

## MODELO DE DISTRIBUCIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DEL BALANCE DE AGUA EN EL SUELO PARA RIEGO LOCALIZADO EN PARCELA

A. Ruiz-Canales<sup>1</sup>, V. Plana<sup>2</sup>, M.C. Ruiz-Sánchez<sup>2</sup>, J.A. Franco<sup>3</sup> y J. M. Abrisqueta<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ingeniería, Universidad Miguel Hernández, E.P.S. Orihuela, Crtra. De Beniel, km 3,2 03312, Orihuela (Alicante); acanales@umh.es.

<sup>2</sup> Departamento de Riegos y Salinidad, C.E.B.A.S.-C.S.I.C., Campus Universitario de Espinardo. Apartado de Correos 164. 30100, Espinardo (Murcia); jmabrisq@cebas.csic.es.

<sup>3</sup> Departamento de Producción Agraria, Universidad Politécnica de Cartagena. E. T. S. I. A. Paseo de Alfonso XIII, 52. 30203 Cartagena (Murcia); josea.franco@upct.es.

**RESUMEN.** La descripción de los patrones de movimiento del agua en el suelo en riego localizado y su distribución espacial son fundamentales para su diseño y manejo. Las variables tales como la posición relativa del emisor, cantidad y frecuencia de riego, cambios temporales y espaciales del contenido de humedad en el suelo, entre otras, afectan al régimen del movimiento del agua en el suelo. Un mayor conocimiento de estas interrelaciones ayudará a conseguir un manejo del agua adecuado y eficiente en la gestión del riego localizado. En este trabajo se presenta una modelización numérica del movimiento del agua en el suelo de riego localizado en frutales al nivel de parcela. Se contrastan los datos de campo con datos del modelo en una parcela con riego localizado de albaricoqueros. La parcela experimental (17.600 m<sup>2</sup>, 275 árboles, marco de 8 × 8 m<sup>2</sup>) se equipó con tensiómetros y tubos de acceso de sonda de neutrones. Se midió periódicamente, a lo largo de tres campañas de riego, la distribución tridimensional de la humedad del suelo en distintos árboles. Se midió la textura de distintos puntos del suelo de la parcela para posteriormente establecer un estudio geoestadístico textural de parcela. Con un infiltrómetro de doble anillo se realizó una caracterización hidrodinámica del suelo en un punto de la parcela de propiedades texturales medias. A partir de los datos de caracterización hidrodinámica se evaluó un modelo de movimiento de agua en el suelo. Seguidamente se evaluó un modelo de balance de agua en el suelo en riego localizado en el ámbito del árbol, teniendo en cuenta los datos de humedad y tensión del agua en el suelo de los árboles de la parcela experimental. Por último y utilizando los datos obtenidos previamente, se estableció un modelo de distribución temporal y espacial del balance de agua en el suelo para riego localizado en parcela. Los datos se ajustan adecuadamente al modelo.

**ABSTRACT.** Patterns of soil water movement in trickle irrigation and spatial distribution are fundamental for its design and management. On this work, a numerical modelling of soil water movement in trickle irrigation for apricot trees is presented. Field and modelling data were tested in a refereed site of an apricot plot under trickle

irrigation. In the experimental plot, tensiometers and neutron probe access tubes were placed in trees with several irrigation treatments. Along three years, tensiometric profiles and soil moisture were measured in several trees. A soil hydrodynamic characterization was calculated with a double ring infiltrometer. A soil water movement model was established with soil hydrodynamic characterization data. A soil water balance model of a fruit tree under trickle irrigation based on tensiometry, soil moisture and soil hydrodynamic characterization data was evaluated. Finally and using the previous data, a temporary and spatial distribution model of soil water balance for trickle irrigation in a plot was established. Model fits well measured data.

### 1. Introducción

Los patrones de movimiento del agua en el suelo en riego localizado y su distribución espacial son fundamentales para un adecuado diseño y manejo. Las variables tales como la posición relativa del emisor, cantidad y frecuencia de riego, cambios temporales y espaciales del contenido de humedad en el suelo, entre otras, afectan al régimen del movimiento del agua en el suelo (Andreu et al. 1997; Heddadj et al. 1999; Inoune et al. 2000; Chabot et al. 2002; Simpson y Clement, 2003). Un mayor conocimiento de estas variables y sus interrelaciones ayudará a conseguir un manejo del agua adecuado y eficiente en la gestión del riego localizado. En este trabajo se presenta una modelización numérica del movimiento del agua en el suelo de riego localizado en frutales referida al marco de plantación y extendidas a la totalidad de la parcela experimental, análogos a otras experiencias similares (Meshkat et al. 1999; Muñoz-Carpena et al. 1999; Schmitz et al. 2002). Se contrastan los datos de campo con datos del modelo.

En una parcela experimental (17.600 m<sup>2</sup>, 275 árboles, marco de 8 × 8 m<sup>2</sup>) se situaron en dieciséis árboles, cinco tensiómetros en cada árbol a distintas profundidades y cuatro tubos de acceso de sonda de neutrones por ejemplar,

sometidos a cuatro tratamientos de riego con cuatro repeticiones. Se midieron periódicamente, a lo largo de tres campañas de riego, los perfiles tensiométricos y de humedad del suelo en los árboles testigo. Con un infiltrómetro de doble anillo se realizó una caracterización hidrodinámica del suelo en un punto de propiedades texturales medias (Ruiz Canales, 2000).

A partir de los datos de caracterización hidrodinámica se estableció un modelo de movimiento de agua en el suelo, basándose en otros ampliamente detallados en experiencias análogas. En concreto se utilizó el modelo desarrollado por Simunek et al. (2001) para resolver la ecuación de Richards, teniendo en cuenta el modelo de van Genuchten (van Genuchten, 1980). Posteriormente, se procedió a la evaluación de un modelo de balance de agua en el suelo en riego localizado teniendo como referencia el árbol y a partir de medidas de humedad y tensión del agua en el suelo en distintos árboles de la parcela experimental. Por último, se extrapoló el estudio a la superficie total de la parcela, utilizando un estudio geoestadístico de variación espacial de la textura de la parcela.

### 1.1. Modelo de movimiento de agua en el suelo

El perfil el suelo se discretizó en  $N-1$  nudos elementales, con los finales de los elementos situados en los puntos nodales y siendo  $N$  el número de nodos (en este caso, hasta 140 cm de profundidad). Se usó el método de elementos finitos para resolver la ecuación de Richards.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K \left( \frac{\partial h}{\partial z} \right) \right] \quad (1)$$

donde  $h$  es la tensión del agua en el suelo (cm),  $\theta$  es la humedad volumétrica del suelo ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ),  $t$  es el tiempo (horas),  $z$  es la coordenada vertical (positiva hacia arriba) y  $K$  es la conductividad hidráulica insaturada ( $\text{cm s}^{-1}$ ), dada por

$$K(h, z) = K_s(z) K_r(h, z) \quad (2)$$

donde  $K_r$  es la conductividad hidráulica relativa (sin unidades) y  $K_s$  es la conductividad hidráulica saturada ( $\text{cm s}^{-1}$ ).

La ecuación (1) se discretiza para cada punto de observación.

$$\frac{\theta_i^{j+1,k+1} - \theta_i^j}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \left( K_{i+1/2}^{j+1,k} \frac{h_{i+1}^{j+1,k+1} - h_i^{j+1,k+1}}{\Delta z_i} - K_{i-1/2}^{j+1,k} \frac{h_i^{j+1,k+1} - h_{i-1}^{j+1,k+1}}{\Delta x_{i-1}} \right) + \frac{K_{i+1/2}^{j+1,k} - K_{i-1/2}^{j+1,k}}{\Delta z} \quad (3)$$

donde

$$\Delta t = t^{j+1} - t^j; \Delta z = \frac{z_{i+1} - z_{i-1}}{2};$$

$$\Delta z_i = z_{i+1} - z_i; K_{i+1/2}^{j+1,k} = \frac{K_{i+1}^{j+1,k} + K_i^{j+1,k}}{2};$$

$$K_{i-1/2}^{j+1,k} = \frac{K_i^{j+1,k} + K_{i-1}^{j+1,k}}{2} \quad (4)$$

en la cual, los subíndices  $i-1$ ,  $i$  e  $i+1$  indican la posición en la malla diferencial finita, los superíndices  $k$  y  $k+1$  indican los niveles de iteración previo y actual, respectivamente; y los superíndices  $j$  y  $j+1$  representan los niveles previo y actual, respectivamente.

En este modelo no se consideraron las tasas de evaporación y la extracción por parte de las raíces.

Durante el riego se establecieron varias condiciones de contorno. En la superficie del suelo se consideró flujo constante. En los límites verticales, a lo largo de toda la profundidad mojada se establecieron condiciones de contorno sin flujo para considerar un flujo vertical. En la parte de abajo se estableció una condición de drenaje libre.

Se consideró un suelo homogéneo a lo largo de su profundidad, tal como se apreció en el análisis textural previo hecho en parcela.

El método de resolución se basa en una discretización de la derivada del tiempo. Los datos se optimizaron a continuación. La optimización de los parámetros consistió en un ajuste simultáneo del vector de los parámetros del suelo a los datos de tensión de agua y humedad. Se basó en el algoritmo de Levenberg-Marquardt. El modelo se implementó en una hoja de cálculo Excel.

Para la evaluación del modelo se calcularon varios parámetros estadísticos: error medio (EM), error medio cuadrático (EMC), error medio de raíz cuadrada (EMRC), eficiencia de modelado (EM), coeficiente de masa residual (CMR), error relativo medio (ERM) e índice de ajuste de modelo (D).

**Tabla 1.** Estadísticos usados para evaluar el modelo.

Coefficiente	Fórmula
Error medio (EM)	$EM = \frac{ P_i - O_i }{n} \quad (5)$
Error medio cuadrático (EMC)	$EMC = \left[ \frac{1}{n \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \right]^{1/2} \quad (6)$
Error medio de raíz cuadrada (EMRC)	$EMRC = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (7)$
Eficiencia de modelado (EM)	$EM = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad (8)$

Coefficiente de masa residual (CMR)

$$CMR = \frac{\left( \sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i \right)}{\sum_{i=1}^n O_i} \quad (9)$$

Error relativo medio (ERM)

$$ERM = \frac{\sum_{i=1}^n \left( \frac{P_i - O_i}{O_i} \right)}{n} \quad (10)$$

Índice de ajuste de modelo (D)

$$D = 1 - \left( \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)} \right) \quad (11)$$

donde  $P_i$  son los datos estimados por el modelo,  $O_i$  son los datos observados,  $\bar{O}$  es la media de los datos observados y  $n$  es el número de datos.

### 1.2. Modelo de balance hídrico en el suelo en riego localizado

Con el modelo contrastado anteriormente se planteó un balance hídrico en el entorno del marco de plantación según lo expuesto en la experiencia de riego localizado en albaricoquero (Ruiz Canales, 2000). Las superficies asignadas se reflejan en la Tabla 2. Básicamente se obtuvieron los datos en distintas zonas del marco de plantación y se ponderaron según su situación con respecto a los tubos de acceso de sonda 1, 2, 3 y 4, tal como se muestra en la Fig. 1. En este artículo sólo se reflejan las superficies asignadas a los tratamientos 1 y 2 (Riego al 100% de la  $ET_C$  según Penman-Monteith y al 50% respectivamente)

Se estableció finalmente un balance hídrico con referencia al marco de plantación, planteado como sigue:

$$ET_C = P + I^* - \Delta S^* - D^* - R \quad (12)$$

donde:

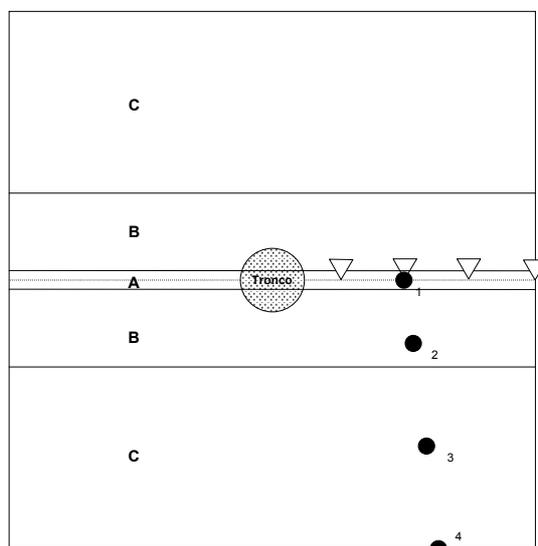
$ET_C$  es la evapotranspiración del cultivo;  $P$  la lluvia;  $I^*$  la dosis ponderada de riego;  $\Delta S^*$  el valor ponderado de la variación del stock de agua;  $D^*$  el valor ponderado del drenaje por debajo de 140 cm, y  $R$  la escorrentía. Todos los términos se expresan en mm.

**Tabla 2.** Superficie asignada a cada una de las tres zonas con contenidos distintos de humedad en que se divide el marco de plantación para cada uno de los tratamientos de riego.

Zona	Superficie (m <sup>2</sup> )		Tubos de Acceso representativos
	T-1	T-2	
A	2,22	1,11	1
B	17,78	8,89	2
C	44	54	3 y 4
Total	64	64	

### 1.3. Modelo de distribución temporal y espacial del balance de agua en el suelo para riego localizado en parcela

Este modelo se estableció a partir de los datos de los apartados anteriores y un estudio de la variabilidad espacial de los parámetros texturales. Se estudió en la parcela experimental la variabilidad horizontal y vertical de la textura del suelo.



**Fig. 1.** Zonas del marco de plantación afectadas en distinta medida por el riego.

Para ello se muestreó el suelo con barrena en 82 perfiles del suelo distribuidos en una malla regular (16 x 16 m) a lo largo y ancho de la parcela. Se consideró como medida global de los datos texturales el parámetro  $d_{50}$  hasta una profundidad de 1 m, tomando muestras cada 0,25 m. Se hizo un estudio de la variabilidad vertical del parámetro  $d_{50}$ , realizando un análisis de la varianza con un solo factor de variación (la profundidad). Posteriormente se estudió la variabilidad horizontal de ese mismo parámetro para cada profundidad haciendo un estudio geoestadístico.

A partir de los resultados obtenidos en este apartado se extendió el estudio del movimiento del agua en el suelo a la totalidad de la parcela experimental.

## 2. Resultados

Los datos de campo se contrastaron con los datos del modelo y dieron lugar a varios ajustes de datos en función del período experimental estudiado.

### 2.1. Ajuste de los datos de infiltración, redistribución sin evaporación y redistribución con evaporación

El estudio de la textura media de la parcela viene expuesto en la Tabla 3 y se trata de un suelo franco. En la Tabla también se muestran otras propiedades texturales que se relacionan directamente con el riego.

El modelo de movimiento de agua en el suelo se estableció para distintos períodos experimentales en un punto de características texturales medias de la parcela, en el que se instaló un infiltrómetro de doble anillo. Los períodos estudiados fueron: a) infiltración, b) redistribución sin evaporación y c) redistribución con evaporación. Los datos experimentales se ajustaron al modelo según las Tablas expuestas a continuación (Tablas 4, 5 y 6).

**Tabla 3.** Propiedades texturales del suelo de la parcela experimental.

Textura (mm)	Porcentaje
Arcilla (<0.002)	24,90±0,269
Franca (0.002-0.06)	42,52±0,242
Arena fina (0.06-0.2)	28,87±0,480
Arena gruesa (0.2-2)	3,70±0,053
Densidad y porosidad media del suelo	
Densidad aparente (g cm <sup>-3</sup> )	1,415 ± 0,0359
Densidad de las partículas del suelo (g cm <sup>-3</sup> )	2,640 ± 0,0423
Porosidad (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0,4639 ± 0,0141
Capacidad de campo (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0,2943 ± 0,0123
Punto de marchitez (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0,0897± 0,0171

Los valores indicados después de ± son de desviación típica.

**Tabla 4.** Estadísticos de ajuste para el modelo de movimiento de agua en el suelo en infiltración.

Estadístico	Modelo
Error medio (EM)	60,0406
Error medio cuadrático (EMC)	0,0001
Error medio de raíz cuadrada (EMRC)	69,0504
Eficiencia de modelado (EM)	0,9277
Coefficiente de masa residual (CMR)	-0,0050
Error relativo medio (ERM)	0,7277
Índice de ajuste de modelo (D)	0,9825

**Tabla 5.** Estadísticos de ajuste para el modelo de movimiento de agua en el suelo en redistribución sin evaporación.

Estadístico	Modelo
Error medio (EM)	24,9536
Error medio cuadrático (EMC)	0,0001
Error medio de raíz cuadrada (EMRC)	28,6226
Eficiencia de modelado (EM)	0,7805
Coefficiente de masa residual (CMR)	-0,0056
Error relativo medio (ERM)	0,0200
Índice de ajuste de modelo (D)	0,9470

**Tabla 6.** Estadísticos de ajuste para el modelo de movimiento de agua en el suelo en redistribución con evaporación.

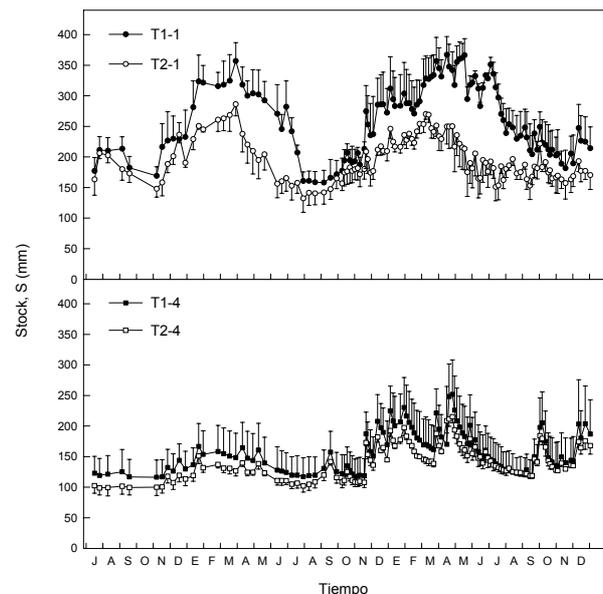
Estadístico	M
Error medio (EM)	0,0082
Error medio cuadrático (EMC)	0,7698
Error medio de raíz cuadrada (EMRC)	0,0096
Eficiencia de modelado (EM)	0,7373
Coefficiente de masa residual (CMR)	-0,0030
Error relativo medio (ERM)	0,0026
Índice de ajuste de modelo (D)	0,9405

## 2.2. Modelo de balance hídrico en el suelo en riego localizado

En la Fig. 2 se muestran algunos resultados del 'stock' de agua en el suelo a dos tratamientos de riego (T1 y T2) y dos posiciones extremas de los tubos de acceso de sonda (posiciones 1 y 4 de la Fig. 1). Estos resultados se utilizaron para la determinación del agua acumulada en el perfil del suelo en la experiencia de balance hídrico llevada a cabo en la parcela experimental.

## 2.3. Modelo de distribución temporal y espacial del balance de agua en el suelo para riego localizado en parcela

El estudio geoestadístico dio como resultado que no la variaba la textura en función de la profundidad. La textura sí se mostraba cambiante en función de las coordenadas horizontales. Se realizó un estudio geoestadístico de la variabilidad horizontal de la textura que dio como resultado un variograma gaussiano con meseta igual a 6,5 y alcance de 35 metros. La Fig. 3 muestra el ajuste del modelo teórico de variograma, al variograma muestral. Como se puede comprobar existe un buen ajuste (Plana et al. 2002).



**Fig. 2.** Evolución durante el período experimental del contenido medio de agua en el suelo (stock) en profundidad para dos tubos de acceso de sonda de neutrones (1 y 4) y dos tratamientos de riego (T1 y T2).

La considerable variabilidad del parámetro  $d_{50}$  que preconizan algunos autores para predecir las curvas  $K(\theta)$  aconseja ser muy cuidadosos sobre la extrapolación, en el ámbito de la parcela, de medidas puntuales de medidas puntuales de humedad obtenidas con sonda de neutrones. La Fig. 4 muestra los lugares de la parcela que se encuentra situados en una zona que caracteriza bien la probabilidad de que se dé el valor medio de  $d_{50}$  (6,002  $\mu\text{m}$ ). Es en esta zona donde se colocaron los tubos de acceso de sonda de neutrones para medir adecuadamente el balance hídrico.

La variación horizontal de la textura se utilizó para determinar la variación horizontal de los parámetros del balance hídrico. De esta manera se obtuvieron distintos mapas de parcela de cada uno de los sumandos que intervienen en el cálculo del balance hídrico. A modo de ejemplo se muestra en la Fig. 5 el mapa de isovalores que representa la evapotranspiración mensual del cultivo en el ámbito de la parcela, según la ecuación (12) y aplicando la metodología sucesiva descrita en el artículo.

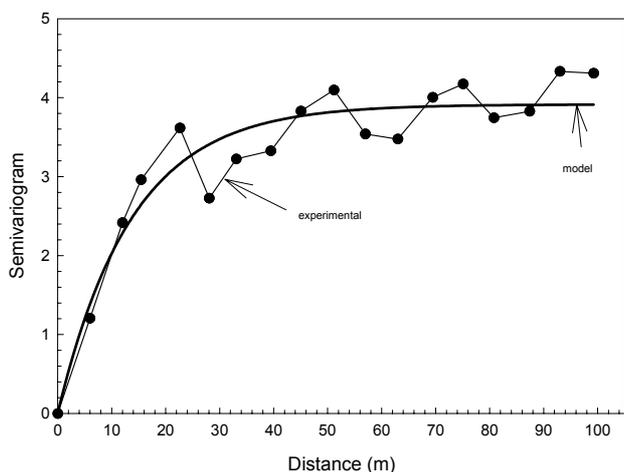


Fig. 3. Semivariograma exponencial para el parámetro  $d_{50}$ . Meseta 3,914 y alcance 30 m.

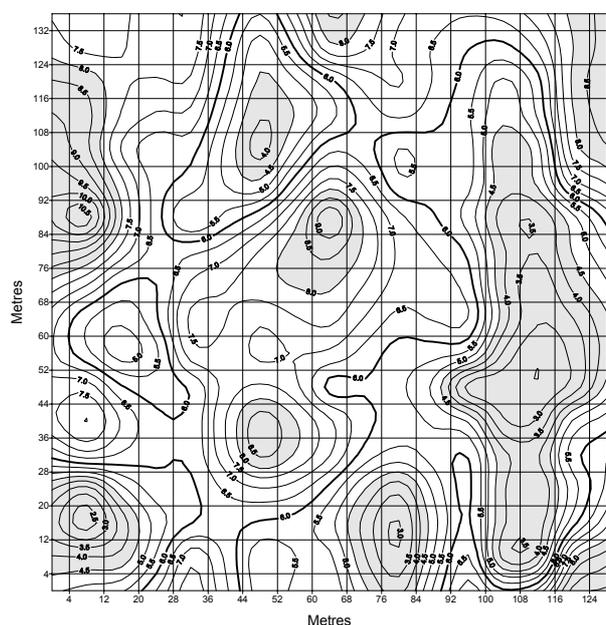


Fig. 4. Mapa de isovalores obtenido por krigeado que representa los valores del parámetro  $d_{50}$  (0-1 m de profundidad). La línea gruesa representa el valor medio de  $d_{50} = 6,002 \pm 2,046 \mu\text{m}$ .

### 3. Discusión

Aunque los datos se ajustan adecuadamente al modelo, es necesario contrastarlos con algún modelo más, con el fin de establecer el que más se ajuste a las condiciones experimentales.

Los datos referentes a los otros dos tratamientos de riego restantes no se han reflejado. Estos tratamientos corresponden a riego diferencial y necesitan ser procesados. Por tanto, el modelo es provisional y

Se ha podido establecer un modelo por profundidades de la variación horizontal de los parámetros del balance hídrico en el ámbito de la parcela, aunque en este caso es un modelo único, ya que no se ha detectado una variación vertical significativa en la textura del suelo.

El modelo es extrapolable a otro tipo de parcela en la medida que se disponga de los datos de textura de la parcela a estudiar, entre otros. Éste es el siguiente paso para futuras investigaciones, la comprobación del modelo en condiciones diferentes y detectar cuáles son sus limitaciones.

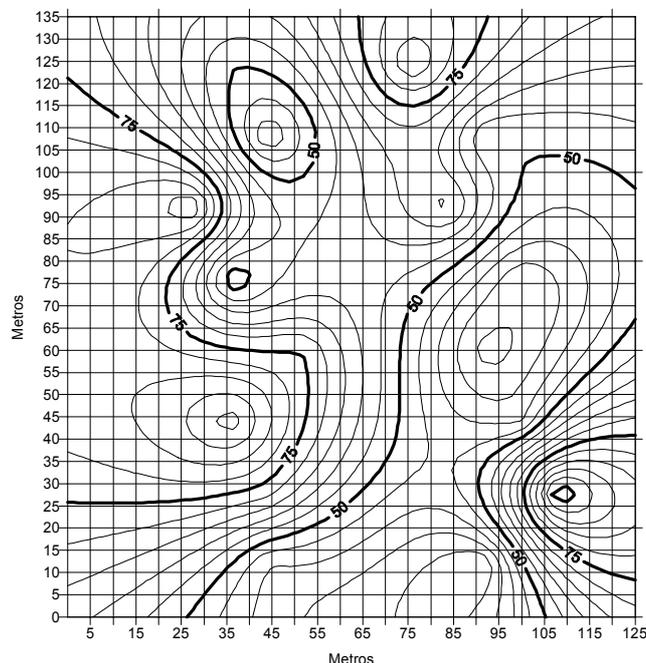


Fig. 5. Mapa de isovalores obtenido por krigeado que representa los valores de la  $ET_c$  en  $\text{mm-mes}^{-1}$  en uno de los meses (agosto) de la experiencia para toda la parcela experimental.

### Referencias

- Andreu, L., Hopmans, J.W. y Schwankl, L.J. 1997. Spatial and temporal distribution of soil water balance for a drip-irrigated almond tree. *Agricultural Water Management*. 35. 123 pp.
- Bohne, K. y Salzmann, W. 2002. Inverse simulation of non-steady-state evaporation using nonequilibrium water retention data: a case study. *Geoderma*. 110. 49 pp.
- Chabot, R., Bouarfa, S., Zimmer, D., Chaumont, C. y Duprez, C. 2002. Sugarcane transpiration with shallow water-table: sap flow measurements and modelling. *Agricultural Water Management*. 54.17 pp.
- Heddadj, D. y Gascuel-Odox, C. 1999. Topographic and seasonal variations of unsaturated hydraulic conductivity as measured by tension disc infiltrometers at the field scale. *European Journal of Soil Science*. June 50. 275 pp.
- Inoune, M., Simunek, J., Shiozawa, S. y Hopmans, J.W. 2000. Simultaneous estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient infiltration experiments. *Advances in Water Resources*. 23. 677 pp.
- Meshkat, M., Warner, R.C. y Workman, S.R. 1999. Modelling of evaporation reduction in drip irrigation system. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. November-December.
- Muñoz-Carpena, R., Parsons, J.E. y Ducheyne, S. 1999. Simulación con el modelo numérico WAVE del transporte de agua y nitrógeno a través del a zona no saturada en el cultivo de platanera. *Estudios de la Zona no Saturada del Suelo*. Eds. R. Muñoz-Carpena, A. Ritter, C. Tascón.
- Plana, V., Ruiz, A., Ruiz-Sánchez, M.C., Franco, J.A., Abrisqueta, J.M. 2002. Spatial representativity of the possible sites for measuring the water balance of apricot trees. *Agricultural Water Management*. (57) 145 pp.

- Ruiz Canales, A. 2000. Balance hídrico y respuesta del albaricoquero (*Prunus armeniaca* Lcv Búvida) a dos dosis de riego por goteo. Universidad Politécnica de Cartagena. Tesis Doctoral.
- Schmitz, G.H., Schütze, N. y Petersohn, U. 2002. New Strategy for Optimizing Water Application under Trickle Irrigation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. September-October.
- Simpson, M.J. y Clement, T.P. 2003. Comparison of finite difference and finite element solutions to the variably saturated flow equation. *Journal of Hydrology*. Vol. (270) 49 pp.
- Simunek, J., Wendroth, O., Wypler, N. y van Genuchten, M.T. 2001. Non-equilibrium water flow characterized by means of upward infiltration experiments. *European Journal of Soil Science*. March. (52) 13 pp.
- van Genuchten, M.T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*. Vol. (44) 892 pp.