

# La relación entre resistividad térmica, humedad y un suelo arenoso pedregoso

*The relationships among thermal resistivity, water content and a stony sandy soil*  
*Relação entre a resistividade térmica e teor de água num solo arenoso pedregoso*

Received: 17.07.2015 | Revised: 03.03.2016 | Accepted: 08.03.2016

## AUTOR

Rubio C. M.<sup>®</sup>  
carles.rubio@  
eurecat.org

® Corresponding Author

Fundación Eurecat.  
Centro Tecnológico  
de Catalunya. Av.  
Universitat Autònoma,  
23. 08290 Cerdanyola  
del Vallès, Spain.

## RESUMEN

La formación de la macroporosidad en los suelos es una consecuencia de los procesos físicos, químicos y de cambios eco-edafológicos. Esta macroporosidad adquiere especial relevancia, ya que afectará tanto la fase líquida como la gaseosa del medio y, por tanto, a las propiedades térmicas del suelo. El objetivo de este trabajo es evaluar la influencia que pueden presentar los elementos gruesos sobre la resistividad térmica global ( $Rho$ ) de un suelo arenoso. El experimento se llevó a cabo incorporando gravas ( $masa_{gravas} \cdot masa_{suelo}^{-1}$ ) en diferentes porcentajes a la matriz de suelo, recompackando posteriormente en dispositivos de columna. Para la medición de  $Rho$  se utilizó el método del pulso de calor (basado en ASTM D5334-08), mientras que el contenido hídrico ( $\theta$ ) se obtuvo a partir de sondas capacitivas. El dispositivo experimental se mantuvo en una cámara isoterma para minimizar el efecto de la deriva térmica en las medidas. El estudio de la variabilidad en la relación  $Rho(\theta)$  para este tipo de suelos ha presentado las variaciones en los valores de resistividad térmica más acusadas cuando el porcentaje de elementos gruesos es de alrededor del 35%, y para un contenido hídrico cercano a condiciones de saturación.

## ABSTRACT

*Developing soil macro-porosity could be considered to be a direct effect of physical, chemical and eco-pedological processes where the soil matrix has contact with coarse elements. Hence, macro-porosity acquires a special importance affecting the liquid phase as well as the gas phase, and therefore the soil thermal properties as well. The aim of this research is to evaluate the effect of the coarse elements on the total thermal resistivity ( $Rho$ ) for a sandy soil. The experiment was carried out with several gravel masses ( $kg_{gravels} \cdot kg_{soil}^{-1}$ ) mixed with soil, and repacked in a soil column device. The method used for measuring the thermal resistivity was the heat pulse, based on ASTM D5334-08. The water content ( $\theta$ ) was determined using capacitor probes (FDR probes). The experimental device was maintained inside a thermal chamber for controlling a minimal thermal drift. The  $Rho(\theta)$  relationship presented higher variability when 35% of coarse elements were added and the water content was close to saturation.*

DOI: 10.3232/SJSS.2016.V6.N2.04

## RESUMO

*Diferentes autores sugerem que a formação da macroporosidade nos solos é uma consequência direta dos processos físicos, químicos e mudanças eco-edafológicas nas áreas de contato entre a matriz do solo e materiais grosseiros. Neste sentido, a macroporosidade é um aspeto de grande importância, uma vez que irá afetar a fase líquida e o meio gasoso e consequentemente as propriedades térmicas do solo. O objetivo deste estudo é avaliar a influência do material grosseiro na resistividade térmica global ( $R_{ho}$ ) de um solo arenoso. As amostras de solo adicionaram-se diferentes quantidades de areias grosseiras ( $massa_{\text{areias grosseiras}} \cdot massa_{\text{solo}}^{-1}$ ), com o objetivo de se atingir uma determinada densidade, as quais foram posteriormente recolocadas na coluna de solo. Para a medir a  $R_{ho}$  foi usado o método de calor pulsado (com base na norma ASTM 5334-08) enquanto que o teor de água ( $\theta$ ) foi calculado com sondas capacitivas. O dispositivo experimental foi mantido numa câmara isotérmica, para reduzir o o efeito da variação da temperatura nas medições. A relação  $R_{ho}(\theta)$  neste tipo de solos apresentou uma elevada variabilidade nos valores de resistividade térmica quando a percentagem de elementos grosseiros era de aproximadamente de 35% e o teor de água perto das condições de saturação.*

## 1. Introducción

En general, siguiendo a FAO (2006) y debido a las condiciones edafogénicas del propio suelo, los elementos gruesos se pueden encontrar desde muy pocos (sobre un 2%) a fracción dominante (> 80%) dentro del perfil edáfico. Desde hace décadas, algunos autores como Elbersen (1982) o Villani & Wright (1990) hacen mención de los efectos que pueden provocar los elementos gruesos en algunas propiedades de los suelos. García-Rodríguez (1985) presentó estudios cualitativos en relación a la masa, tamaño y profundidad donde se encuentran estos fragmentos del material parenteral no meteorizados y formando parte de la matriz suelo. Flint y Childs (1984) y Espeby (1989) comentan en sus trabajos los efectos que producen los elementos gruesos sobre la estructura y la porosidad del suelo, así como un aumento de la heterogeneidad y anisotropía del medio (Ingelmo et al. 1994).

Otra consecuencia provocada directamente por este tipo de elementos reside en el aumento de la dificultad de los diseños experimentales en campo. Principalmente, esto hace referencia a la instalación de sensores y dispositivos sin alterar la estructura edáfica en este tipo de medios de elevada heterogeneidad.

Beven y Germann (1982) sugieren que la formación de la macroporosidad en los suelos es una consecuencia directa de los procesos físicos, químicos, y de cambios eco-edafológicos en las áreas de contacto entre el suelo y los materiales gruesos. Así, esta macroporosidad, que es intrínseca al medio, adquiere especial relevancia y afectará tanto la fase líquida como la gaseosa del medio (Bouma 1983; White 1985) y, por tanto, a las propiedades térmicas del suelo. Otro aspecto importante es el control que ejercen estos flujos, especialmente, sobre el desarrollo del aparato radicular de la cubierta vegetal (Dexter 1986).

Son diversos los factores que afectan a la resistividad térmica de un suelo. Por ejemplo, el tipo de suelo es un importante factor por sus condiciones de formación, y por lo tanto, de su localización (Singh & Devid 2000). Otra importante variable que interviene de forma directa,

### PALABRAS

#### CLAVE

Flujo de calor,  
potencial mátrico,  
densidad, gravas.

### KEY WORDS

Thermal properties,  
moisture, density,  
gravels.

### PALAVRAS-

#### CHAVE

Propriedades  
térmicas, humidade,  
densidade,  
pedregosidade.

en el transporte del flujo térmico, es el contenido hídrico. Cuando la humedad en el suelo incrementa, la resistividad térmica presenta un comportamiento opuesto, aunque más allá de cierto contenido hídrico la tasa de disminución de esta resistividad térmica empieza a decrecer hasta mantenerse constante (Campbell & Norman 1998). Finalmente, una tercera variable que afectará a la resistividad térmica será la densidad aparente del suelo. Así, un suelo con una elevada densidad aparente disminuirá el espacio entre las partículas por tanto un mejor contacto entre éstas. Este efecto mejorará la transferencia del flujo de calor disminuyendo el valor de la resistividad térmica (Abu-Hamdeh 2003).

El objetivo de este trabajo es evaluar la influencia que pueden presentar los elementos gruesos sobre la resistividad térmica ( $R_{ho}$ ) de un suelo arenoso, pero debido a que existen numerosas variables que afectan a esta propiedad, y que en si mismas tienen su propia  $R_{ho}$ , se dividió el ensayo en dos objetivos operativos, (i) caracterizar la resistividad térmica global del suelo a estudiar en función de la variable contenido hídrico, y (ii) determinar la influencia de elementos gruesos de un mismo tamaño sobre la resistividad térmica global del suelo.

## 2. Materiales y métodos

Las muestras de suelo se obtuvieron de unas parcelas agrícolas en desuso situadas en el condado de Whitman, en el estado de Washington (USA). Después del tamizado de las muestras a 2000  $\mu\text{m}$ , se mezclaron para obtener muestras compuestas del suelo desde superficie hasta los 15 cm de profundidad.

Para la caracterización física y química del suelo se determinaron las variables densidad aparente, contenido en carbono orgánico, contenido en carbonato cálcico, contenido en agua higroscópica, y análisis granulométrico

para evaluar su clase textural (según USDA 1996).

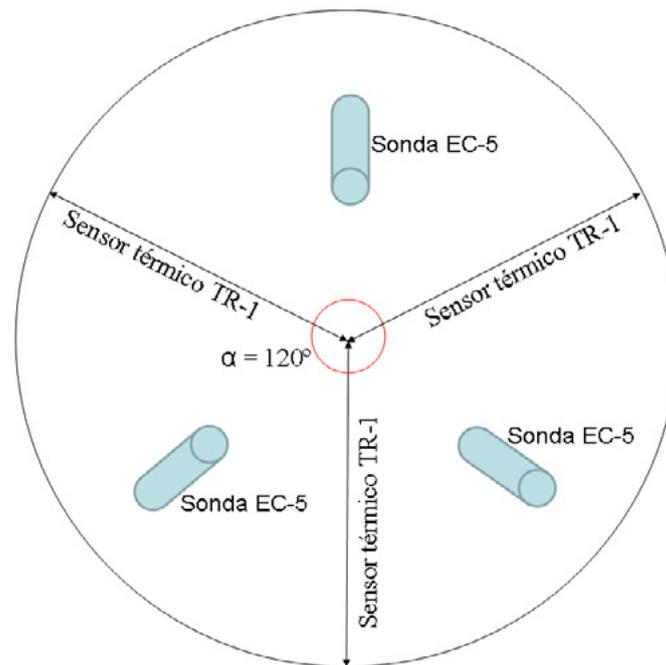
La determinación de las propiedades hidrodinámicas y térmicas se llevó a cabo utilizando un dispositivo de columna (**Figura 1**) de suelo de volumen conocido, siguiendo la pauta establecida por Rubio (2013, 2014). Se construyeron muestras sintéticas con diferentes porcentajes de elementos gruesos, gravas de 6-8 mm procedentes de la litología basáltica de la zona. Las gravas se distribuyeron en 10%, 25% y 35% gravas-masa suelo<sup>-1</sup> seco al aire, respectivamente. Una vez obtenidas, las muestras se compactaron en el dispositivo de columna.

Para la determinación de las propiedades térmicas se utilizaron sensores tipo TR-1 de aguja única (100 mm), y un lector data-logger KD2-Pro, con posibilidad de obtener un registro en continuo. Para la calibración de los sensores térmicos se utilizó un componente con base de glicerol suministrado por el fabricante.

La determinación del contenido hídrico se obtuvo a partir de sondas de reflectometría en el dominio de la frecuencia (FDR) ECH2O EC-5 conectadas a un data-logger Em-5b (Decagon Devices).

Ambos sensores (térmico e hídrico) se colocaron horizontalmente (paralelos a la superficie de la muestra), lo que permitió observar el comportamiento de estas variables a escala de columna, obteniendo un conjunto de datos precisos y fiables de la dinámica térmica e hídrica (**Figura 1**) y con la misma cantidad de masa crítica necesaria de influencia en todas las direcciones del sensor.

Según la densidad aparente objetivo de la muestra, y el contenido volumétrico de agua que presentan estos suelos para un potencial mátrico ( $\psi_m$ ) cercano a la capacidad de campo ( $\psi_{\text{teórico}} = -33 \text{ kPa}$ ), se calculó la dosis de aporte hídrico suficiente para mantener la muestra a los valores de humedad objetivo. La muestra se humectó siempre antes de ser compactada en la columna. El contenido hídrico se redistribuyó con



**Figura 1.** Vista en planta de la posición de los sensores térmicos y las sondas de contenido hídrico en el interior de la columna de poli-metil-metacrilato ( $\varnothing_{\text{interno}} = 160 \text{ mm}$ ).

la finalidad de lograr la máxima homogeneidad hídrica de la muestra. Posteriormente, se compactó en el dispositivo de columna por capas del mismo grosor utilizando una maza de próctor normal hasta llegar a su densidad aparente.

Se realizaron diferentes ensayos correspondientes a distintos contenidos hídricos desde seco al aire hasta saturación.

Una vez la muestra estuvo humectada y compactada en la columna, se colocaron 3 sensores TR-1 para la determinación de la resistividad térmica en cada muestra. Esto nos ayudaría a determinar la variabilidad por muestra (columna de suelo) y descartar, si los hubiere, errores del método. También, en la misma columna se colocaron tres sondas ECH2O EC-5 para medir el contenido hídrico. La superficie superior de la columna se cerró para evitar flujos evaporativos y se esperó un mínimo de 30 minutos para que el sistema llegara a una condición de equilibrio termo-hidrodinámico. Para ello, se utilizó una cámara isoterma (poliuretano extruído de 20 mm de grosor) con la finalidad de lograr la mínima deriva térmica,

tanto por variaciones ambientales como la intrínseca de la propia muestra. Los datos de la temperatura ambiental del interior de la cámara fueron recogidos utilizando una sonda ECT (Decagon Devices). Ésta, se conectó al mismo registrador de datos utilizado para la monitorización de los contenidos hídricos.

El intervalo de lecturas, en todos los casos, se determinó en 30 minutos entre cada registro. Este intervalo es el mínimo que se estableció para que el sistema retornara a sus condiciones de equilibrio, evitando así, que el flujo térmico utilizado durante el proceso de calentamiento del sensor afectara a la lectura siguiente.

El método utilizado para la determinación de las propiedades térmicas en general, y de la resistividad térmica en particular, se conoce como pulso de calor lineal, recogido en los estándares ASTM D5334-08 y IEEE 442-03. El método está basado en las soluciones teóricas desarrolladas para un medio homogéneo por Carslaw & Jaeger (1959) y Kluitenberg et al. (1993). En este trabajo se ha incorporado mayor heterogeneidad y anisotropía en el medio con la adición de elementos gruesos. Por

tanto, y atendiendo que, las determinaciones de resistividad térmica harán referencia a la resistividad térmica de cada fase y/o material por donde se transporta el flujo de calor, se ha preferido hablar de una resistividad térmica global del sistema, que diferenciará de la resistividad térmica de las gravas, el agua, el aire, y la fracción tierra fina.

### 3. Resultados y discusión

La caracterización del suelo estudiado (**Tabla 1**) mostró que las muestras se clasificaron como de textura arenosa (según USDA 1996). La distribución granulométrica mostró que, para la fracción limo el contenido fue de 6,7%, el contenido promedio de la fracción arena fue de 89,7%, mientras que la fracción arcilla presentó un valor promedio de 3,6%. La densidad aparente objetivo promedio de las muestras sin elementos gruesos estuvo alrededor de  $1,55 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$ , mientras que, el valor medio de la densidad aparente de las muestras que contenían las distintas fracciones de elementos gruesos fue de  $1,34 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$ . El contenido en

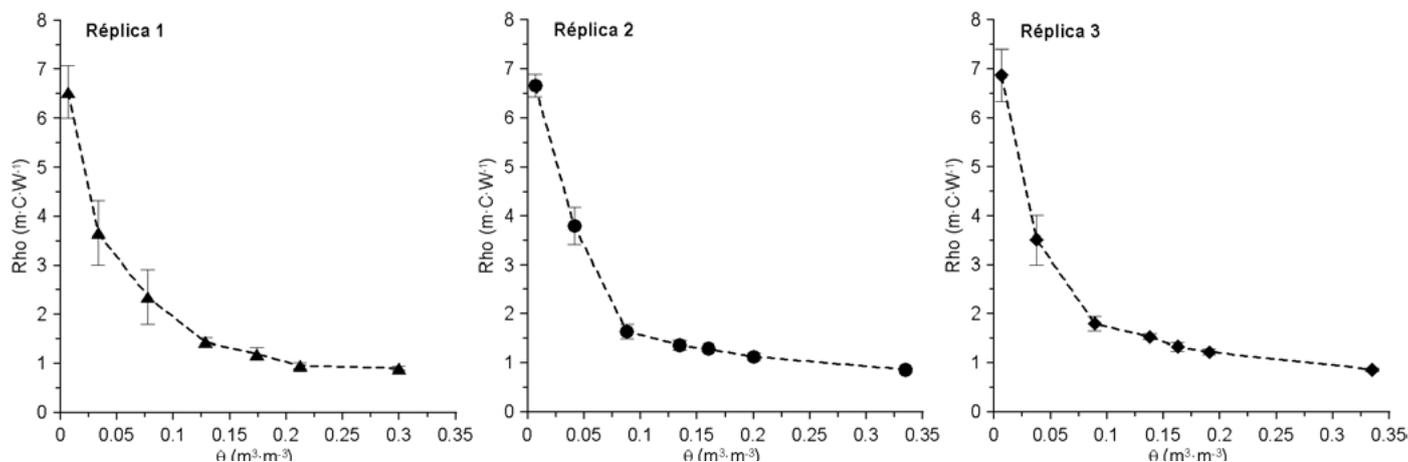
materia orgánica fue de 1,2%, mientras que el carbonato cálcico equivalente fue inferior al 3%. El contenido en sales solubles determinado a partir de la conductividad eléctrica en extracto 1:2,5 mostró un valor de  $0,27 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$ , siendo su pH moderadamente básico (8,2). El contenido hídrico higroscópico se mantuvo en 1,1%.

La **Figura 2**, muestra los valores de resistividad térmica global obtenidos para la muestra de suelo sin elementos gruesos.

En general, los valores obtenidos están dentro del rango de los obtenidos por otros autores, como por ejemplo Al Nakshabandi & Kohnke (1965) para el mismo tipo de clase textural. Los valores de resistividad térmica global obtenidos no difieren entre las réplicas en los diferentes escenarios de humedad. En todos los casos, el valor extremo, donde el suelo se encuentra con un contenido hídrico menor, y por tanto, las condiciones para la transmisión del flujo térmico son extremas, el valor promedio resultante fue de  $6,66 \text{ m}\cdot\text{C}\cdot\text{W}^{-1}$ , para las tres réplicas. Para los puntos de la curva donde el suelo es altamente conductivo, es decir, alrededor del punto de saturación, el valor promedio de Rho obtenido fue de  $0,87 \text{ m}\cdot\text{C}\cdot\text{W}^{-1}$  para el conjunto de las réplicas.

**Tabla 1.** Caracterización de variables físicas y químicas del suelo estudiado. BDavg = densidad aparente promedio; Pavg = porosidad promedio; C.E. = conductividad eléctrica pH = ext. 1:2,5; M.Org = materia orgánica;  $\text{CC}_{\text{equiv}}$  = carbonato cálcico equivalente; HW = agua higroscópica; LF = limo fino; LG = limo grueso; AT = arena total; s-c/eg = sin, con elementos gruesos

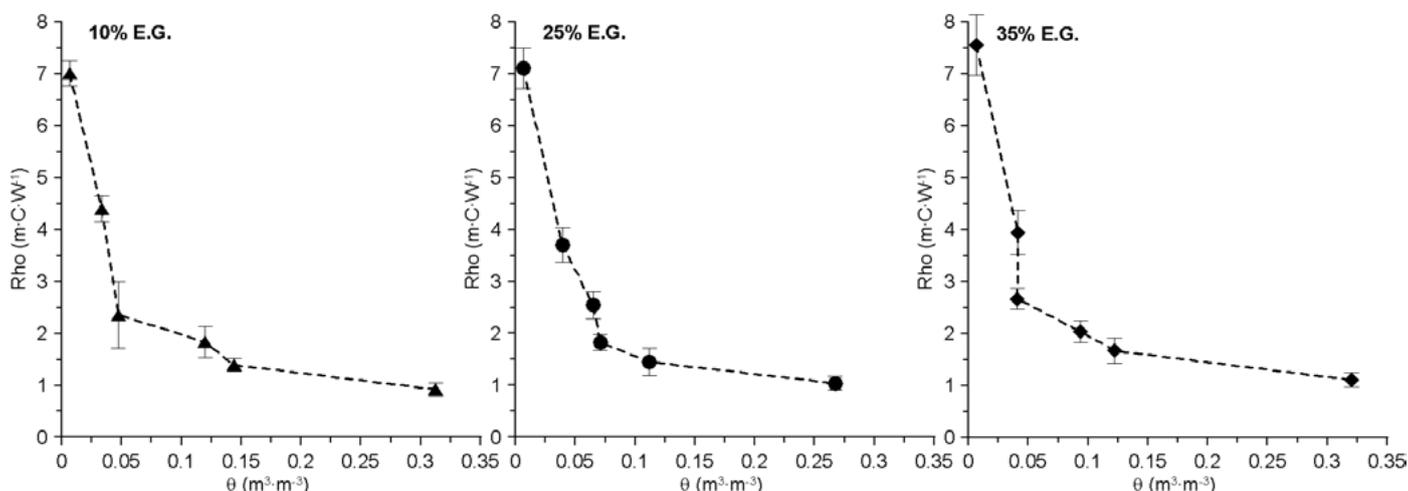
Variable	Valor	Unidad	Método
HW 105 °C	1,1	%	Reynolds 1970
M. Org.	1,19	%	Walkley y Black 1934
Arcilla	3,6	%	Gee y Bauder 1986
L.F.	1,0	%	Gee y Bauder 1986
LG.	5,7	%	Gee y Bauder 1986
A.T.	89,7	%	Gee y Bauder 1986
BDavg s/eg	1,55	$\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$	Douchaufour 1988
BDavg c/eg	1,34	$\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$	Douchaufour 1988
Pavg s/eg	41,5	%	MAPA 1986
Pavg c/eg	49,4	%	MAPA 1986
pH	8,2		ISO 10390:1994
C.E.	0,3	$\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$	USDA 1996
$\text{CC}_{\text{equiv}}$	< 3	%	Skinner et al. 1959



**Figura 2.** Resistividad térmica global promedio (Rho) y desviación estándar en función del contenido hídrico para la muestra de suelo sin elementos gruesos. Cada gráfica hace referencia a una réplica analizada.

En detalle, el comportamiento de los sensores dentro de cada réplica ha presentado la misma dinámica, con coeficientes de variación con respecto a la resistividad térmica global que pueden considerarse de aceptables, estando éstos en el rango de 5-20% para la réplica 1, entre 3 y 10% en la réplica 2; y alrededor de entre 3 y 14% para la réplica 3. Así, se puede considerar que, el error del propio método no interfirió, o fue imperceptible, en la determinación de la Rho en función de diversos estados de humectación para las muestras analizadas, presentando todas ellas una dinámica hídrica y térmica prácticamente idéntica.

La **Figura 3** muestra los resultados obtenidos para tres porcentajes diferentes de elementos gruesos, 10%, 25% y 35%. En términos generales, se puede observar que, cuando la muestra está seca al aire, los valores de resistividad térmica global (Rhoglobal) son prácticamente los mismos, independientemente de la cantidad de elementos gruesos que contenga la muestra. Sin embargo, cuando la muestra se encuentra en condiciones cercanas a saturación, el comportamiento varía relativamente según la cantidad que tenga de estos fragmentos.



**Figura 3.** Resistividad térmica global promedio (Rho) y desviación estándar en función del contenido hídrico para la muestra de suelo con diferentes contenidos de gravas (10%, 25% y 35%).

Un análisis detallado de la **Figura 3** pone de manifiesto que existe un área bien definida en la relación resistividad térmica global en función del contenido hídrico  $\text{Rho}(\theta)$ . Esta presenta valores de resistividad térmica global muy similares entre ellos, siendo la variable elemento grueso poco significativa, sobre todo para los contenidos de 10% y 25% de elementos gruesos. La muestra con un contenido en elementos gruesos del orden de 35%, mostró para estos mismos contenidos hídricos, una cierta homogeneización de los valores determinados para  $\text{Rho}_{\text{global}}$ , es decir, una menor dispersión de éstos.

La muestra con un 10% ( $\text{masa}_{\text{gravas}} \cdot \text{masa}_{\text{muestra}}^{-1}$ ) presentó un valor mínimo de  $\text{Rho}$  de alrededor de  $0,92 \text{ m} \cdot \text{C} \cdot \text{W}^{-1}$  y máximo de  $7,01 \text{ m} \cdot \text{C} \cdot \text{W}^{-1}$ . Para la muestra con un 25% ( $\text{masa}_{\text{gravas}} \cdot \text{masa}_{\text{muestra}}^{-1}$ ) los valores fueron del orden de  $1,04$  y  $7,11 \text{ m} \cdot \text{C} \cdot \text{W}^{-1}$ , respectivamente. Finalmente, la muestra con 35% ( $\text{masa}_{\text{gravas}} \cdot \text{masa}_{\text{muestra}}^{-1}$ ) mostró los valores mínimo y máximo más elevados,  $1,10$  y  $7,56 \text{ m} \cdot \text{C} \cdot \text{W}^{-1}$ . Estas diferencias entre valores para los diferentes contenidos en gravas se podrían relacionar con un aumento en la macroporosidad (Johansen 1975; Vanpelt 1976; Oschner et al. 2001) de la muestra, a la vez que existe una disminución en el contenido de material más fino que, funcionaría en la retención hídrica y en el aumento de poros de un menor tamaño.

La adición de gravas calibradas como elementos gruesos, conllevó que este tipo de suelos de textura arenosa presentara divergencias en los valores de resistividad térmica para un mismo contenido hídrico. En cualquier caso, y para todos los porcentajes de gravas, los valores de resistividad térmica global a partir de alrededor  $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  en contenido hídrico y hasta cerca de saturación, presentaron un aumento en su capacidad de transporte del flujo de calor. Por tanto, a medida que los contenidos en gravas aumentaron, los valores de resistividad térmica fueron también incrementando, presentando un máximo de  $\text{Rho}$  ( $7,59 \text{ m} \cdot \text{C} \cdot \text{W}^{-1}$ ) para un contenido en gravas del 35% ( $\text{masa}_{\text{gravas}} \cdot \text{masa}_{\text{muestra}}^{-1}$ ). Para este tipo de suelos de textura arenosa, las porosidades superiores al 5% ( $\text{vol}_{\text{aire}} \cdot \text{vol}_{\text{suelo}}^{-1}$ )

pueden presentar un rol crítico en cuanto a la resistividad térmica global del medio, que se volverá progresivamente más estable a medida que se acerque a condiciones de saturación (Naidu & Singh 2004).

La no linealidad en los valores de curva de resistividad térmica global y su relación con los diferentes contenidos en gravas para un suelo arenoso, podría explicarse atendiendo a las diferentes variables que se interrelacionan en el experimento. Los aumentos en los valores de  $\text{Rho}$  cuando el porcentaje de gravas aumenta se relacionarían con la propia resistividad térmica de los fragmentos añadidos, atendiendo que, la resistividad térmica de un suelo es la suma de las resistividades térmicas de los diferentes materiales y fases que lo forman (Campbell et al. 1994; Rubio et al. 2009).

Por otro lado, la monitorización de la temperatura de la muestra y de la cámara isoterma presentó una oscilación térmica prácticamente inapreciable, del orden de  $0,8 \text{ }^\circ\text{C}$ , manteniéndose las condiciones de equilibrio termo-hidro-dinámico en el interior del dispositivo de columna de suelo. En diversos estudios (De Vries 1963; Campbell et al. 1994; Campbell & Norman 1998), se observó que, en un suelo húmedo, entre el 10% y el 20% del calor transferido se realizaba en forma de calor latente a través del medio poroso. Este componente en forma de calor latente está fuertemente influenciado por la temperatura, y aumenta el doble de su valor para cada incremento de temperatura de  $10 \text{ }^\circ\text{C}$ . Por tanto, en nuestro caso, la variable temperatura produjo mínimos efectos en la resistividad térmica global, ya que la oscilación térmica, tanto en el interior de la muestra, como de la temperatura ambiente fue inferior a  $1 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Por el contrario, los valores de  $\text{Rho}$  que se relacionan con las muestras con o sin contenidos de gravas, pero que su contenido hídrico está por debajo de  $0,10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  podrían explicarse en base a la lámina de agua que rodea a los elementos gruesos (Al Nakshabandi & Kohnke 1965). La fase líquida del medio causaría una medida de resistividad térmica, por parte del sensor térmico, más cercana a la resistividad térmica del agua

( $Rho_{\text{agua}} \cong 1.72 \text{ m}\cdot\text{C}\cdot\text{W}^{-1}$ ), que a la esperable debida al aumento de la macroporosidad que se produce por el incremento de fragmentos gruesos en la muestra. En este caso, la relación más clara podría deberse a un incremento de la fase líquida y gaseosa del suelo (Koorevaar et al. 1983), esta última cuando se establece el calentamiento del medio por parte del sensor y, que explicaría estos valores de resistividad térmica. En este caso, el flujo de calor se produciría mediante el concurso de diferentes mecanismos de transporte. A través del material sólido el flujo de calor se realiza por conducción, mientras que, a través de los poros, actuarían en paralelo los mecanismos de conducción, convección (Jackson & Taylor 1965).

## 4. Conclusiones

Los suelos que presentan elevados contenidos en elementos gruesos si se comparan con el mismo suelo sin gravas, muestran variaciones en el comportamiento tanto de sus propiedades hídricas, como de sus propiedades térmicas, ya que éstas se encuentran íntimamente relacionadas.

Las diferencias más acusadas en los valores de resistividad térmica global se observaron cuando los porcentajes de gravas fueron del orden del 35%  $\frac{\text{masa}_{\text{gravas}}}{\text{masa}_{\text{muestra}}}$ . Probablemente, este hecho fue debido a la mayor porosidad de gran diámetro que comportó el incremento en la muestra del porcentaje de gravas. Esta macro-porosidad, en condiciones cercanas a saturación contribuyó al descenso de la resistividad térmica global a través de la lámina de agua, sin embargo, cuando la muestra estuvo en condiciones limitantes de humedad, los macroporos aumentaron el volumen de aire, y por tanto, aumentó la resistividad térmica.

Por el contrario, para porcentajes de gravas inferiores, la dinámica hídrica y térmica fue similar. Sin embargo, las mayores diferencias siempre se encontraron cuando el suelo estuvo

cercano a un estado de saturación, siendo siempre los valores de resistividad térmica global más bajos para las muestras sin contenidos en gravas. La geometría y grosor de la película de agua que rodea a las partículas de suelo, tuvo una especial relevancia en el proceso, ya que parte del flujo de calor en medios como el suelo se transporta por conducción entre las diferentes fases. Las divergencias en  $Rho$  sobre los resultados obtenidos fueron mínimas para contenidos hídricos considerados de higroscópicos, y máximas para escenarios que presentaron una humedad superior al 10% en contenido volumétrico de agua.

## 5. Agradecimientos

Se agradecen los comentarios del Dr. G. S. Campbell y el Dr. D. R. Cobos de la University of Washington State (WA, USA), así como la colaboración del Dr. Paulo A. da Silva Pereira de la Mykolas Romeris University (Lithuania) por su apoyo y revisión en la traducción del resumen al portugués.

## REFERENCIAS

- Abu-Hamdeh NH. 2003. Thermal properties of soils as affected by density and water content. *Biosystems Engineering* 86(1):97-102.
- Al Nakshabandi G, Kohnke H. 1965. Thermal conductivity and diffusivity of soils as related to moisture tension and other physical properties. *Agricultural Meteorology* 2:271-279.
- ASTM D5334-08. Standard Test Method for Determination of Thermal Conductivity of Soil and Soft Rock by Thermal Needle Probe Procedure.
- Beven K, Germann P. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour Res.* 18(5):1311-1325.
- Bouma J. 1983. Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. *Agric Water Manage.* 6:177-190.
- Campbell GS, Jungbauer Jr. JD, Bidlake WR, Hungerford RD. 1994. Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity. *Soil Sci.* 158:307-313.
- Campbell GS, Norman JM. 1998. *An Introduction to Environmental Biophysics.* 2nd Ed. New York: Springer Verlag.
- Carslaw HS, Jaeger JC. 1959. *Conduction of heat in solids.* Oxford: Oxford University Press.
- DeVries DA. 1963. Thermal properties of soils. In: van Wijk WR, editor. *Physics of plant environment.* Amsterdam: North-Holland Publishing Co. p. 210-235.
- Dexter A. 1986. Model experiments on the behaviour of roots at the interface between a tilled seed-bed and a compacted sub-soil. *Plant Soil* 95:135-147.
- Duchaufour Ph. 1988. *Pedologie.* Barcelona: Ed. Masson. 224 p.
- Elbersen G. 1982. Mechanical replacement processes in mobile soft calcic horizons: their role in soil and landscape genesis in an area near Merida, Spain. *Agricultural Research Report 919.* Wageningen: ITC. 220 p.
- Espeby B. 1989. Water flow in a forested till slope: Field studies and physically based modelling. Report 1052, Tritakut Series. Department of Land and water Resources. Royal Institute of Technology. Stockholm. p. 1-33.
- FAO. 2006. *Guidelines for soil description.* 4th edition. Rome: FAO. 109 p.
- Flint A, Childs A. 1984. Physical properties of rock fragments and their effect on available water in skeletal soils. In: Kral D, editor. *Erosion and Productivity of Soils Containing Rock Fragments,* 13. Madison, WI, USA: Soil Science Society America. p. 91-103.
- García-Rodríguez A, editor. 1985. *Estudio edáfico de la provincia de Valladolid: mapa de suelos, escala 1:100.000 de la zona situada al sur del río Duero,* 1. Salamanca: Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 206 p.
- Gee GW, Bauder JW. 1986. Particle size analysis. In: Klute A, editor. *Methods of Soil Analysis. Part I. Monograph 15.* Madison, WI, USA: American Society of Agronomy. p. 383-411.
- IEEE 442-03. *Guide for Soil Thermal Resistivity Measurements.*
- Ingelmo F, Cuadrado S, Ibañez A, Hernández J. 1994. Hydric properties of some Spanish soils in relation to their rock fragment content: implications for runoff and vegetation. *Catena* 23:73-85.
- ISO 10390:1994. *Soil quality. Determination of pH.*
- Jackson RD, Taylor SA. 1965. Heat Transfer. In: Black CA, editor. *Methods of soil analysis. Agronomy Series 9.* Madison, WI, USA: American Society of Agronomy.
- Johansen O. 1975. *Thermal conductivity of soils.* Ph.D. Thesis. Trondheim, Norway.
- Kluitenberg GJ, Ham JM, Bristow KL. 1993. Error analysis of the heat pulse method for measuring soil volumetric heat capacity. *Soil Sci Soc Am. J.* 57:1444-1451.
- Koorevaar P, Menelik G, Dirksen C. 1983. *Elements of soil physics. Developments in soil science 13.* New York: Elsevier. 230 p.
- Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. 1986. *Métodos Oficiales de Análisis. Tomo III.* Madrid: Ed. Secretaría General Técnica M.A.P.A. 532 p.
- Naidu AD, Singh DN. 2004. A generalized procedure for determining thermal resistivity of soils. *International Journal of Thermal Sciences* 43:43-51.
- Ochsner TE, Horton R, Ren T. 2001. A new perspective on soil thermal properties. *Soil Sci Soc Am J.* 65:1641-1647.
- Reynolds SG. 1970. The gravimetric method of soil moisture determination. Part I. A study of equipment and methodological problems. *Journal of Hydrology* 11:258-273.
- Rubio CM. 2013. A laboratory procedure to determine the thermal properties of silt loam soils based on ASTM D 5334. *Applied Ecology and Environmental Sciences* 1(4): 45-48.
- Rubio CM. 2014. Applicability of column devices to measure thermal properties in porous media. *Transactions on Geosciences* 1(2):50-59.

- Rubio CM, Josa R, Cobos DR, Ferrer F. 2009. Determinación de la resistividad térmica 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.
- Singh DN, Devid K. 2000. Generalized relationships for estimating soil thermal resistivity. *Experimental Thermal Fluid Sci.* 22:133-143.
- Skinner SIM, Halstead RL, Brydon JE. 1959. Quantitative manometric determination of calcite and dolomite in soils and limestones. *Can J Soil Sci.* 39:197-204 p.
- USDA. 1996. Soil survey laboratory methods manual. Soil Survey Investigations Report N° 42. Washington DC, USA: NRCS. 693 p.
- Vanpelt DJ. 1976. Thermal conductivity measurements of crushed stone and gravel aggregate. CRREL Technical Note, unpublished.
- Villani M, Wright R. 1990. Environmental influences on soil macroarthropod behaviour in agricultural systems. *Annu Rev Entomol.* 35:249-269.
- Walkley A, Black IA. 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *J Soil Sci.* 37:29-38.
- White R. 1985. The influence of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil. *Adv Soil Sci.* 3:89-120.