

## VARIABILIDAD EN LA RELACIÓN ENTRE LA CONDUCTIVIDAD TÉRMICA Y EL CONTENIDO HÍDRICO EN FUNCIÓN DE LA CANTIDAD DE ELEMENTOS GRUESOS PARA UN SUELO ARENOSO. Parte II

C.M. Rubio<sup>1,2</sup>, G.S. Campbell<sup>3</sup>, F. Ferrer<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dept. Ingeniería Agroalimentaria y Biotecnología. Univ. Politécnica de Catalunya. carles.rubio@upc.edu

<sup>2</sup> Dept. Biofísica Ambiental y Suelos. Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting. carles@lab-ferrer.com

<sup>3</sup> Dpt. Soil Physics. Decagon Devices, Inc. (Pullman, WA, USA). gaylon@decagon.com

**RESUMEN.** La conductividad térmica ( $\lambda$ ) de suelos que contienen elementos gruesos depende, en general, de las diferentes conductividades térmicas de los diferentes volúmenes de las fracciones suelo y “roca”. Se asume que el suelo se trata de un medio continuo, mientras que los elementos gruesos (partículas homogéneas diámetro superior a 2 mm) presentan un valor de conductividad térmica constante; el cual no manifiesta cambios con el aumento del contenido hídrico, no así la matriz edáfica. La propuesta de este trabajo es la estimación de la conductividad térmica, en condiciones de laboratorio y a temperatura ambiental, para un suelo arenoso utilizando una modificación del modelo de De Vries (1963), que asume una  $\lambda$  expresada como la suma de todas las  $\lambda$  de los componentes del medio. El modelo utilizado es el propuesto por Campbell et al. (1994), donde se intenta reducir la subjetividad y complejidad de la aproximación de De Vries, definiendo factores como por ejemplo la conductividad térmica “fluida”, que asegura una continuidad del flujo térmico dependiente de la temperatura. Otra particularidad es que, este modelo no considera los elementos gruesos del medio. Para el desarrollo del trabajo se tomaron los datos de conductividad térmica obtenidos en experiencias anteriores (Rubio et al., Parte I). Se parametrizó el modelo según valores de la literatura y las densidades aparentes obtenidas experimentalmente. Los valores estimados de conductividad térmica ajustaron muy aceptablemente a los valores observados, mostrando un valor promedio en el cálculo del error cuadrático medio de alrededor de 4% para las muestras de suelo, y de alrededor de 3.6% para las muestras de suelo que contenían elementos gruesos.

**ABSTRACT.** The work presents the study of the relationship between the thermal conductivity and water content for stony sandy soils under laboratory conditions. The samples were obtained from an agricultural plots close to city of Pullman, state of Washington (46°4’N 117°1’W, USA). Our proposal is for estimating the thermal conductivity at laboratory scale, and not dependence of the temperature, using a modified [De Vries, 1963] model. The model used to predict was developed by [Campbell et al., 1994]. A special feature of the model is that it is not consider a coarse elements in their predictions, therefore the authors though it was a good challenge for the experiment. The determination of the thermal conductivity was performed with a thermal sensor of single needle, which uses the infinite line heat source method. The experiments were carried out using a monitorized soil columns devices

where the water content and thermal properties were continuously recorded. Different percentages of gravels were added to the soil samples (10%, 25%, 35% and no gravels). The estimated values obtained with the model fitted very acceptability to the observed values, showing a dispersion mean value around 4% for the soil samples without coarse elements, 3.6% on the whole of soil samples with coarse elements.

### 1.- Introducción

La conductividad térmica global ( $\lambda$ ) de suelos que contienen gran cantidad de elementos gruesos depende, básicamente, de las diferentes conductividades de las fracciones suelo y “piedras” que contenga.

Si se conocen los valores de ambos componentes, uno de los modelos más utilizados para el cálculo de la conductividad térmica es el de De Vries (1963), asumiendo que los elementos gruesos, de *per sé*, presentan un valor de conductividad térmica constante, invariable con los aumentos de humedad, mientras que, el suelo, es un medio continuo que sí puede presentar variabilidad en función de los contenidos hídricos, mineralogía y grado de compactación. La  $\lambda$  para esta “mezcla” de matrices, según De Vries podría calcularse con la siguiente ecuación;

$$\lambda_{\text{suelo}} = \frac{[(\phi_a \xi_a \lambda_a) + (\phi_g \xi_g \lambda_g) + (\phi_m \xi_m \lambda_m)]}{[(\phi_a \xi_a) + (\phi_g \xi_g) + (\phi_m \xi_m)]} \quad (1)$$

En el desarrollo de la ecuación 1, existen factores de forma, es decir, factores que calcularán la esfericidad y elongación de los elementos gruesos asignándoles un valor, y que facilitarán el cálculo de los factores de ponderación  $\xi$  con sus subíndices (agua, gas y mineral, respectivamente). Otro factor es el que dependerá del volumen  $\phi$  y de las propias conductividades térmicas de cada fracción o material.

Sin embargo, en ocasiones no disponemos de cierta información requerida, sea bien porque no existe, por ser obsoleta, bien por la dificultad que entraña su obtención. En estos casos, trabajar con un tipo de información menos compleja o menos difícil de obtener nos puede facilitar la labor experimental.

Son muchos los autores, como por ejemplo Hillel (1982), Marshall y Holmes (1988), Wu y Nofziger (1999) que, en

su afán de obtener predicciones precisas y fiables han desarrollado modelos más o menos complejos para la predicción de propiedades térmicas del suelo y/o sus efectos, como puede ser el frente de amortiguación térmica (Hillel, 1982).

En otros casos, la dificultad de obtener datos, bien por un elevado coste instrumental, bien por la dificultad intrínseca del diseño, conlleva realizar aproximaciones con modelos de diferente índole. El objetivo de este trabajo radica en la utilización de uno de estos modelos, Campbell et al. (1994), desarrollado para obtener predicciones de la conductividad térmica de suelos expuestos a elevadas temperaturas, y validarlo para un suelo de textura arenosa con diferentes porcentajes de elementos gruesos a temperatura ambiente y escala de laboratorio. De igual forma que en Rubio et al. (2011), se determinará y evaluará la conductividad térmica global ( $\lambda$ ) del medio.

## 2.- Metodología

### 2.1.- Diseño experimental

Las muestras de suelo se obtuvieron del condado de Whitman, en parcelas cercanas a la ciudad de Pullman (46°4'N 117°1'W, WA, USA). Las muestras fueron tamizadas a 2000  $\mu\text{m}$ , obteniendo una muestra compuesta de suelo.

La caracterización física y química de las muestras de suelo se puede consultar en Rubio et al. (2011).

La determinación de la conductividad térmica se realizó siguiendo la pauta establecida por el estándar ASTM D 5334-08, se utilizaron 3 sensores tipo KS-1 (Decagon Devices) por réplica, y un lector data-logger KD2-Pro, para obtener un registro en continuo ( $n = 4$  observaciones por sensor y 3 sensores por réplica). A las muestras de suelos se añadieron diferentes porcentajes de elementos gruesos, gravas de 6-8 mm procedentes de la litología volcánica de la zona. Las gravas se distribuyeron en 0.10, 0.25 y 0.35  $\text{kg}_{\text{gravas}} \cdot \text{kg}_{\text{suelo}}^{-1}$  seco al aire, respectivamente. Una vez homogeneizada la muestra, se volvió a compactar en un dispositivo de columna.

La determinación del contenido hídrico se obtuvo a partir de sondas de reflectometría en el dominio de la frecuencia (FDR) ECH<sub>2</sub>O EC-5 conectadas a un data-logger Em-50 (Decagon Devices), con una disposición de 3 sondas por columna y tipo de escenario (contenido en elementos gruesos y humedad). Se establecieron 6 puntos de humedad diferentes entre seco al aire y saturación.

Los sensores (térmico e hídrico) se colocaron verticalmente (perpendicular a la superficie de la muestra), integrando en profundidad la dinámica térmica e hídrica de cada experimento.

### 2.2.- Teoría del modelo

Siguiendo a Rubio et al. (2009; 2010), se utilizó el mismo método que en los citados trabajos, además de utilizar los resultados obtenidos en los trabajos de Rubio et al. (2011) como datos observados para la validación del modelo. A

estos datos observados se les aplicó el modelo de De Vries (1963) modificado por Campbell et al. (1994). El modelo de De Vries propone que  $\lambda$  ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ ) puede ser obtenido a partir de la suma ponderada de las conductividades térmicas de los constituyentes o fases del suelo (hídrica, gaseosa y mineral). Para la fase gaseosa se asume la  $\lambda$  del aire a la que se adiciona una  $\lambda$  fluida ( $\lambda_f$ ) resultante del transporte a través de los poros en forma de calor latente, y que ayuda a reducir el grado de subjetividad y complejidad de esta aproximación numérica. La conductividad térmica "fluida" en  $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$  (Campbell et al., 1994, Campbell y Norman, 1998) queda de la siguiente forma;

$$\lambda_f = \lambda_g + f_w (\lambda_a - \lambda_g) \quad (2)$$

En suelos secos,  $\lambda_f$  coincide con el valor de la fase gaseosa  $\lambda_g$ , mientras que en suelos saturados coincide con el valor para la conductividad térmica del agua  $\lambda_a$ . Sin embargo, la ecuación 2 es adecuada únicamente para los suelos húmedos, y necesitará ciertas correcciones para adaptarse a suelos que contienen un bajo contenido hídrico. Dichas modificaciones vienen dadas por Campbell et al. (1994), adaptando un nuevo factor de ponderación ( $f_w$ ) que hace referencia al flujo de calor latente y que multiplica a la ecuación 2, dejando;

$$f_w = \frac{1}{1 + \left( \frac{\theta}{\theta_0} \right)^{-q}} \quad (3)$$

donde  $\theta$  ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) es el contenido hídrico,  $\theta_0$  determina el contenido hídrico cuando el flujo de retorno en el poro es debido a la condensación del contenido hídrico que por difusión había migrado del poro ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ), y que comporta alcanzar un nivel crítico en el sistema en cuanto al agua retenida y conducida a través del medio (*punto crítico de curva*). El parámetro  $q$  -adimensional- determinará como de rápido ocurre este descenso hasta el nivel crítico o de no circulación hídrica en el sistema. Sin embargo, se encontró que  $q$  presentaba una dependencia de la temperatura, pudiéndose describir como;

$$q = q_0 \left( \frac{\Theta}{303} \right)^2 \quad (4)$$

donde  $q_0$  es una constante y  $\Theta$  es la temperatura del suelo en grados Kelvin. Ambas variables,  $q$  y  $\theta_0$  están relacionadas con la textura del suelo y presentan incrementos en su valor a medida que la textura disminuye en el diámetro de partícula. El rango para  $\theta_0$  está entre 0.05 (arena gruesa  $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) y 0.25 (arcilla  $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ), mientras que  $q$  presenta un valor aproximado entre 2 y 6, aunque para suelos con un particulado muy grueso no está claro que muestren una influencia en el punto crítico de la

curva de secado. El rango para  $f_w$  se presenta entre 0 para suelos secos y 1 para suelos saturados.

Volviendo a la ecuación 1, únicamente se tienen que definir los factores de ponderación, que ahora quedarán de la siguiente forma;

$$\xi_a = \frac{2}{3[1 + g_j(\lambda_a / \lambda_f - 1)]} + \frac{1}{3[1 + g_c(\lambda_a / \lambda_f - 1)]} \quad (5)$$

$$\xi_g = \frac{2}{3[1 + g_j(\lambda_g / \lambda_f - 1)]} + \frac{1}{3[1 + g_c(\lambda_g / \lambda_f - 1)]} \quad (6)$$

$$\xi_m = \frac{2}{3[1 + g_j(\lambda_m / \lambda_f - 1)]} + \frac{1}{3[1 + g_c(\lambda_m / \lambda_f - 1)]} \quad (7)$$

En las ecuaciones 5 y 7,  $\lambda_a$  y  $\lambda_m$  pueden ser valores tabulados o bien observados si se dispone de la instrumentación suficiente para su determinación. Las variables  $g_j$  y  $g_c$  son factores adimensionales que dependen de la geometría de las partículas del suelo, quedando descritos como;

$$g_c = 1 - 2g_j \quad (8)$$

presentando  $g_j$  en suelos poco orgánicos un valor alrededor de 0.1, y de 0.33 para suelos muy orgánicos. La última variable a definir en la ecuación 6 sería  $\lambda_g$  que completaría la conductividad aparente de la fase vapor utilizando para su cálculo la ley de Fick, y siendo esta de la siguiente forma;

$$\lambda_g = \lambda_{aire} + \frac{\delta \rho D_v s h_r}{P_a - b_a} \quad (9)$$

Donde,  $\lambda_{aire}$  la conductividad térmica del aire ( $W \cdot m \cdot C^{-1}$ ),  $\rho$  es la densidad molar del aire ( $mol \cdot m^{-3}$ ),  $\delta$  es el calor latente de vaporización del agua ( $kJ \cdot kg^{-1}$ ),  $D_v$  es la difusión en fase vapor en el suelo ( $mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ),  $h_r$  es la humedad relativa en el suelo ( $m^3 \cdot m^{-3}$ ),  $s$  es la pendiente de la presión de saturación de vapor en función del gradiente térmico,  $P_a$  la presión atmosférica (Pa), y  $b_a$  es la presión de vapor de agua en el poro (Pa).

### 2.3.- Parametrización y técnica de validación del modelo

La Tabla 1, muestra la parametrización utilizada para modelizar el suelo estudiado en el que se han añadido diferentes porcentajes en masa de elementos gruesos. Se muestra también los valores promedio utilizados para la modelización del mismo suelo sin elementos gruesos (columna Sin E.G.). En cada caso, se utilizó una parametrización diferente que mejoró la bondad del ajuste. Puesto que existían mínimas diferencias entre las réplicas debido al desarrollo experimental, Se optó por un conjunto de parámetros diferentes para cada réplica y ensayo. Las

variables que difirieron entre ellas para un mismo grupo muestral fueron: la temperatura del ensayo, la fracción de sólidos relacionada de forma directa con la densidad aparente y los contenidos hídricos críticos.

**Tabla 1.** Variables promedio utilizadas en el modelo para un suelo arenoso sin/con elementos gruesos. T = temperatura;  $\phi_g$  = volumen fracción aire;  $Bd_{obj}$  = densidad aparente objetivo;  $\lambda_m$  = conductividad térmica fase mineral; g = factor de forma;  $\theta_0$  = contenido hídrico crítico.

Variables y Parámetros	Elementos Gruesos			
	Sin E. G.	10%	25%	35%
T (°C)	22.0	21.9	21.7	21.6
$\phi_g$ (%)	56	52	51	46
$Bd_{obj}$ ( $Mg \cdot m^{-3}$ )	1.49	1.38	1.35	1.22
$\lambda_m$ ( $W \cdot m^{-1} \cdot C^{-1}$ )	3.29	4.83	6.65	7.70
g (adimensional)	0.32	0.34	0.34	0.20
$\theta_0$ ( $m^3 \cdot m^{-3}$ )	0.05	0.04	0.04	0.04

Para la validación del modelo se han utilizado los datos observados obtenidos del un ensayo anterior (Rubio et al., 2011) con el mismo tipo de suelo. Mientras que, la incertidumbre de la predicción se ha determinado analizando la sub/sobre estimación de los valores predictivos con respecto a los observados a partir de una función objetivo que mostrará, si existe, la sistemática desviación de estos valores tal que;

$$O_{ME} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\lambda_n - \lambda_i) \quad (10)$$

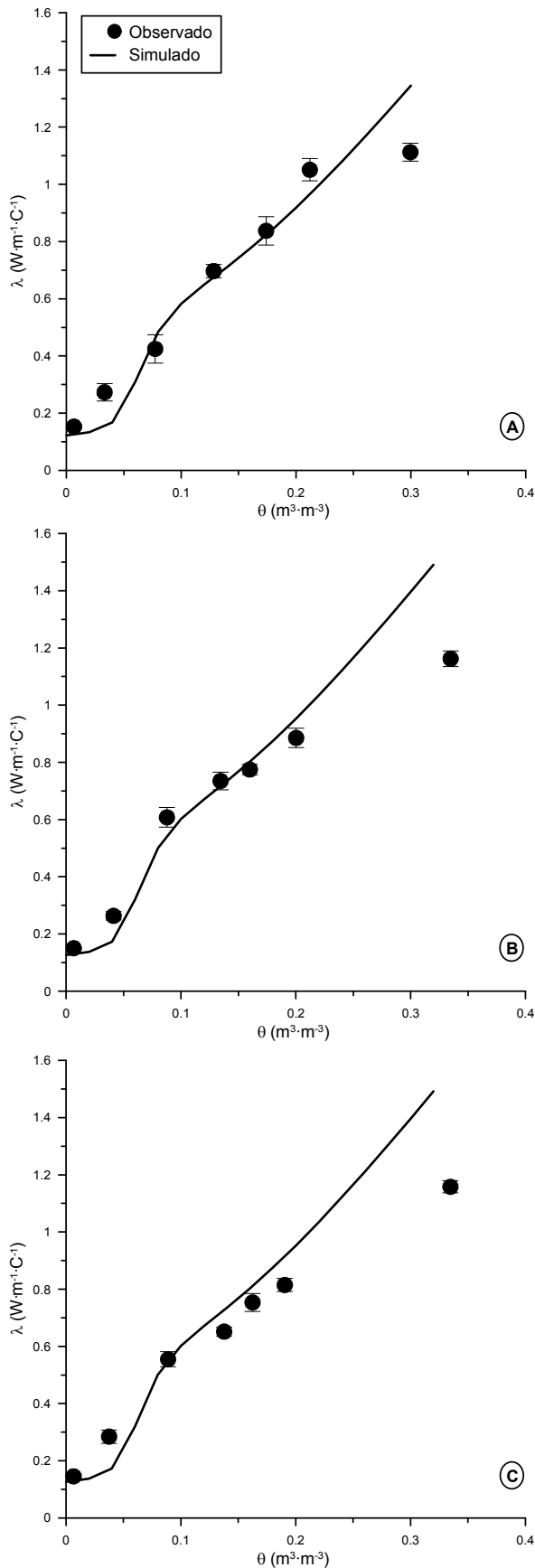
siendo,  $\lambda_n$  y  $\lambda_i$  ( $W \cdot m^{-1} \cdot C^{-1}$ ) los valores predictivos y observados, respectivamente. Mientras que  $N$ , en este caso, es el número de mediciones por observaciones y réplica.

## 3.- Resultados

### 3.1.- Predicción para suelos SIN Elementos Gruesos

Las Fig.s 1a 1b y 1c, son réplica que muestran los ajustes al modelo de Campbell et al. (1994) para un suelo arenoso carente de elementos gruesos, tamizado a 2000  $\mu m$ , y con diferentes escenarios de contenido hídrico.

Según la ecuación de Campbell et al. (1994), para un suelo de textura arenosa (según USDA), la simulación es moderadamente aceptable una vez que el suelo se ha humectado, presentando subestimaciones de la conductividad térmica global en la respuesta a los diferentes escenarios de humedad, después de un estadio más seco (suelo seco al aire). En detalle, el modelo, es capaz de simular la dinámica del flujo de calor en función del contenido hídrico, manteniendo el flujo térmico en un incremento constante hasta el 20% de humedad volumétrica.



**Fig. 1abc.** Conductividad térmica global observada y simulada para un suelo arenoso Sin E.G,  $\pm 1$  error estándar. A, B y C son diferentes réplicas.

Sin embargo se observa una baja respuesta en los escenarios donde el contenido hídrico está próximo a saturación, como ocurre con modelos hidrológicos como por ejemplo el modelo HYDRUS-1D (Vogel et al., 1996; Simunek et al., 1998).

### 3.2.- Predicción para suelos CON Elementos Gruesos

Las Figs 2a 2b y 2c, muestran la simulación de la conductividad térmica global en función de los contenidos hídricos y para diferentes porcentajes de elementos gruesos, 10%, 25% y 35%, respectivamente.

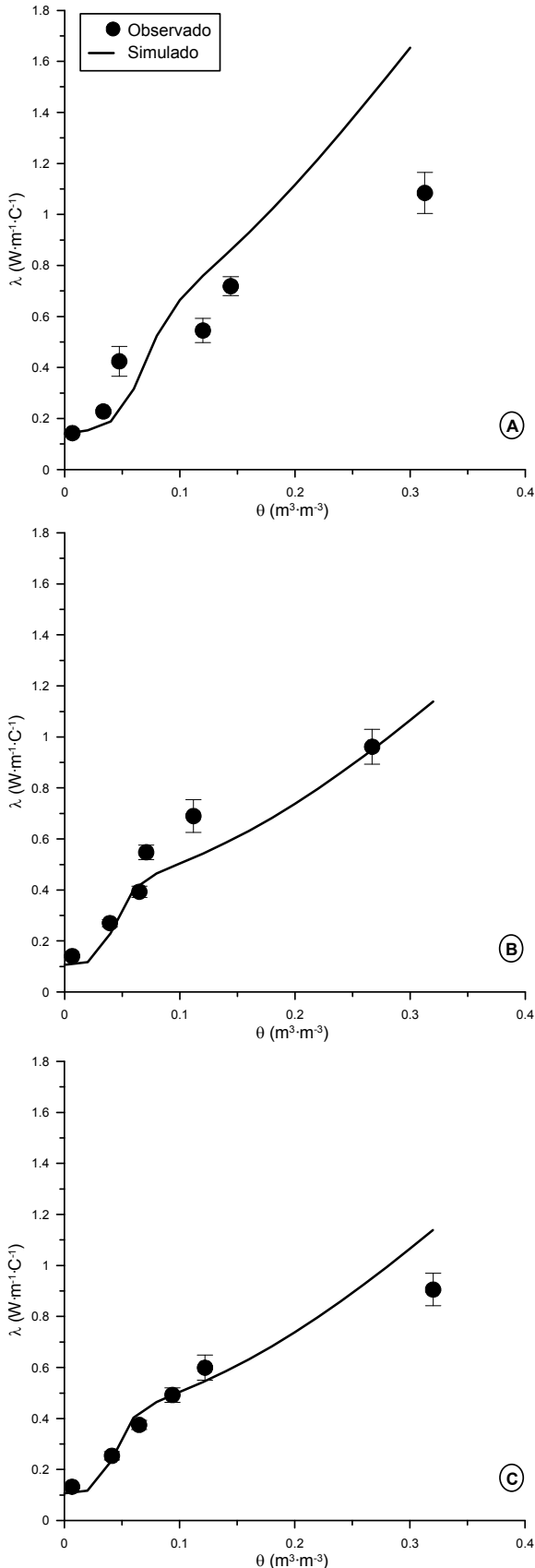
Se puede observar que, en general, los valores de laboratorio están dentro del rango de conductividades térmicas para este tipo de suelo (Smits et al, 2009). La comparación con los diferentes porcentajes de elementos gruesos, permite observar como las simulaciones con mayor precisión se dan cuando el suelo presenta un elevado porcentajes de gravas (Fig. 1c), siendo la cantidad de elementos gruesos referida al 10% la que ha mostrado un peor ajuste.

La Fig. 2a, muestra elevadas sobreestimaciones en la predicción de la conductividad térmica global sobre todo cuando se refiere a escenarios cercanos a la saturación del suelo (superiores a  $1.6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$ ). En el área cercana a la capacidad de campo (-33 kPa) también se han observado una tendencia a la sobreestimación por parte del modelo. Sin embargo, a medida que la curva va perdiendo humedad y los valores de conductividad térmica se vuelven más críticos, especialmente y debido a la entrada de aire en los poros, el modelo gana en efectividad, presentando ajustes aceptables.

La Fig. 2b, muestra los valores de la relación  $\lambda(\theta)$  cuando el contenido en elementos gruesos fue del 25%  $\text{kg}_{\text{gravas}}\cdot\text{kg}_{\text{suelo}}^{-1}$  seco al aire. Los valores estimados fueron más similares a los valores observados en el conjunto de la curva, presentando ajustes muy aceptables tanto en condiciones de saturación como en contenidos volumétricos inferiores al  $0.1 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ , y mostrando subestimaciones en el área para un contenido hídrico cercano a la capacidad de campo del suelo estudiado.

Por el contrario, la Fig. 2c presentó las más aceptables estimaciones en el conjunto de la curva, tanto para el área más seca como en el resto de humectaciones. Sin embargo, sí que existió ligeras sobreestimaciones de los valores de conductividad térmica cuando el escenario se presentó saturado, con valores del orden de  $1.15 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$  con respecto al valor promedio observado que fue de alrededor de  $1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$ .

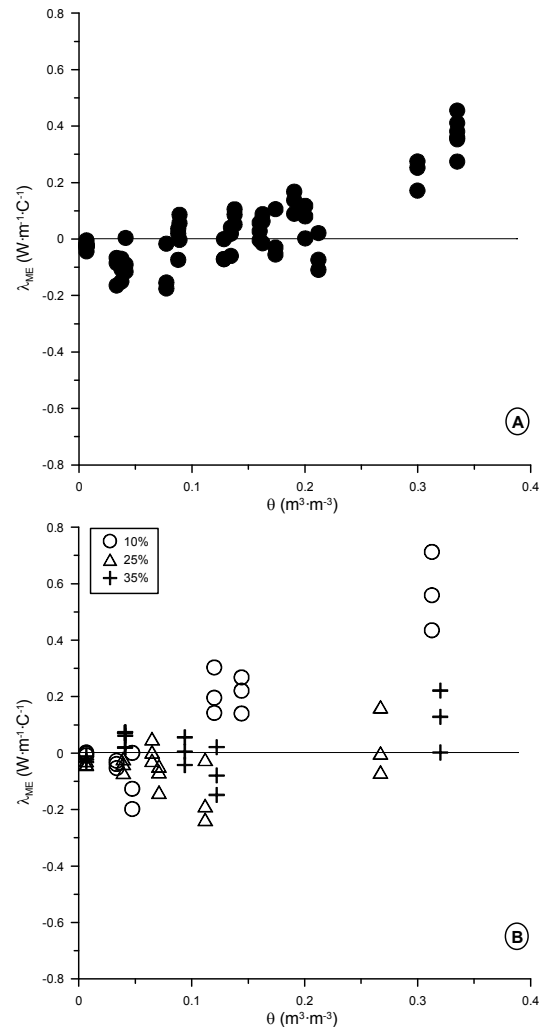
Las sobreestimaciones más significativas en todos los casos se han podido observar cuando el modelo ha simulado la  $\lambda$  global del medio y sus diferentes materiales siempre cercano a la saturación, mostrando incrementos de alrededor de  $0.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$  para los contenidos en gravas de 25% y 35% en  $\text{kg}_{\text{gravas}}\cdot\text{kg}_{\text{suelo}}^{-1}$  seco al aire, mientras que, para el mismo suelo pero con un contenido en gravas del 10%, estos han estado cercanos a  $1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$ .



**Fig. 2abc.** Conductividad térmica global observada y simulada para un suelo arenoso Con E.G.,  $\pm 1$  error estándar. A = 10% gravas; B = 25% gravas y C = 35% gravas.

### 3.3.- Incertidumbre de las simulaciones

A partir del cálculo del error medio (ME) se ha determinado la sobre o subestimación de los valores predichos a los observados, para la conductividad térmica global sin elementos gruesos (Fig. 3a) y con elementos gruesos (Fig. 3b). En general, para este suelo, los valores obtenidos tanto sin elementos gruesos como con los diferentes porcentajes de éstos, presentan una baja desviación, con un rango entre de  $-0.18 W \cdot m^{-1} \cdot C^{-1}$  y  $0.46 W \cdot m^{-1} \cdot C^{-1}$ , correspondiendo los valores alrededor de  $0.00 W \cdot m^{-1} \cdot C^{-1}$  a un contenido hídrico cuando el suelo está en humedad higroscópica y/o cercano al punto crítico de la curva (Fig. 3a).



**Fig. 3ab.** Error medio de conductividad térmica global ( $\lambda_{ME}$ ) observada y simulada para un suelo arenoso Sin y Con E.G.

Estas desviaciones contrastan con los resultados del mismo suelo al introducir gravas. La Fig. 3b, presenta las desviaciones para los diferentes contenidos en elementos gruesos. Los valores de ME, en general son relativamente bajos, siendo para los contenidos entre 25% y 35% la menor desviación, alrededor de  $0.005 W \cdot m^{-1} \cdot C^{-1}$ , que corresponden a contenidos hídricos en

0.06 y 0.09 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>, respectivamente. Según Rajkai et al. (1996), se puede considerar que la bondad de un ajuste es aceptable cuando el ME no es superior a un 2.5%, así, la bondad de los ajustes del modelo de Campbell et al. (1994) se encuentra dentro del rango de aceptabilidad, y para contenidos hídricos no cercanos a saturación en el caso de no presentar elementos gruesos. En el caso de la interacción de la conductividad térmica global con elementos gruesos, un porcentaje en peso del 10% presentaría un rango superior al indicado por estos autores.

#### 4.- Conclusiones

Este estudio ha permitido progresar en la caracterización de la dinámica térmica e hídrica de los suelos con textura arenosa y que poseen elementos gruesos (partículas de diámetro > 2 mm). Aunque en la década de los 60's DeVries ya formuló una ecuación para la obtención de la conductividad térmica en una matriz con diferentes elementos y fases, la aportación de este trabajo radica en la predicción de este tipo de matrices utilizando un modelo, que si bien está diseñado para la obtención de  $\lambda$  en matrices homogéneas sometidas a elevadas temperaturas, no lo es cuando se intercalan diferentes materiales con diferentes  $\lambda$ .

El análisis de la conductividad térmica global y su modelización ha mostrado que existen divergencias en cuanto a la introducción de gravas, presentando diferencias sobretodo en contenido hídricos próximos a la saturación del suelo..

El estudio de la respuesta hidrodinámica del suelo, ha sido el mismo que el obtenido por diferentes autores, estando los valores dentro del rango de contenidos de humedad esperables. Un análisis del modelo de Campbell et al. (1994), ha mostrado que, la introducción del término *conductividad térmica fluida* en el modelo, mejora notablemente la eficiencia de éste, especialmente en lo que se refiere al punto crítico de las curva de desecación, es decir, cuando el flujo hídrico decrece hasta puntos imperceptibles, y esta variable se vuelve limitante en la transmisión del flujo de calor.

La utilización de este modelo ha permitido simular aceptablemente la conductividad térmica global del suelo ( $\lambda$ ), aunque el modelo presenta cierto desviación de los valores de  $\lambda$ , tanto los suelos sin elementos gruesos como cuando éstos están introducidos en el cálculo. Así mismo, se ha observado que el modelo simula con ligera dificultad la conductividad térmica cuando el porcentaje de gravas está alrededor de 10%, mejorando las predicciones a medida que el contenido de elementos gruesos aumenta.

*Agradecimientos.* Este trabajo fue financiado por Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting Center. Los autores agradecen la colaboración de la Universidad Politécnica de Cataluña, así como al convenio entre el Departamento de Ingeniería Agroalimentaria y Biotecnología y el Centro de Asesoría Dr. Ferrer.

#### 5.- Bibliografía

- Campbell, G. S., Jungbauer, Jr. J.D., Bidlake, W.R. y Hungerford, R.D. 1994. Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity. *Soil Sci.* 158:307-313.
- Campbell, G. S. y Norman, J. M. 1998. *An Introduction to Environmental Biophysics*, 2nd Ed. Springer Verlag, New York.
- DeVries D.A. 1963. Thermal properties of soils. In: W.R. van Wijk (Editor), *Physics of plant environment*. North-Holland Publishing Co., Amsterdam, pp. 210-235.
- Hillel, D. 1982. *Introduction to soil physics*. Academic Press, San Diego, CA.
- Marshall, T. J. y Holmes, J. W. 1988. *Soil Physics*. 2nd ed. Cambridge Univ. Press, New York.
- Rajkai, K., Kabos, S. y van Genuchten, M.Th. y Jansson, P.E. 1996. Estimation of water retention characteristics from the bulk density and particle-size distribution of Swedish soils. *Soil Sci.*, 161, pp. 832-845.
- Rubio, C. M., Josa, R. y Ferrer, F. 2009. Determinación de propiedades térmicas en función de la humedad precedente para un suelo franco limoso con diferentes porcentajes de gravas. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. IX*, 206-211
- Rubio, C. M., Josa, R., Cobos, D. R., Campbell, C. S., Ferrer, F. 2010. Determining the Thermal Conductivity as a Function of Previous Moisture for a Soil with Different Percentages of Gravels. *Unsaturated Soils, Vol. I*, Taylor & Francis Group, London, Pp. 597-601
- Rubio, C.M., Cobos, D.R: y Ferrer, F. 2011. Variabilidad en la relación entre la conductividad térmica y el contenido hídrico en función de la cantidad de elementos gruesos para un suelo arenoso. Parte I. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. X*
- Simunek, J., Huang, K., Sejna, M. y van Genuchten, M.Th. 1998. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variable-saturated media. Version 1.0, IGWMC-TPS-70, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 162p.
- Simunek, J., Sejna, M. y van Genuchten, M.Th. 1999. The HYDRUS-2D software package for simulating two-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably saturated media. Version 2.0, IGWMC-TPS-53, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 251p.
- Smits, K.M., Sakaki, T., Limsuwat, A. y Illangasekare, T.H. 2009. Determination of the thermal conductivity of sands under varying moisture, grainage/wetting, and porosity conditions –applications in near-surface soil moisture distribution analysis. *Proceedings AGU Hydrology Days 2009*. Pp. 57-65.
- Vogel, T. Huang, K., Zhang, R. y van Genuchten, M.Th. 1996. The HYDRUS code for simulating one-dimensional water flow, solute transport, and heat movement in variable-saturated media. Version 5.0, Research report nº 140, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California.
- Wu, J. y Nofziger, D. L. 1999. Incorporating temperature effects on pesticide degradation into a management model. *J. Environ. Qual.* 28:92-100.