

¿PUEDE LA TEMPERATURA INDICAR LA EVOLUCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO?

V. García-Gamero^{1*}, A. Laguna², A. Peña³, T. Vanwalleghem¹, M.P. González⁴, y J.V. Giráldez^{1,5}

¹ Universidad de Córdoba, Dpto. de Agronomía, Cra Madrid km 396, 14071 Córdoba. ag02gagav@uco.es; ag2vavat@uco.es

² Universidad de Córdoba, Dpto. de Física Aplicada, Cra Madrid km 396, 14071 Córdoba. falalua@uco.es

³ Universidad de Córdoba, Dpto. de Ingeniería Rural, Cra Madrid km 396, 14071 Córdoba. ir1peala@uco.es

⁴ IFAPA, Centro Alameda del Obispo, G. Ingeniería y Tecnología Agroalimentaria, Avda. Menéndez Pidal s/n 14004 Córdoba. mariap.gonzalez.d@juntadeandalucia.es

⁵ IAS, CSIC, Depto. de Agronomía, Avda. Menéndez Pidal s/n 14080 Córdoba. ag1gigej@uco.es

RESUMEN. De forma a similar al método hidrogeológico de estimación de la carga y descarga de acuíferos freáticos a través de la variación de la evolución de la temperatura en los mismos, se podría usar la ecuación del flujo de calor por conducción y convección para evaluar la intensidad de la recarga de agua en el suelo. Para probar esta posibilidad se han ajustado unas soluciones de la ecuación de flujo de calor en el suelo a los datos medidos en un ensayo de campo en unos suelos formados sobre granitos de la Sierra Morena cordobesa.

Los resultados obtenidos han permitido estimar bien los valores de la difusividad térmica aparente, recogiendo la variación del valor de este parámetro con la humedad del suelo. Sin embargo, los valores de la intensidad de la recarga aparecen sobrevalorados.

De esta forma, aun mostrando la evolución de la temperatura del suelo la influencia de la recarga del perfil, su estimación no es muy precisa aún, por lo que se requiere una información adicional.

ABSTRACT. The use of heat as hydrogeological tracer in phreatic aquifers is widely accepted. In this report, this method has been applied to the analysis of the soil water recharge from the study of the temporal variation of the temperature measured at several depths along a large period.

Some solutions of the heat convection-diffusion equation under steady-state conditions have applied to the estimation of the apparent thermal diffusivity of the soil and of the average water recharge.

The results show that the estimation of the apparent thermal diffusivity gives reasonable results whereas the estimation of the average water recharge yields greater values than what was expected.

Furthermore, refined treatments are required to get more accurate estimations of the average soil water recharge.

1.- Introducción

La radiación neta que incide sobre la superficie del suelo induce un flujo de calor en el mismo, principalmente por conducción en el que el calor se transmite a través de los

componentes sólidos, líquidos y gaseosos. Este proceso se caracteriza por la capacidad del suelo para conducir el calor, la conductividad térmica, λ ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$), que depende de la disposición geométrica de las partículas y de sus respectivas contribuciones al conjunto, como inicialmente propuso de Vries (1963), y la capacidad calorífica volumétrica del suelo, C_s ($\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$), que representa la energía necesaria para aumentar la temperatura, T , que es la magnitud que se puede medir mejor, en un grado. La ecuación que describe la evolución temporal de la temperatura en el perfil del suelo, en el tiempo t , y a la profundidad z , Ec. 1, es una ecuación de difusión típica, en la que se suele admitir que la conductividad térmica no varía en el proceso de conducción de calor, por lo que el valor de esta y el de la capacidad calorífica se engloban en un solo parámetro conocido como la difusividad térmica, con el adjetivo aparente, por su carácter integrador de las condiciones edáficas, κ (m^2s^{-1})

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{C_s} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \equiv \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (1)$$

Cuando el agua de lluvia se infiltra en el suelo, su temperatura no suele ser la misma que la de la solución del suelo, por lo que bien por estar más caliente o más fría la diferencia térmica entre el agua que llega y la residente causan un intercambio de energía, y, consecuentemente, cambio de la temperatura que se detecta en los sensores localizados a diferentes profundidades. El aporte de energía se representa en la ecuación (1) con la densidad del flujo de agua, q , capacidad calorífica del agua, C_w , así como por variación de la difusividad térmica con respecto a la temperatura, $\partial\kappa/\partial T$, englobados en un parámetro, W (ms^{-1}), llamado intensidad de recarga

$$W = \frac{C_w}{C_s} q - \frac{\partial\kappa}{\partial T} \quad (2)$$

Con esta inclusión la ecuación (1) se convierte en

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - W \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3)$$

En la Fig. 1 se aprecia la evolución de la temperatura en uno de los perfiles de medida que se describirán en la

sección de Material y métodos, comparando los datos térmicos del aire y de diferentes profundidades del suelo, en el periodo 28 de febrero a 13 de marzo de 2018, en los que, tras una prolongada sequía otoñal e invernal, apareció una racha de días con chubascos. Los cambios de la temperatura con la lluvia son evidentes.

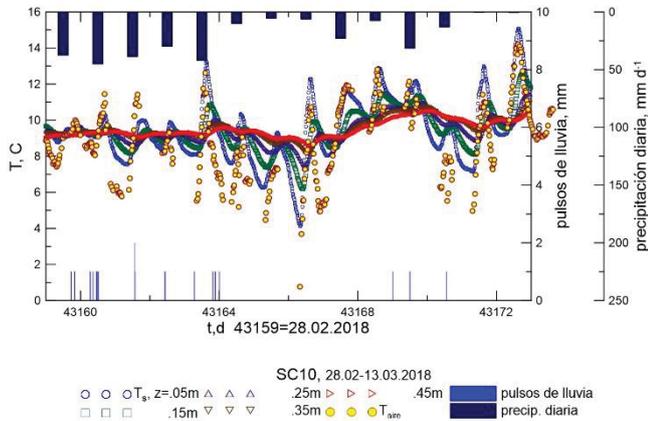


Fig. 1. Precipitación y evolución de la temperatura en superficie y a distintas profundidades en uno de los perfiles.

Los geofísicos del petróleo habían observado en los años treinta del pasado siglo que el flujo de agua y otros fluidos modifican los gradientes térmicos en la Corteza terrestre como indicaban Bredehoeft y Papadopoulos (1965). Casi simultáneamente, pero de forma independiente, Stallman (Stallman, 1965) y Suzuki (1960) propusieron el análisis de la temperatura del suelo para estimar el flujo vertical de agua en el mismo, aplicando una solución a la ecuación del flujo de calor por conducción y convección que estaban en el libro de Carslaw y Jaeger (1959 § 15.2.III). En su trabajo Stallman (1965) sugería que el límite de detección de este método era elevado. ¿Es posible usarlo en medidas someras de la temperatura del suelo medidas en campo?

En este trabajo se muestran las observaciones de un ensayo de campo analizadas con la solución de la ecuación de conducción y convección del calor para estimar la intensidad de la recarga diaria de agua en el suelo.

2.- Material y métodos

2.1. Características del ensayo

Entre junio y julio de 2016, se instaló una red de sensores de capacitancia, CS655 (Campbell Scientific) que empezó a registrar el 24.11.2016. Estos sensores miden la humedad, la conductividad eléctrica, y la temperatura del suelo.

Los sensores se instalaron en siete puntos a lo largo de dos laderas con orientación opuesta, Norte-Sur, SC-10 a SC-4, a 5 profundidades diferentes (0.05, 0.15, 0.25, 0.35, y 0.45 m con la excepción de los puntos SC4 y SC5 en los que, por lo superficial del perfil del suelo, los dos sensores y el sensor localizados a mayor profundidad,

respectivamente, no pudieron ser instalados). Las medidas fueron registradas a intervalos de 30 minutos.

Unos paneles solares con una potencia máxima de 15 W a 12 V suministran la energía necesaria para el mantenimiento y el registro de los datos.

En el periodo comprendido entre el 28 de febrero y el 13 de marzo, como se indicó en la sección anterior, las precipitaciones diarias fueron elevadas, aunque hubo un cambio en las temperaturas.

Respecto a los datos climáticos, la precipitación diaria y la temperatura del aire fueron registradas por una estación meteorológica automatizada instalada por el Instituto Andaluz de Investigación y Formación Agraria (IFAPA) en una zona próxima al lugar de estudio. Los pulsos de lluvia, por otro lado, fueron registrados por los pluviómetros instalados en los puntos de monitorización localizados a lo largo de las dos laderas. Los pulsos fueron registrados a intervalos de 10 minutos.

2.2. Ecuación de conducción y convección del calor en el suelo y su solución

Aunque en algunos casos se ha supuesto que la recarga varía temporalmente de forma sinusoidal (e.g. Wang y col. 2012), los datos de precipitación disponibles aconsejan el uso de una aportación diaria integrada. Se admite una variación sinusoidal de la temperatura en la superficie del suelo, descrita como una serie de Fourier con varios armónicos con un valor medio T_0 , una amplitud A_n y un ángulo de fase ϕ_n para cada armónico n .

$$T(0, t) = T_0 + \sum_{n=1}^{nh} A_n \cos(n\omega t + \phi_n) \quad (4)$$

La solución de la ecuación de conducción y convección del calor sometida a la condición (4) fue, tras obtener la raíz cuadrada de un número complejo (Churchill y col. 1974 § 1.6), presentada por Carslaw and Jaeger (1959, 15.2.14)

$$T(z, t) = T_0 + \sum_{n=1}^{nh} \Xi_n(z) \cos[\Omega_n(z, t)] \quad (5)$$

con

$$\begin{aligned} \Xi_n(z) &= A_n \exp\left[\frac{Wz}{2\kappa}(1 - \alpha)\right] \\ \Omega_n(z, t) &= n\omega t + \phi_n - \frac{W\beta_n z}{2\kappa} \end{aligned} \quad (6)$$

y con los parámetros α_n y β_n

$$\begin{aligned} \alpha_n &= 2^{-1/2} \left\{ \left[1 + \left(\frac{4\kappa n\omega}{W^2} \right)^2 \right]^{1/2} + 1 \right\}^{1/2} \\ \beta_n &= (\alpha_n^2 - 1)^{1/2} \end{aligned} \quad (7)$$

El valor de ambos parámetros, difusividad térmica aparente e intensidad de recarga se estima minimizando la suma del cuadrado de las diferencias entre las temperaturas medidas y las calculadas para el nivel inmediatamente inferior al superficial. Esta solución se ha usado en otros problemas hidrológicos como la atenuación de fluctuaciones superficiales de flujo de agua en un suelo (Bakker y Nieber 2009).

Sin embargo, en muchos casos un solo armónico puede ser suficiente para ajustar la evolución de la temperatura en la superficie del suelo. Entonces la estimación de los valores de los parámetros W y κ se simplifica como adelantaron Gao y col. (2003), aunque corrigiendo algunos errores tipográficos. Siguiendo dicho método se comparan las semi-amplitudes observadas en la temperatura del suelo, A_1 , y A_2 , así como los ángulos de fase, Φ_1 y Φ_2 en las profundidades respectivas z_1 y z_2

$$A_1 = \Xi_1(z_1) \quad A_2 = \Xi_1(z_2) \quad (8)$$

y

$$\Phi_1 = \Omega_1(z_1, 0) \quad \Phi_2 = \Omega_2(z_2, 0) \quad (9)$$

de donde se obtienen los coeficientes ζ y η

$$\zeta = \frac{\ln(A_1/A_2)}{z_1 - z_2} = \frac{W}{2\kappa}(1 - \alpha) \quad (10)$$

$$\eta = \frac{\Phi_1 - \Phi_2}{z_1 - z_2}$$

Ambos coeficientes se relacionan con otro parámetro auxiliar, χ

$$\chi^{1/2} = \frac{\zeta}{\eta} = \frac{1 - \alpha}{\beta} \quad (11)$$

Tras una manipulación algebraica sencilla se deducen unas relaciones entre los parámetros ζ , χ y la frecuencia angular que definen a los parámetros W y κ

$$W = -\frac{\omega}{\zeta} \chi^{1/2} \frac{1 - \chi}{1 + \chi} \quad \kappa = \frac{\omega \chi^{3/2}}{\zeta^2 (1 + \chi)} \quad (12)$$

No se debe olvidar, sin embargo, que, como Carslaw y Jaeger (1959) claramente advierten, estas soluciones son válidas cuando se ha alcanzado un régimen permanente. Wiltshire (1982, 1983) exploró con detalle la solución más general de la conducción del calor en el suelo. Por otra parte, Philip (1973) destacaba los posibles errores de la hipótesis de una difusividad térmica aparente constante en especial en los suelos secos de las regiones áridas.

En el caso de días sin precipitación, la difusividad térmica aparente puede ser estimada por alguno de los métodos sugeridos por Horton y col. (1983) como el de la diferencia de amplitudes que a Verhoef y col. (1996) les dio buenos resultados en su estudio de campo, basados en

una solución a la ecuación de flujo difusivo del calor, sin conducción, Carslaw y Jaeger (1959, 2.6.18)

$$T(z, t) = T_0 + \sum_{n=1}^{nh} A_n \exp \left[\frac{z}{z_{an}} \right] \cos \left[n\omega t + \varphi_n - \frac{z}{z_{an}} \right] \quad (13)$$

en la que la profundidad de amortiguamiento, z_{an} , es

$$z_{an} = \left(\frac{2\kappa}{n\omega} \right)^{1/2} \quad (14)$$

En el caso de un único armónico una expresión para estimar el valor de la difusividad térmica aparente (Horton y col. 1983) es

$$\kappa = \frac{\omega}{2} \left[\frac{z_2 - z_1}{\ln(A_1/A_2)} \right]^2 \quad (15)$$

3.- Resultados

La temperatura media diaria del aire sufrió dos descensos bruscos que se detectaron en las temperaturas medias del suelo, como se muestra en la Fig. 2

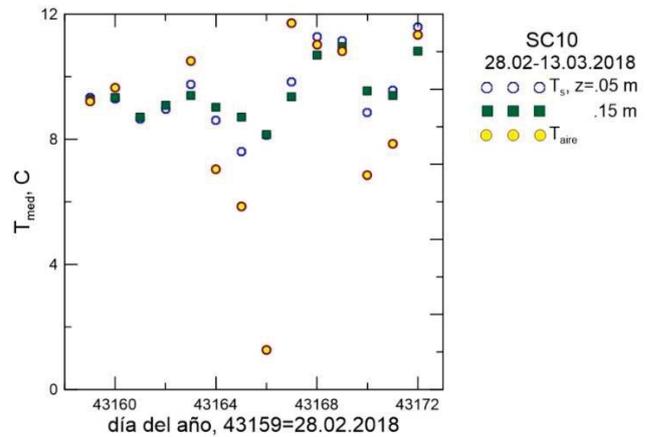


Fig. 2. Temperaturas medias del aire y de los horizontes superiores del suelo en el punto SC10.

Hay que tener en cuenta que la temperatura del suelo depende, sobre todo, de las condiciones meteorológicas externas, como se ilustra a continuación.

El efecto de los descensos rápidos de la temperatura del aire externo se detectó en los perfiles de la temperatura, aunque no en la humedad del suelo, al menos en los días 5, 6, 11 y 12 de marzo de 2018, como se puede apreciar en la Fig. 3.

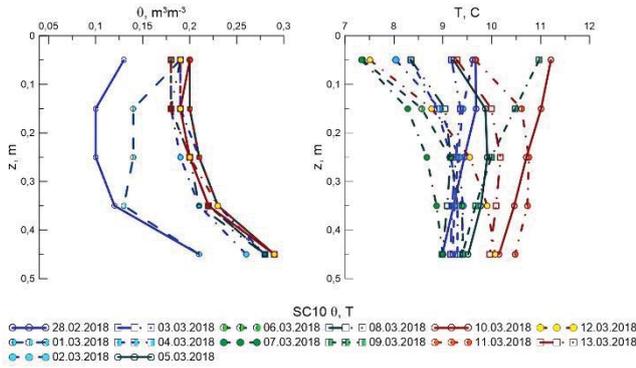


Fig. 3. Perfiles de humedad y temperatura en el suelo del SC10 medidos a medianoche.

Si se analizan las temperaturas del suelo del día 28 de febrero de 2018, en las que se apreció un cambio como indican las Fig. 1 y 3 es posible estimar el valor de los parámetros W y κ que se recogen en la Tabla 1. Se ha supuesto que la temperatura del punto más próximo a la superficie, a 0.05 m de profundidad se puede equiparar a la temperatura de superficie, y a partir de ella con los parámetros mostrados en el mismo cuadro, se calculan los valores medidos a la profundidad de 0.15 m en ese día, usando las medidas tomadas cada media hora a lo largo de todo el día. La Fig. 4 permite comparar la bondad de los ajustes. El ajuste de la temperatura de superficie con 4 armónicos permite aproximar mejor la temperatura medida, pero a costa de un esfuerzo de cálculo mayor, sin una notable diferencia.

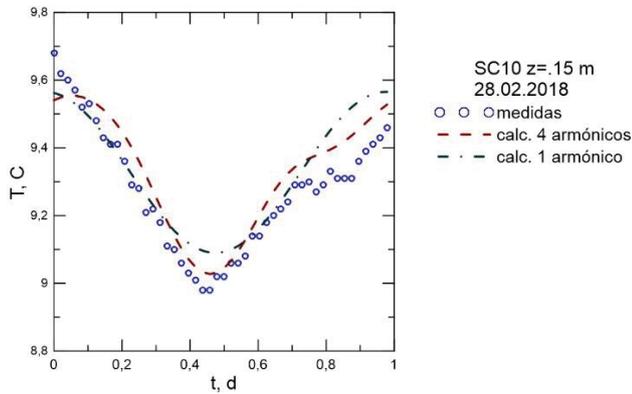


Fig. 4. Comparación de las temperaturas medidas a 0.15 m de profundidad en el sitio SC10 de Santa Clotilde el día 28 de febrero de 2018, con los valores obtenidos con la solución de la ecuación de flujo convectivo y difusivo de calor a partir del ajuste de la temperatura del suelo en superficie con uno y cuatro armónicos.

Tabla 1. Parámetros del ajuste de series de Fourier a la temperatura del suelo en superficie, sitio SC10, día 28.02.2018.

Armónicos, i	T_0, C	A_i, C	ϕ_i
	9.33		
1		.387	.721
2		.148	-1.16
3		.039	1.59
4		.006	2.31

Tabla 2. Parámetros del ajuste de series de Fourier a la temperatura del suelo en superficie, sitio SC10, día 28.02.2018.

Nº armónicos	W, md^{-1}	$K, \text{m}^2\text{d}^{-1}$	ϵ_{NS}
1	.160	.099	.758
4	.275	.065	.844

Los valores del coeficiente de convección, W , que se recogen en la Tabla 2 son elevados pues, considerando una capacidad calorífica volumétrica para el agua $C_w=4.18 \text{ MJ m}^{-3}\text{K}^{-1}$, y para el suelo $C_s=2.0 \text{ MJ m}^{-3}\text{K}^{-1}$, y, suponiendo que la difusividad térmica aparente del suelo no varía con la profundidad, de la ecuación (2), se puede estimar que la intensidad de la recarga del suelo está en torno a $q=76 \text{ mm d}^{-1}$ para la estimación con un solo armónico y a $q=130 \text{ mm d}^{-1}$ con los cuatro armónicos, que son superiores a la precipitación registrada. Es cierto que la precipitación puede variar localmente y que en los macroporos del suelo se puede concentrar el flujo del agua, pero, aun así, parece excesivo este resultado. Curiosamente Hu y col. (2016) obtuvieron resultados similares, pero no les sorprendió puesto que comentaron la bondad del ajuste del valor de la difusividad térmica aparente, que como en este caso, era razonable.

3.1. Evolución de la difusividad térmica aparente estimada a de los datos de temperatura medidos en el sitio SC10

Usando la expresión de la difusividad se han obtenido los datos mostrados en la Fig. 5.

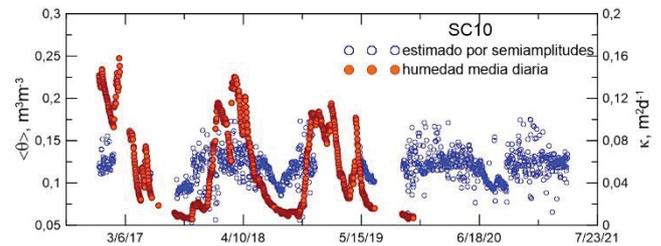


Fig. 5. Evolución de la difusividad térmica aparente estimada en los 15 cm superficiales del suelo en el sitio SC10, y de la humedad media en el perfil.

Como se observa la difusividad térmica aparente fluctúa con la temperatura media como había indicado de Vries (1963). Si se comparan ambas magnitudes como se ha hecho en la figura 7, se detecta una relación muy similar a la que obtuvieron Jackson y Kirkham (1958).

Estos resultados parecen confirmar que las estimaciones de la difusividad térmica aparente del suelo deducidas de las medidas de temperatura in situ son razonables, lo que implica también la bondad de los datos adquiridos por los sensores. Se advierte, además que los valores de la difusividad térmica aparente estimada por las diversas soluciones las ecuaciones que describen el flujo de calor por conducción en ausencia de lluvias y por conducción y convección una vez que se estabilizan las condiciones de régimen permanentes son muy próximas, comparando los datos de la Tabla 2 y los de las Fig. 5 y 6.

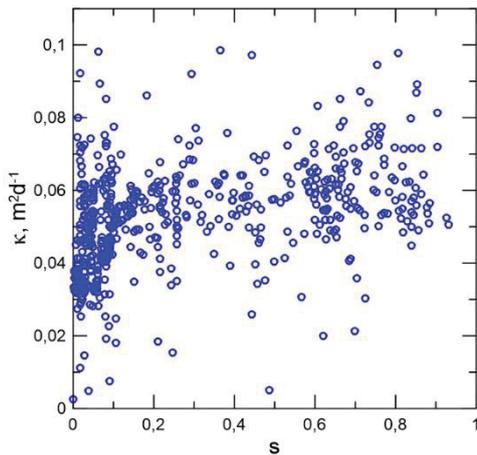


Fig. 6. Relación entre la difusividad térmica aparente estimada en los 15 cm superficiales con el grado de saturación de agua en el suelo en el sitio SC10.

4.- Conclusiones

Aun cuando la estimación de la intensidad de la recarga con la solución de la ecuación de conducción y convección del calor en el suelo admitiendo condiciones de régimen permanente se sobrevalora, tanto esta solución como la del transporte de calor por conducción permiten evaluar la difusividad térmica aparente del suelo a partir de los datos de temperatura adquiridos por los sensores instalados en campo.

En los datos de la difusividad térmica aparente se recoge la influencia de la humedad del suelo de forma razonable.

5.- Bibliografía

- Bakker, M., J.L. Nieber, 2009. Damping of sinusoidal surface flux fluctuations with soil depth. *Vadose Zone J.*, 8, 119-126.
- Bredehoeft, J.D., e I.S. Papadopoulos, 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. *Water Resour. Res.*, 1, 325-328.
- Carslaw, H.S., y J.C. Jaeger, 1959. *Conduction of heat in solids*. 2ª ed. Clarendon Press, Oxford.
- Campbell, G.S., J.D. Jungbauer, W.R. Bidlake, y R.D. Hungerford, 1994. Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity. *Soil Sci.*, 158, 307-313.
- Churchill, R.V., J.W. Brown, y R.F. Verhey, 1974. *Complex variables and applications*. 3ª ed. McGraw-Hill, New York.
- Horton, R., P.J. Wierenga, y D.R. Nielsen, 1983. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 25-32.
- de Jong van Lier, Q., y A. Durigon, 2013. Soil thermal diffusivity estimated from data of soil temperature and single soil component properties. *R. Bras. Ci. Solo.* 37, 106-112.
- de Vries, D.A., 1963. Thermal properties of soils, en van Dijk, W.R. (ed.) *Physics of the plant environment*, North Holland, Amsterdam, pp. 210-235.
- Gao, Z.Q., X.G. Fan, y L.G. Bian, 2003. An analytical solution to one-dimensional thermal conduction-convection in soil. *Soil Sci.* 168, 99-107.
- Hu, G., X. Wu, R. Li, T. Wu, C. Xie, Y. Qiao, J. Shi, W. Li, y G. Cheng, 2016. New Fourier-series-based analytical solution to the conduction-convection equation to calculate soil temperature, determine soil thermal properties, or estimate water flux. *Int. J. Heat Mass Transf.* 95, 805-823.

- Jackson, R.D., y D. Kirkham, 1958. Method of measurement of the real thermal diffusivity of moist soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 22, 479-482.
- Lu, Y., S. Lu, R. Horton, y T. Ren, 2014. An empirical model for estimating soil thermal conductivity from texture, water content, and bulk density. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 78, 1859-1868.
- Philip, J.R., 1973. Periodic nonlinear diffusion: An integral relation and its physical consequences. *Aust. J. Phys.*, 26, 513-519.
- Stallman, R.W., 1965. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *J. Geophys. Res.* 70, 2821-2827.
- Suzuki, S., 1960. Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields. *J. Geophys. Res.* 65, 2883-2885.
- Taniguchi, M., 1993. Evolution of vertical groundwater fluxes and thermal properties if aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Water Resour. Res.*, 29, 2021-2026.
- Verhoef, A., B.J.J.M. van den Hurk, A.F.G. Jacobs, y B.G. Heusinkveld, 1996. Thermal soil properties for vineyard (EFEDA-I) and savanna (HAPEX-Sahel) sites. *Agric. For. Meteorol.* 78, 1-18.
- Wang, L., Z. Gao, y R. Horton, 2010. Comparison of six algorithms to determine the soil apparent thermal diffusivity at a site in the Loess Plateau of China. *Soil Sci.*, 175, 51-60.
- Wang, L., Z. Gao, R. Horton, D.H. Lenschow, K. Meng, y D.B. Jaynes, 2012. An analytical solution to the one-dimensional heat conduction-convection equation in soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 76, 1976-1986.
- Wiltshire, R.J., 1982. Solutions of the heat conduction equation in a non-uniform soil. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 7, 241-252.
- Wiltshire, R.J., 1983. Periodic heat conduction in a non-uniform soil. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 8, 547-555.