DETERMINACIÓN DE LA RESISTIVIDAD TÉRMICA EN FUNCIÓN DE LA HUMEDAD PRECEDENTE PARA UN SUELO FRANCO LIMOSO CON DIFERENTES PORCENTAJES DE GRAVAS

Carles M. Rubio[1,2]*, Ramon Josa[1] Douglas R. Cobos[3] y Francesc Ferrer[2]

1: Departamento de Ingeniería Agroalimentaria y Biotecnología
Universidad Politécnica de Catalunya
Av. Canal Olímpic 15, 08860 Castelldefels
e-mail: carles.rubio@upc.edu, web: https://www.deab.upc.edu
e-mail: carles@lab-ferrer.com, web: http://www.lab-ferrer.com
e-mail: ramon.josa@upc.edu, web: https://www.deab.upc.edu

2: Departamento de Biofísica Ambiental y Suelos
Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting
Ferran Catòlic 3, 25200 Cervera
e-mail:francesc@lab-ferrer.com, web: http://www.lab-ferrer.com

3: Decagon Devices, Inc.
2365 NE Hopkins Court, (WA, USA)
e-mail: doug@decagon.com, web: http://www.decagon.com

Palabras clave: propiedades térmicas, KD2-Pro, contenido hídrico, KS-1, estándar ASTM D 5334-05

RESUMEN. *Este trabajo presenta el estudio y relación entre la dinámica térmica e hídrica para un suelo franco limoso bajo condiciones controladas de laboratorio. Las muestras se obtuvieron del Camí de Can Solé (NE de España). La propiedades térmicas se determinaron con un sensor térmico de aguja simple, el cual utiliza el método del pulso de calor. El experimento se realizó en columnas de suelo monitorizadas con el objeto de determinar el contenido hídrico y propiedades térmicas con un registro en continuo. A las muestras de suelo se le añadieron diferentes porcentajes de gravas para observar la variación de las propiedades térmicas en función de los elementos gruesos. El estudio de la variabilidad de los datos térmicos e hídricos para este tipo de suelos ha mostrado que las variaciones más acusadas se observan para los porcentajes de 10% y 50% de elementos gruesos, teniendo especial relevancia la posición del sensor térmico en la muestra. Las mínimas divergencias en los resultados se obtuvieron para los contenidos hídricos más elevados.*

ABSTRACT. *This work presents the study of the relationship between the thermal and water dynamics for silt loam soils under laboratory conditions. The samples were obtained from Camí de Can Solé (NE of Spain). The determination of the thermal properties was performed with a thermal sensor of single needle, which uses the infinite line heat source method. The experiments were carried out on monitorized soil columns where their water content and thermal properties were continuously recorded. Different percentages of gravels were added to the soil samples. The variability of the information gathered depending on the coarse fragments was observed. The variability of the thermal and water content data has involved a better understanding about thermal dynamic's.*

1. INTRODUCCIÓN

Por convenio, la nomenclatura "elemento grueso", en un suelo, hace referencia a toda partícula que no es capaz de atravesar un tamiz con un diámetro de luz de 2000 μm. Es usual, que debido a las condiciones de formación de un suelo encontremos una relativa abundancia de materiales gruesos en el perfil. En la literatura podemos

encontrar estudios referidos a la importancia de los efectos que comportan estos elementos sobre las propiedades térmicas de los suelos (Elbersen, 1982; Villani y Wright, 1990). En algunos de ellos podemos encontrar referencias cuantitativas en relación a la masa, tamaño y profundidad de estos materiales (García-Rodríguez, 1985), o bien información sobre los efectos que pueden producir, por ejemplo, sobre la porosidad del suelo (Flint y Childs, 1984; Espeby, 1989).

En investigaciones anteriores sobre la dinámica de las propiedades térmicas e hídricas en medios porosos con elevados contenidos en elementos gruesos, se ha observado que éstos causan heterogeneidad y anisotropía en el medio (Ingelmo et al., 1994). Suelos con porcentajes elevados de éstos fragmentos presentan, además, problemas en el diseño experimental. Estos problemas radican, principalmente, en las dificultades que comportan la instalación de los diferentes sensores y dispositivos cuando se intenta monitorizar este tipo de escenarios, para realizar un muestreo suficientemente representativo sin alterar la estructura edáfica.

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 la matriz edáfica y los materiales gruesos. Así, esta macroporosidad intrínseca adquiere especial relevancia, ya que 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 a tener en cuenta es el control que ejercerán estos flujos, especialmente sobre el desarrollo del aparato radicular de la cubierta vegetal (Dexter, 1986).

El objetivo de este trabajo es evaluar la influencia que pueden presentar los elementos gruesos en la relación entre las propiedades térmicas (resistividad térmica en particular) e hídricas de un suelo franco limoso.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Las muestras de suelo se obtuvieron de unas parcelas agrícolas en que habitualmente se realizan cultivos de *Cynara scolimus*, y están situadas en la plana deltáica del río Llobregat (NE de España). Se realizaron muestras compuestas con suelo obtenido desde superficie hasta los 30 cm de profundidad.

Para la caracterización física y química del suelo se han determinado las variables densidad aparente, contenido en carbono orgánico, contenido en carbonato cálcico, contenido en agua higroscópica, y la granulometría de la muestra, que determinará la clase textural.

La determinación de las propiedades hidrodinámicas y térmicas se ha realizado utilizando un dispositivo de columna de suelo de volumen conocido, siguiendo la pauta establecida por el estándar ASTM D 5334-05. Se construyeron muestras sintéticas con diferentes porcentajes de elementos gruesos, gravas de 2-4 mm y gravas de 4-8 mm, distribuidas en 25% y 75% kg-gravas·kg-suelo^{-1} seco al aire, respectivamente. Una vez obtenidas, se recompactaron en el dispositivo de columna.

Para la determinación de las propiedades térmicas se utilizaron sensores tipo KS-1 de aguja simple (Decagon Devices), y un lector-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) ECH$_2$O EC-5 conectadas a un data-logger Em-5b (Decagon Devices).

Ambos sensores (térmico e hídrico) se colocaron verticalmente (perpendicular a la superficie de la muestra), lo que permitió, observar el comportamiento térmico e hídrico integrado en profundidad, y por tanto, obtener un conjunto de datos de la dinámica térmica e hídrica con una profundidad de 6 cm y 5 cm, respectivamente.

Según la densidad aparente objetivo de la muestra, y el contenido volumétrico de agua que presentan estos suelos para un potencial mátrico cercano a la capacidad de campo (-33 kPa), se calculó la dosis de aporte hídrico suficiente para mantener la muestra a la mitad de este valor, alrededor de 0.150 $m^3 \cdot m^{-3}$. La muestra se humectó antes de ser recompactada en la columna. El contenido hídrico se redistribuyó con la finalidad de lograr la máxima homogeneidad hídrica de la muestra. Posteriormente, se recompactó en el dispositivo de columna hasta llegar a la densidad aparente objetivo.

Una vez la muestra sintética estuvo recompactada y los diferentes sensores y sondas colocados, se dejaron un mínimo de 15 minutos para que el sistema llegara a una condición de equilibrio. Para ello, se utilizó una cámara isoterma con la finalidad de lograr la mínima deriva térmica, tanto ambiental como la intrínseca a la propia muestra. Los datos térmicos del interior de la cámara fueron recogidos utilizando una sonda ECT (Decagon

Devices) conectada al mismo datalogger que se utilizó para la monitorización de los contenidos hídricos. El intervalo de lecturas, en todos los casos, se determinó en un mínimo de 15 minutos entre cada una. El método utilizado para la determinación de las propiedades térmicas en general, y de la resistividad térmica en particular, se conoce como Infinite Line Heat Source (ILHS). Funciona aplicando una fuente de calor que es generada por un calentador inserto en el propio sensor, y por tanto, es necesario de un tiempo mínimo para que la muestra, una vez suministrado el pulso de calor, pueda volver a sus condiciones iniciales.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los suelos estudiados fueron clasificados como de textura franco limosa (según USDA). La distribución granulométrica mostró que, para la fracción limo el contenido siempre fue superior al 60%, el contenido promedio de la fracción arena fue alrededor del 34%, mientras que la fracción arcilla presentó valores promedio de alrededor del 4%. La densidad aparente promedio es de 1.47 $g \cdot cm^{-3}$. El contenido en carbono orgánico total fue de alrededor del 3.1%, mientras que el contenido medio de carbonato de calcio fue en el 40.3%.

La Figura 1, muestra los valores de resistividad térmica obtenidos para un suelo franco limoso al que se le han añadido diferentes contenidos de gravas. El hecho de escoger la propiedad resistividad térmica radica en su "habitual" utilización en diversas disciplinas, desde aplicaciones en ingeniería civil hasta experimentos de transferencia térmica en suelos que presentan "*permafrost*".

En general, los valores obtenidos están dentro del rango de los obtenidos por otros autores, como por ejemplo Al Nakshabandi and Kohnke (1964) para el mismo tipo de clase textural. En detalle, para un mismo contenido hídrico (alrededor de la mitad del valor promedio para capacidad de campo), estos suelos presentan divergencias en los valores de resistividad térmica cuando el porcentaje de gravas es de alrededor del 10% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$. La determinación para el mismo suelo sin gravas presentó un valor promedio cercano a 1.7 $m \cdot K \cdot W^{-1}$. A medida que los contenidos en gravas aumentaron, los valores de resistividad térmica fueron aumentando, presentado un máximo de R (3.1 $m \cdot K \cdot W^{-1}$) para un contenido en gravas del 10% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$, donde, y partir de éste se mantuvo un descenso lineal hasta un segundo incremento, que se manifestó cercano al 50% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$ en contenido en gravas. El mínimo valor alcanzado fue de 1.3 $m \cdot K \cdot W^{-1}$, que correspondió a un porcentaje de gravas del 80% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$.

La no linealidad en la curva de resistividad térmica y su relación con los diferentes contenidos en gravas para un suelo franco limoso, podría explicarse atendiendo a las diferentes variables que se interrelacionan en el experimento. Los aumentos en los valores de R cuando el porcentaje de gravas fue del 10% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$, se pueden relacionar con un aumento en la porosidad (Johansen, 1975; Vanpelt, 1976; Oschner et al., 2001) debido al incremento de elementos gruesos, así como la colocación del sensor térmico, cuya posición vertical posiblemente elevó la anisotropía del medio, presentando variaciones de esta propiedad térmica según la posición del sensor dentro de la muestra. Las porosidades inferiores al 40% $vol \cdot vol^{-1}$ (fracción de aire) presentan un rol crítico en cuanto a la conductividad térmica, o bien, su inverso, la resistividad térmica (Naidu y Singh, 2004).

Por otro lado, la monitorización de la temperatura de la muestra y de la cámara isoterma (Fig. 1) presentó una oscilación térmica prácticamente imperceptible, del orden de 0.8 ºC, manteniéndose las condiciones de equilibrio termo-hidro-dinámico en el interior del dispositivo de columna de suelo. En diversos estudios (De Vries, 1963; Campbell y Jungbauer, 1994; Campbell y 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 ºC. Por tanto, en nuestro caso, la variable temperatura produjo mínimos efectos en la resistividad térmica, ya que las variaciones de ésta, tanto en el interior de la muestra como, en la temperatura ambiente fueron inferiores a 1 ºC.

Por el contrario, los valores mínimos que se obtuvieron para R se relacionan con los contenidos de gravas más elevados (80% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$). Este fenómeno podría explicarse en base a la lámina de agua que rodea a los elementos gruesos (Al Nakshabandi and Kohnke, 1964). La fase líquida del medio causaría una lectura de R, por parte del sensor térmico, más cercana a la resistividad térmica del agua ($R_{agua} \cong 1.5$ $m \cdot K \cdot W^{-1}$), 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 gaseosa del suelo

(Koorevaar et al., 1983), que supondría el incremento de los valores obtenidos para la resistividad térmica para este contenido de gravas.

La Figura 2, muestra la relación entre resistividad térmica y el contenido hídrico para un suelo franco limoso con un contenido de gravas de alrededor del 35% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$, la relación entre la resistividad térmica y el contenido hídrico. En este caso se colocaron dos sensores térmicos KS-1 en el dispositivo de columna. Se optó por diferentes posiciones con respecto a la superficie de la muestra: uno en vertical (perpendicular a la superficie), y otro en horizontal (paralelo a la superficie).

Los resultados indican que, efectivamente, el sensor térmico colocado verticalmente produjo ciertas divergencias al integrar un volumen en profundidad. La monitorización de la muestra indicó que para un mismo contenido hídrico se obtuvieron valores diferentes de resistividad térmica, siendo siempre más elevados para el sensor colocado en posición vertical. Ambos sensores coincidieron para un mismo valor de resistividad térmica cuando el contenido hídrico fue de alrededor del 20% $vol \cdot vol^{-1}$. Las diferencias encontradas podrían explicarse debido a la interacción espacial que existe entre la transferencia de calor, y la humedad de la muestra, siendo los factores de mayor importancia, el grosor y la geometría de la "película" de agua que se forma alrededor de las partículas de suelo, cuando éstas presentaron un contenido hídrico superior a 15% $vol \cdot vol^{-1}$. El sensor colocado en el plano horizontal, obtuvo medidas donde la "película" de agua fue más homogénea, mientras que el sensor colocado en la vertical, distribuyó el pulso de calor por diferentes micro-escenarios, donde se interaccionaban aumentos y disminuciones de la fase líquida a favor de la fase gaseosa del suelo, presentando un aumento del valor de la resistividad térmica.

4. CONCLUSIONES

Los suelos que presentan elevados contenidos en elementos gruesos, presentan, a su vez, variaciones en el comportamiento tanto de sus propiedades hídricas, como de sus propiedades térmicas, ya que, éstas se encuentran íntimamente relacionadas.

Las variaciones más acusadas se observaron cuando los porcentajes de gravas fueron del orden del 10% y 50%.

Por el contrario, para un mismo porcentaje de gravas la dinámica hídrica y térmica de la muestra presentó variaciones debidas a la geometría y grosor de la película de agua que rodea a las partículas de suelo, teniendo una especial relevancia la colocación del sensor en la muestra. Las divergencias en los resultados obtenidos fueron mínimas para contenidos hídricos elevados, y máximas para escenarios que presentaron una humedad inferior a la mitad del valor promedio de la capacidad de campo para este suelo franco limoso.

Agradecimientos. Este trabajo fué financiado por el projecto HYDRUS-LAB (PTQ05-02-03451) del Ministerio de Ciencia e Innovación y por Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting Center. El primer autor disfruta de un contrato postdoctoral Torres Quevedo del Ministerio de Ciencia e Innovación. Los autores agradecen la colaboración al Dr. G. S. Campbell y al Dr. C. S. Campbell, ambos en Decagon Devices, Inc. por sus comentarios y a la Washington State University (Pullman, WA, USA).

REFERENCIAS

Al Nakshabandi G., Kohnke H., 1965. Termal conductivity and diffusivity of soils as related to moisture tension and other physical properties. Agricultural Meteorology, 2: 271-279.

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 G. S., Jungbauer Jr. J.D., Bidlake W.R., Hungerford R.D., 1994. Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity. Soil Sci. 158:307-313.

Campbell G. S., 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.

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.

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, ITC, Wageningen, 220 pp.

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, 1-33.

Flint, A. y S. Childs, 1984. Physical properties of rock fragments and their effect on available water in skeletal soils. In: D. Kral (Editor), Erosion and Productivity of Soils Containing Rock Fragments, 13. *Soil Science Society America*, Madison, WI, 91-103.

Garcia-Rodriguez A. (Editor), 1985. Estudio ed~ifico de la provincia de Valladolid: mapa de suelos, escala 1 : 100.000 de la zona situada al sur del rio Duero, 1. *Consejo Superior de lnvestigaciones Cientificas*. Salamanca, 206 pp.

Ingelmo F., S. Cuadrado, A. Ibafiez y J. Hernandez, 1994. Hydric properties of some Spanish soils in relation to their rock fragment content: implications for runoff and vegetation. *Catena*, 23, 73-85.

Johansen O., 1975. *Thermal conductivity of soils*, Ph.D. Thesis, Trondheim, Norway.

Koorevaar P., G. Menelik y C. Dirksen, 1983. *Elements of soil physics*. Develop. in soils science 13. Elsevier, New York, 230 p.

Naidu A.D.y D.N. Singh, 2004. A generalized procedure for determining thermal resistivity of soils. *International Journal of Thermal Sciences* 43, 43–51

Ochsner T.E., Horton R., Ren T., 2001. A new perspective on soil thermal properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 65, 1641-1647.

Singh D.N. y K. Devid, 2000. Generalized relationships for estimating soil thermal resistivity. *Experimental Thermal Fluid Sci.*, 22, 133-143.

Vanpelt D.J., 1976.*Thermal conductivity measurements of crushed stone and gravel aggregate*, CRREL Technical Note, Unpublished.

Villani M. y R. Wright, 1990. Environmental influences on soil macroarthropod behaviour in agricultural systems. *Annu. Rev. Enthomol*., 35, 249-269.

White R., 1985. The influence of macropores on the transport of disolved and suspended matter through soil. *Adv. Soil Sci*., 3, 89-120.

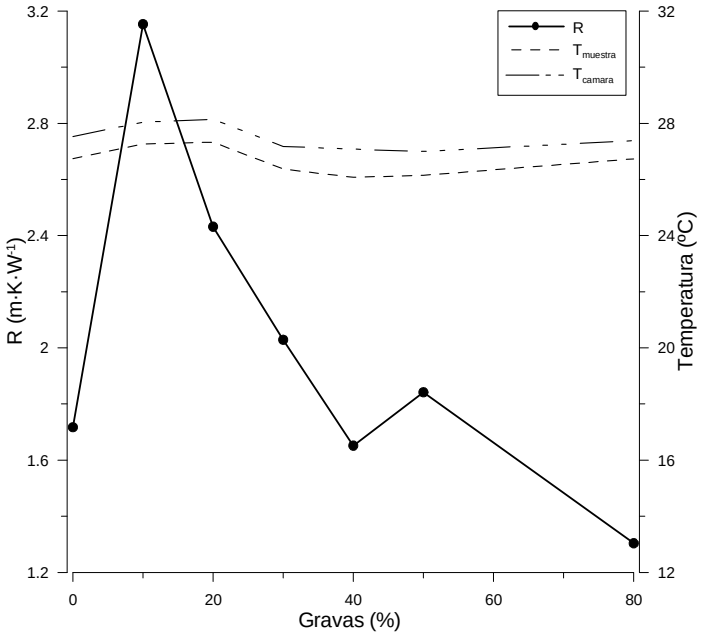

Figura 1. Relación entre la variable resistividad térmica (R) y diferentes contenidos en gravas para un suelo franco limoso. $T_{muestra}$ = temperatura en el interior de la muestra; $T_{cámara}$ = temperatura en el interior de la cámara isoterma.

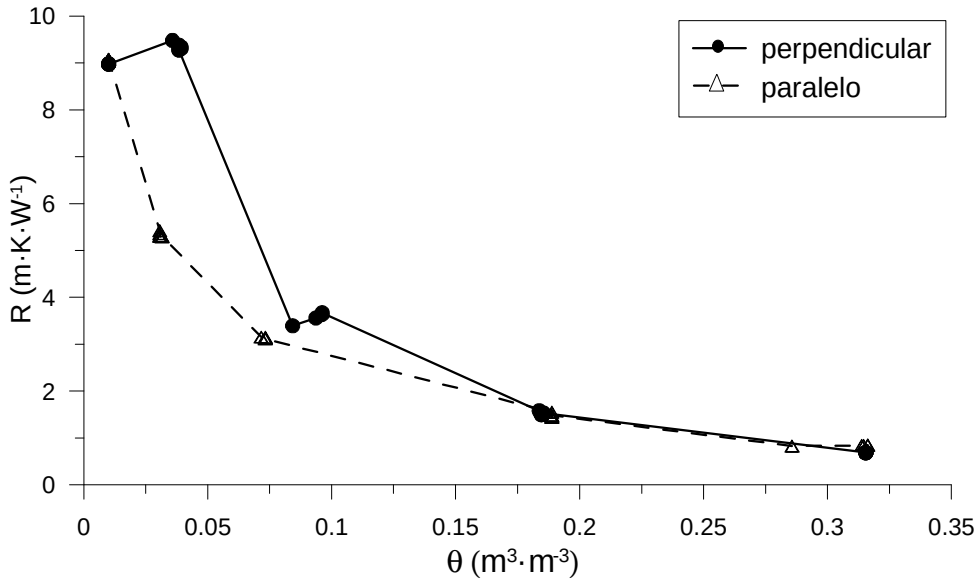

Figura 2. Relación entre la resistividad térmica de un suelo franco limoso y el contenido volumétrico de agua, con inserción del sensor en vertical (posición perpendicular a la superficie de la muestra), y en horizontal (posición paralelo a la superficie de la muestra).