdot r \cdot f}{K_o \cdot \text{tg} \beta} \right) \cdot dA \quad (7)$$

de donde, al eliminar $\text{Ln } r$, queda

$$\bar{S} = S_i - \frac{f}{\Delta\theta} \cdot \left[\frac{1}{A} \int_A \text{Ln} \left(\frac{a_i}{K_o \cdot \text{tg} \beta} \right) \cdot dA - \text{Ln} \frac{a_i}{K_o \cdot \text{tg} \beta} \right] \quad (8)$$

con $\lambda = \frac{1}{A} \cdot \int_A \text{Ln} \left(\frac{a_i}{K_o \cdot \text{tg} \beta} \right)$ como valor medio del índice topográfico, IT :

$$IT = \text{Ln} \left(\frac{a_i}{K_o \cdot \text{tg} \beta} \right) \quad (9)$$

Para estudiar el encharcamiento dunneano, se parte de un perfil del suelo definido por una serie de depósitos en cascada, en donde el agua fluye desde la superficie a la zona saturada.

Se distinguen cuatro zonas (figura 3); la primera o zona superficial representa la capacidad de interceptación del dosel vegetal y el almacenamiento en la zona más superficial del suelo, en la que intervienen procesos de evaporación y transpiración. La segunda zona, denominada *zona intermedia*, que representa el retraso del paso de agua infiltrada a la zona saturada, el cual no ocurre hasta que se alcanza la capacidad de campo. La tercera zona es la *zona saturada* y por último, la zona de drenaje representa la capacidad de almacenamiento del suelo entre la capacidad de campo y la saturación, y conectando la zona superficial con la saturada.

El depósito de la zona superficial pierde agua por evaporación y la recibe por precipitación. Cuando este depósito se llena, todo el exceso pasa inmediatamente al depósito de la zona intermedia. En el momento en que la cantidad de agua infiltrada alcance la capacidad de campo, el exceso de agua irá a la zona de drenaje. Si este exceso no supera la capacidad de almacenamiento de esta zona sólo habrá infiltración, en caso contrario se producirá escorrentía a la par que infiltración.

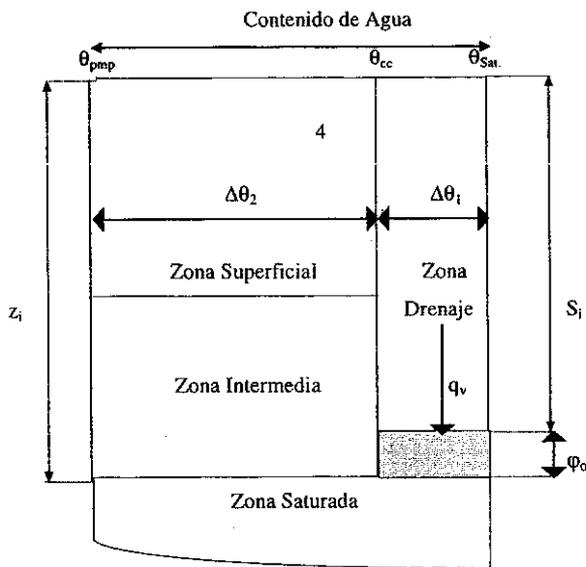


Fig. 3. Representación de los depósitos utilizados en TOPMODEL. S_i es el déficit de en el punto de marchitez permanente, θ_{cc} en capacidad de campo y θ_{sat} en saturación. Z_i humedad de la zona de drenaje, q_v es la recarga a la zona saturada desde las zonas más superficiales y ϕ_0 refleja los efectos de las fuerzas capilares. θ_{pmp} representa el contenido de humedad es la profundidad a la que se encuentra la capa freática.

El caudal de descarga vertical q_v , de la zona no saturada a la saturada, expresado en términos de déficit de humedad (Beven y Wood, 1983) se define como:

$$q_v = \frac{S_{uz}}{S_i \cdot t_d} \quad (10)$$

donde S_{uz} es el volumen máximo de agua en la zona no saturada, S_i es el déficit local en la zona de drenaje, que depende de la situación de la capa freática y t_d es un parámetro de retraso.

El caudal que sale desde el depósito subsuperficial Q_B viene expresado por la ecuación siguiente:

$$Q_B = Q_o \cdot \exp(-f \cdot \bar{z}) \quad (11)$$

siendo Q_o la descarga cuando el valor medio de z es igual a cero.

La posición de la capa freática antes de cada intervalo de tiempo se recalcula, restando la descarga de la zona no saturada y añadiendo el flujo base, Q_B , calculado para el intervalo de tiempo anterior:

$$\bar{z}_t = \bar{z}_{t+1} + \frac{\Delta t}{A} \cdot (Q_B^{t-1} - Q_v^{t-1}) \quad (12)$$

siendo A el área de la cuenca, Δt el intervalo de tiempo considerado y Q_v es la suma del caudal q_v para toda la cuenca.

3. LA CUENCA DEL RÍO GENAL

La cuenca objeto de estudio está en Sierra Bermeja, provincia de Málaga. Tiene una superficie de 160 Km² con elevaciones entre 260 y 1315 metros. El suelo de textura franca, tiene una profundidad media de un metro. La vegetación encontrada está entre el matorral mediterráneo y cultivos agrícolas como el castaño y el olivar.

Para la determinación del modelo digital de elevaciones se ha realizado mediante un Sistema de Información Geográfica, en este caso GRASS 4.1.

Entre los primeros métodos propuestos para la obtención del índice topográfico destaca el de Quinn (1991), con un sistema multidireccional que realiza una interpolación en que considera la superficie contribuyente en función de la forma de las líneas de nivel atravesadas para llegar a las celdas contiguas. Así, este sistema hace que el flujo generado en el área acumulada aguas arriba de cualquier celda, circule a través de las ocho direcciones que rodean a una celda, cuatro cardinales y cuatro diagonales, ponderándolo según la dirección del flujo, diagonal o cardinal, dando más importancia a las direcciones cardinales. El índice topográfico final de cada celda se expresa como la suma del índice topográfico para cada una de las direcciones de flujo quedando:

$$IT = Ln \frac{A}{\sum_{i=1}^n \text{tg } \beta_i \cdot L_i} \quad (13)$$

donde n es el número de direcciones de flujo en la celda estudiada, A es el área total acumulada para la celda estudiada, L_i es la longitud de la curva de nivel en la dirección y , que variará según sea la dirección cardinal o diagonal, y $\text{tg } \beta_i$ es la pendiente de la celda en estudio con respecto a las celdas contiguas.

Se dispone de tres estaciones meteorológicas, situadas en Cartajima, Al-pandeire y Genalguacil que proporcionan datos diarios de precipitación. Para el modelo se requiere el cálculo de un valor medio de precipitación en toda la cuenca para lo cual se ha utilizado el método de la teselación de Thiessen.

La evapotranspiración de referencia se estima por el método de Hargreaves modificado (Samani y Pessarakli, 1986) con el cual se han logrado resultados aceptables en otras zonas con clima similar, calculándose la evapotranspiración real, E_a , en base al almacenamiento de humedad en el suelo.

En la descripción dada por Beven (1991), la evaporación real coincide con la potencial cuando el agua escurre libremente en la zona superficial y en las zonas saturadas. Cuando la zona superficial se seca, la evapotranspiración puede continuar hasta agotar el almacenamiento total del suelo. El valor de E_a será dado por la ecuación:

$$E_a = E_p \cdot \left[1 - \left(\frac{S_{rz}}{S_{rmax}} \right) \right] \quad (14)$$

donde las variables S_{rz} y S_{rmax} son el déficit de almacenamiento en el suelo y el máximo déficit de almacenamiento permitido.

Los caudales registrados en la estación de Puente Jubrique situada en el extremo final de la cuenca han sido los empleados en este trabajo. Estos datos al igual que los pluviométricos son datos diarios.

4. CALIBRACIÓN Y RESULTADOS

Con los datos disponibles de precipitación, evapotranspiración y aforo se han determinado los parámetros del modelo para cada año, considerando como escala temporal, un día.

Se ha maximizado la eficiencia del ajuste con un algoritmo genético (Montesinos y col. 1997) determinándose así la combinación óptima de parámetros.

Para cada año se ha considerado que la generación de escorrentía se produce siempre por exceso de saturación, o bien que en algunos intervalos de tiempo se genera por exceso de infiltración y en otros por exceso de saturación. Con ambos casos el ajuste entre el hidrograma determinado por el modelo y el hidrograma medido es aceptable, aunque con el segundo caso la simulación se aproxima más fielmente a la realidad.

El análisis de la escorrentía generada mediante el mecanismo dunneano utiliza seis parámetros, m , equivalente a $\Delta\theta / f$, que incluye la variación de la transmisividad del suelo con la profundidad, $\ln T_o$, que es el valor de la transmisividad del suelo cuando éste se encuentra saturado, t_a que representa el tiempo en el paso del agua de la zona no saturada a la zona saturada, R_o es la velocidad de circulación en la cuenca, S_{rmax} , que es el máximo almacenamiento permitido en el dosel vegetal, y S_{r_o} que indica las condiciones iniciales de déficit del suelo.

Cuando se considera la producción de escorrentía según Horton se introducen dos nuevos parámetros, el parámetro de almacenamiento-succión $C=\Delta$

$\Theta\Delta\Psi$, y A_p , que representa el porcentaje de cuenca que genera escorrentía tipo Horton.

Debido a que sólo se disponen de datos climáticos diarios y al tipo de precipitaciones que se producen en la zona de estudio es preciso realizar modificaciones al modelo original. En éste si se produce escorrentía tipo Horton, ésta tiene lugar simultáneamente en toda la cuenca, pues se supone homogéneo todo el suelo de la misma, lo que lleva a una sobreestimación del hidrograma de escorrentía, hecho que está muy alejado de la realidad. Para corregirlo se introduce el parámetro A_p , que representa el área de la cuenca en la cual aparecen procesos tipo Horton y Dunne, quedando el resto sólo para procesos tipo Dunne.

La eficiencia obtenida en el caso de no considerar los procesos de Horton oscilan entre el 85 % para el año 1987-88 y el 16 % para el año 1991-92. Los resultados obtenidos al considerar los efectos de Horton mejoran sensiblemente y así oscilan entre el 95 % para el año 1982-83 y el 31 % para el año 1988-89.

En la figuras siguiente se representan los hidrogramas medidos y calculados mediante el modelo, considerando las hipótesis de escorrentía tipo Dunne y la de producción de escorrentía por los mecanismos de Dunne y Horton.

De todos los años simulados (Lorite, 1997) se han escogido los referentes al año 1995-96 como muestra de la mejora en el ajuste al introducir los efectos de la escorrentía tipo Horton. Así, mientras que sin considerar los efectos de Horton el ajuste es del 54 % , al considerarlos la eficiencia sube hasta el 72 %.

Para dicho año en concreto, el valor óptimo de los parámetros se recoge en la tabla 1:

Tabla 1.
Valores de los parámetros del modelo para el año 1994-95

	m (m)	$\ln T_o$ (m^2/h)	T_d (h)	S_{max} (m)	Sr_o (m)	C (m)	A_p	Eficiencia
Dunne	0.0204	0.1656	0.1137	0.5403	0.1030	-	-	54.0
Dun +								
Hor	0.0204	0.1656	0.1137	0.5403	0.1030	0.0315	0.0336	71.85

5. CONCLUSIONES

Siendo los resultados aceptables, sobre todo cuando se considera la generación de escorrentía tipo Horton, la falta de ajuste del modelo en alguno de los años simulados puede deberse al gran tamaño de la cuenca, $160 km^2$, en comparación con el tamaño de las estudiadas por otros autores, en general,

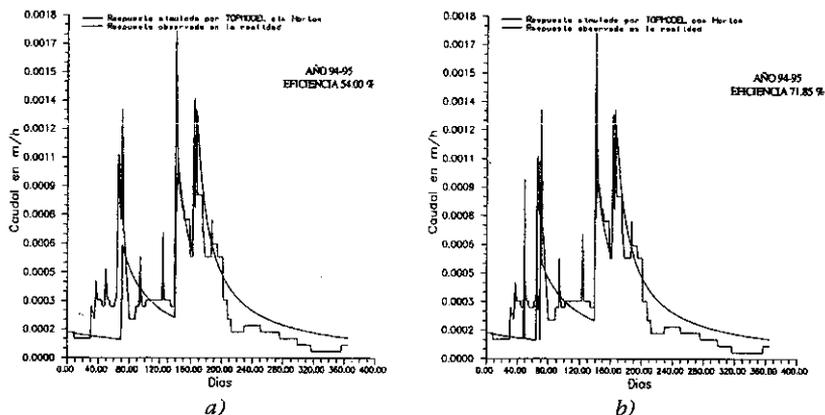


Fig. 4. Hidrogramas medidos y simulados mediante el modelo TOPMODEL, a) considerando que la generación de escorrentía es de tipo Dunne exclusivamente, b), e incluyendo la generación de escorrentía tipo Horton.

más pequeñas, del orden de 100 ha., con lo que la variabilidad espacial de la lluvia, vegetación y suelo no queda correctamente considerada.

Otro aspecto que puede influir sobre el ajuste del modelo es que se ha considerado una escala temporal grande, 24 horas, que suaviza el efecto de las lluvias torrenciales. No se ha empleado un intervalo de tiempo más reducido al no tener datos climáticos de la zona con una escala temporal menor.

De estas consideraciones se desprende que la aplicación de TOPMODEL a cuencas grandes, requiere que se transforme en un modelo totalmente distribuido, que permita que las características del suelo, vegetación, precipitación, etc., puedan variar en las distintas celdas que definen el modelo digital de la cuenca.

6. REFERENCIAS

- AMBROISE B., J. FREER y K. BEVEN, 1996. *Application of a generalized TOPMODEL to the small Rigelbach catchment, Vosges, France*. Water Resour. Res., 32, 2147-2159.
- BEVEN, K.J., 1984. *Infiltration into a class of vertically non-uniform soils*. Hydrol. Sci. 29, 4 - 12.
- BEVEN, K.J., 1991. *Spacially distributed modelling: Conceptual approach to runoff prediction*. In D.S. Bowles y P.E. O'Connell (eds.). Recent advances in the modelling of hydrologic systems, 373-387.

- BEVEN, K.J. y KIRKBY, M.J., 1979. *A physically based variable contributing area model of basin hydrology*. Hydrol. Sci. Bull., 24 43-69.
- BEVEN, K.J. y WOOD, E.F., 1983. *Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas*, J. Hydrol. 65, 139-158.
- FRANCHINI, M., WENDLING, J., OBLED, C. y TODINI, E., 1996. *Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL*. J. Hydrol 175 293-338.
- LORITE, I.J., 1997. *Análisis del modelo hidrológico TOPMODEL y su aplicación a una subcuenca del Río Genal*. Trabajo Profesional Fin de Carrera. Universidad de Córdoba.
- MONTESINOS, M^a.P., GARCIA-GUZMAN, A., AYUSO, J.L., 1997. *Optimización de redes de distribución de agua utilizando un algoritmo genético*. Ingeniería del agua, 71 - 77.
- QUINN, P.F., 1991. *The role of digital terrain analysis in hydrological modelling*. Universidad de Lancaster, U.K.
- SALVUCCI, G.D. y ENTEKHALI, D., 1995, Water Resour. Res. 31 : 2751-59
- SAMANI, Z.A. y PESSARAKLI, M., 1986. *Estimating potencial crop evaporation with minimum data in Arizona*. Trans. ASAE. 522 - 526.