



Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe



Efeitos das propriedades físicas do solo na estimativa da condutividade térmica

Willames de Albuquerque Soares¹

¹Professor Adjunto da Universidade de Pernambuco, Escola Politécnica de Pernambuco, Rua Benfica, 455 - Madalena - Recife/PE CEP: 50720-001. Autor correspondente: was@poli.br.

Artigo recebido em 29/09/2016 e aceito em 20/10/2016

RESUMO

Muitos esforços foram realizados para desenvolver modelos afim de prever a condutividade térmica do solo baseados em parâmetros mais fáceis de serem determinados. Entretanto, muitos modelos necessitam da especificação de parâmetros, que na maioria deles variam no tempo e no espaço, e muitas vezes são obtidos por meio de experimentos in situ. Algumas especificações dessas propriedades afetam significativamente o comportamento do modelo, fazendo-se necessário a sua calibração. O objetivo deste trabalho foi determinar a influência das umidades residual e saturada, da porosidade, do conteúdo de quartzo e da densidade aparente do solo, na caracterização térmica do solo, pela metodologia proposta por Johansen. Observou-se que o modelo apresentou resultados para a condutividade térmica em duas regiões distintas, definidas pela observação do critério de aceite do número de Kersten. Os parâmetros que mais afetam a condutividade térmica do solo na ordem são: a umidade residual, o conteúdo de quartzo, a umidade saturada, a densidade do solo e a porosidade. O modelo apresenta uma grande sensibilidade a baixos teores de umidade volumétrica, menores ou iguais a 0,10 cm³/cm³, independentemente dos valores dos parâmetros analisados. Também se ressalta que quando a umidade residual for considerada, deve-se evitar o uso do modelo Johansen para valores nas proximidades a ela.

Palavras-chave: Modelo de Johansen, Modelagem, Sensibilidade

Effects of soil physical properties in estimation of thermal conductivity

ABSTRACT

Many efforts have been made to develop models in order to predict the thermal conductivity of soil based on the easiest parameter to be determined. However, many models require the specification of parameters that at most of them varies in time and space, and are often obtained by experiment in situ. Some specifications of these properties significantly affect the model behavior, making it necessary to its calibration. The objective of this study was to determine the influence of residual and saturated moisture, porosity, quartz content and soil bulk density, of the ground thermal characterization, in the Johansen's model. It was observed that the model presented results for thermal conductivity into two distinct regions, by Kersten's number. The parameters that affect the thermal conductivity of soil in order are: the residual moisture, the quartz content, saturated humidity, soil bulk density, and porosity. The model features a high sensitivity to soil moisture content, less than or equal to 0.10 cm³/cm³, independent of the values of the parameters analyzed. It also points out that when the residual moisture is considered, should avoid the use of the Johansen model for values near to it.

Keywords: Johansen's model, modeling, Sensibility

Introdução

A condutividade térmica do solo (λ) é uma importante propriedade de transferência de calor no solo, sendo de grande valia nos estudos da ciência do solo, da agricultura e da meteorologia, principalmente quando o uso de modelos de previsão.

O solo é um meio formado por partículas sólidas, gás e líquidos. Desta forma, as propriedades térmicas do solo não podem ser determinadas pelas propriedades físicas intrínsecas de cada fase, que se modifica ao longo do tempo.

Entre os fatores do solo que mais influenciam a λ estão a umidade, a composição mineral, a temperatura, a densidade e a porosidade (Lu et al., 2007, Dong et al., 2015).

Muitos esforços foram realizados para desenvolver modelos a fim de prever a λ baseados em parâmetros do solo mais fáceis de serem determinados. Kersten (1949) desenvolveu um modelo empírico para estimar a λ em função da umidade volumétrica do solo (θ), que requer como parâmetro de entrada, apenas a densidade do solo. Entretanto, não predizia a λ satisfatoriamente

quando a umidade apresentava valores baixos. Johansen (1975) propôs o conceito de condutividade térmica normalizada e estabeleceu um simples modelo empírico baseado no grau de saturação e na composição mineral do solo. Este modelo forneceu estimativas precisas para muitos solos (Smits et al., 2010, Steele-Dunne et al., 2010, Rózański e Stefaniuk 2016).

Silans e Werlang (2011), ao analisarem o efeito dos gradientes de temperatura na camada superficial do solo sobre a dinâmica da umidade volumétrica na região do Cariri, estado da Paraíba, Brasil, recomendam maior atenção na determinação das propriedades térmicas do solo nas aplicações de modelos de transporte no sistema solo-vegetação-atmosfera, principalmente para aplicações em regiões semiáridas.

Rózański e Stefaniuk (2016) avaliaram as estimativas para a λ de solos argilosos saturados, utilizando cinco modelos amplamente conhecidos na literatura (Mickley, 1951, Gemant, 1952, Woodside e Messmer, 1961, De Vries, 1963 e Johansen 1975) e concluíram que a melhor previsão foi obtida ao utilizar o modelo proposto por Johansen.

Os modelos necessitam da especificação de parâmetros, que na maioria deles variam no tempo e no espaço, e muitas vezes são obtidos por meio de experimentos *in situ*. Algumas especificações dessas propriedades afetam significativamente o comportamento do modelo, fazendo-se necessário à sua calibração ou ajuste. Alguns desses parâmetros não são medidos diretamente e nem se consegue determiná-los indiretamente com muita precisão, então um intervalo de valores é utilizado para representar o parâmetro. Caso os valores de uma dada variável de saída não se mostram sensíveis às variações dentro destes limites, será razoável utilizar algumas estimativas nominais (como pontos médios). No entanto, se os resultados se mostrarem sensíveis, torna-se necessário determinar a melhor especificação destes parâmetros. O recurso mais utilizado é a calibração, condicionada à resposta de alguma variável medida disponível. É importante, portanto, identificar quais das variáveis de saída são sensíveis aos parâmetros de entrada do modelo (Soares 2009).

Geralmente, uma calibração em modelos computacionais é considerada como a determinação de um conjunto de parâmetros ótimos, estabelecendo as melhores simulações de algumas variáveis (Silva et al., 2014). Quando a calibração não é apenas de um parâmetro mas se estende a um conjunto de parâmetros, podemos observar a sensibilidade do modelo a esse conjunto,

de forma que ocorra a otimização dos componentes do conjunto ao modelo, como um todo.

Uma análise de sensibilidade pode ser feita por três diferentes métodos: o analítico, o direto, também conhecido como construção da superfície de resposta, e o perturbativo diferencial. No método analítico, o coeficiente de sensibilidade é calculado pela derivação da solução analítica, quando existir, em relação ao parâmetro de interesse. No método direto executa-se o código, cujo modelo contém o sistema direto, tantas vezes quantas perturbações dos parâmetros sejam necessárias estudar. No método perturbativo diferencial formulam-se um sistema de equações que fornece a solução das variáveis e um sistema de equações derivado e seu correspondente sistema de equações adjunto, que fornecerá a solução das variáveis adjuntas. Depois se obtêm os coeficientes de sensibilidade por meio de operações envolvendo as soluções direta e adjunta (Soares 2009). A principal vantagem dos métodos perturbativos é a obtenção das sensibilidades desejadas com relação às variações dos parâmetros com apenas uma execução do código direto e uma execução de um código adjunto (Castrillo et al., 2004).

O objetivo deste trabalho foi determinar a influência das umidades residual e saturada, da porosidade, do conteúdo de quartzo e da densidade aparente do solo, na caracterização térmica do solo, pela metodologia proposta por Johansen

Material e métodos

Modelo de condutividade térmica de Johansen

Johansen (1975) propôs um modelo para estimar a condutividade térmica do solo (λ) em função do seu valor para o solo seco (λ_{dry}) e o solo saturado (λ_{sat}), levando-se em consideração a composição mineral, a densidade global, a densidade das partículas e o número de Kersten (K_e):

$$\lambda = (\lambda_{sat} - \lambda_{dry})K_e + \lambda_{dry} \quad (1)$$

O número de Kersten (K_e) é expresso para solos de textura grossa e fina, respectivamente, por:

$$K_e = \begin{cases} 0.7 \log S_e + 1, & (S_e > 0.05) \\ 1.0 \log S_e + 1, & (S_e > 0.10) \end{cases} \quad (2)$$

Sendo S_e a umidade volumétrica relativa do solo. Originalmente, S_e não considerava a umidade residual, entretanto, neste estudo utilizou-se a expressão utilizada por Werlang (2006), que ajustou às condições experimentais do Cariri

paraibano, fazendo uma correção da umidade relativa, passando a utilizar a expressão usualmente utilizada nos modelos para caracterização da curva de retenção e da condutividade hidráulica:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3)$$

Sendo θ , θ_r e θ_s as umidades volumétrica, residual e a saturada, respectivamente.

Pela observação dos critérios de aceitação do número de Kersten, define-se a umidade volumétrica mínima (θ_{min}), para solos de textura grossa e fina, respectivamente, por:

$$\theta_{min} = \begin{cases} \frac{\theta_s + 19\theta_r}{20} \\ \frac{\theta_s + 9\theta_r}{10} \end{cases} \quad (4)$$

Johansen desenvolveu equações semiempíricas para o cálculo da condutividade térmica do solo seco e saturado:

$$\lambda_{dry} = \frac{0.135p_b + 64.7}{2700 - 0.947p_b} \quad (5)$$

$$\lambda_{sat} = \lambda_s^{1-n} \lambda_w^n \quad (6)$$

Sendo p_b a densidade do solo, 2700 a densidade dos sólidos do solo, n a porosidade do solo, λ_w a condutividade térmica da água e λ_s a condutividade térmica efetiva dos sólidos do solo, determinada por:

$$\lambda_s = \lambda_o^{1-q} \lambda_q^q \quad (7)$$

Sendo λ_q e λ_o a condutividades térmicas do quartzo e dos outros minerais, respectivamente, e q o conteúdo de quartzo.

Determinação da Sensibilidade

Para avaliar o comportamento do modelo de Johansen foram avaliadas as influências de cinco parâmetros do solo, a saber: a umidade residual (θ_r), a umidade saturada (θ_s), a porosidade do solo (n), o conteúdo de quartzo (q) e a densidade do solo (p_b).

A análise sistemática da sensibilidade consistiu em variar um dos cinco parâmetros, com incrementos e decrementos, mantendo os demais constantes (método direto). Posteriormente foram construídas curvas de nível, a fim de avaliar o comportamento do modelo sujeito as variações. Por derradeiro, determinou-se a sensibilidade relativa, (S_r), que é definida pela razão entre as

amplitudes dos valores da resposta do modelo (ΔS) e dos valores da entrada (ΔE), normalizada pelos valores iniciais da saída (S_i) e da entrada (E_i) (McCuen; Snyder, 1986) :

$$S_r = \frac{\frac{\Delta S}{S_i}}{\frac{\Delta E}{E_i}} \quad (8)$$

Segundo Chaves 2009, valores de S_r acima de 1,5 representam uma alta sensibilidade do modelo ao parâmetro e valores abaixo de 0,5 representam uma baixa sensibilidade do modelo ao parâmetro. Já as quantias de S_r entre 0,5 e 1,5 apontam que o modelo possui uma sensibilidade intermediária.

Intervalo dos parâmetros

A porosidade é um índice representativo do espaço poroso presente no solo. Geralmente, seu valor varia entre 30 e 60 por cento do volume do solo, entretanto para um solo fofo, pode atingir 65%. A umidade volumétrica é geralmente calculada como uma percentagem do volume total do solo. A umidade saturada, por isso, é igual à porosidade. A densidade de solos arenosos chega a 1800 kg/m³, enquanto que para solos argilosos pode ser inferior a 900 kg/m³ (Reichardt & Timm 2008, Hillel 2004).

O conteúdo de quartzo oscila conforme a origem do solo. Para solos decorrentes de rochas ígneas o seu valor é de aproximadamente 0,12 e para solos de origem arenito, chegam a 0,67 (Foth, 1990). Frequentemente, a medição do conteúdo de quartzo não é realizada, assumindo-o de valor igual ao teor de areia (Peters-Lidard et al., 1998; Rózański e Stefaniuk 2016).

A umidade residual representa o limite inferior do qual não se consegue extrair água do solo apenas com o aumento da sucção. Representa a umidade existente nos pequenos poros que não formam uma rede contínua (Hillel, 2004). Entretanto, em vários trabalhos ela tem sido considerada apenas como um parâmetro de ajuste, sem significado físico, uma vez que o seu valor varia conforme a modelo utilizado (Antonino et al., 2005; Aiello et al., 2014). Leij et al., 1996, encontraram valores para a umidade residual variando de 0,058 cm³/cm³, para solos arenosos, a 0,163 cm³/cm³, para solos argilosos. Entretanto, facilmente se encontra na literatura valores fora desse intervalo (Wang, et al., 2013; Gomes et al., 2015; Amazonas et al., 2015).

Os valores limites utilizados neste trabalho para cada parâmetro, baseado nessas informações, podem ser observadas na Tabela 1. Quando a

umidade residual assume o valor zero, o modelo volta a sua forma originalmente proposta.

Tabela 1 – Valores das variações da: umidade residual (θ_r), umidade saturada (θ_s), porosidade do solo (n), conteúdo de quartzo (q) e densidade do solo (p_b).

Símbolo	Valor		
	mínimo	máximo	referência
θ_r	0,00	0,20	0,04
θ_s	0,30	0,65	0,50
n	0,30	0,65	0,60
q	0,10	0,70	0,40
p_b	900	1800	1450

Resultados e discussão

Na Figura 1 estão apresentados o mapa de isolinha e a superfície 3D para a condutividade térmica do solo (λ), determinada a partir das variações das umidades volumétrica (θ) e residual (θ_r) do solo, além de um destaque para a umidade volumétrica mínima.

Observa-se que os valores da λ apresentou-se em duas regiões distintas. Essas regiões estão definidas pela observação do critério de aceitação do número de Kersten ($S_e > 0.10$).

Na primeira região, os valores para a λ variaram entre 0,2 W/m²K e 1,2 W/m²K. Como esperado, quanto maior a umidade volumétrica, maior é a tendência da λ torna-se constante. Quando $\theta \geq 0,40$ cm³/cm³, praticamente não há variação nos valores de λ , independentemente do valor da umidade residual.

Na segunda região, onde a umidade volumétrica aproxima-se da umidade residual, os valores da λ variam entre 0,4 W/m²K e 1,1 W/m²K. Ressalta-se, entretanto, que a variação ocorre muito bruscamente, fazendo com que a λ mude seu valor de 0,04 W/m²K para 1,1 W/m²K a partir de pequenas variações de umidade. Desta forma, quando a umidade residual for considerada, deve-se evitar o uso do modelo Johansen para valores nas proximidades dela.

Para que o critério de aceitação seja satisfeito, a umidade volumétrica foi limitada inferiormente em função da umidade residual por

$$\theta = 0,9\theta_r + 0,05 \quad (9)$$

Considerando a umidade saturada por seu valor de referência (ver Tabela 1). Entretanto, devido a grande instabilidade nos valores de λ ao longo da equação 9, como pode ser visto no detalhe da figura 1, sugere-se que a λ seja limitada inferiormente a 0,6 W/m²K. Assim, os valores da umidade volumétrica mínima é estabelecida por meio da relação:

$$\theta = 0,7\theta_r + 0,1 \quad (10)$$

Corroborando com os resultados encontrados, podemos destacar o trabalho de Dong et al., (2015) em solos arenosos, que encontraram experimentalmente valores para a λ inferiores a 0,6 W/m²K, apenas para umidades volumétricas nulas, e o trabalho de Rózański e Stefaniuk (2016), que ao analisarem 34 solos argilosos, encontraram valores para a λ superiores a 1,0 W/m²K, independentemente da umidade volumétrica do solo.

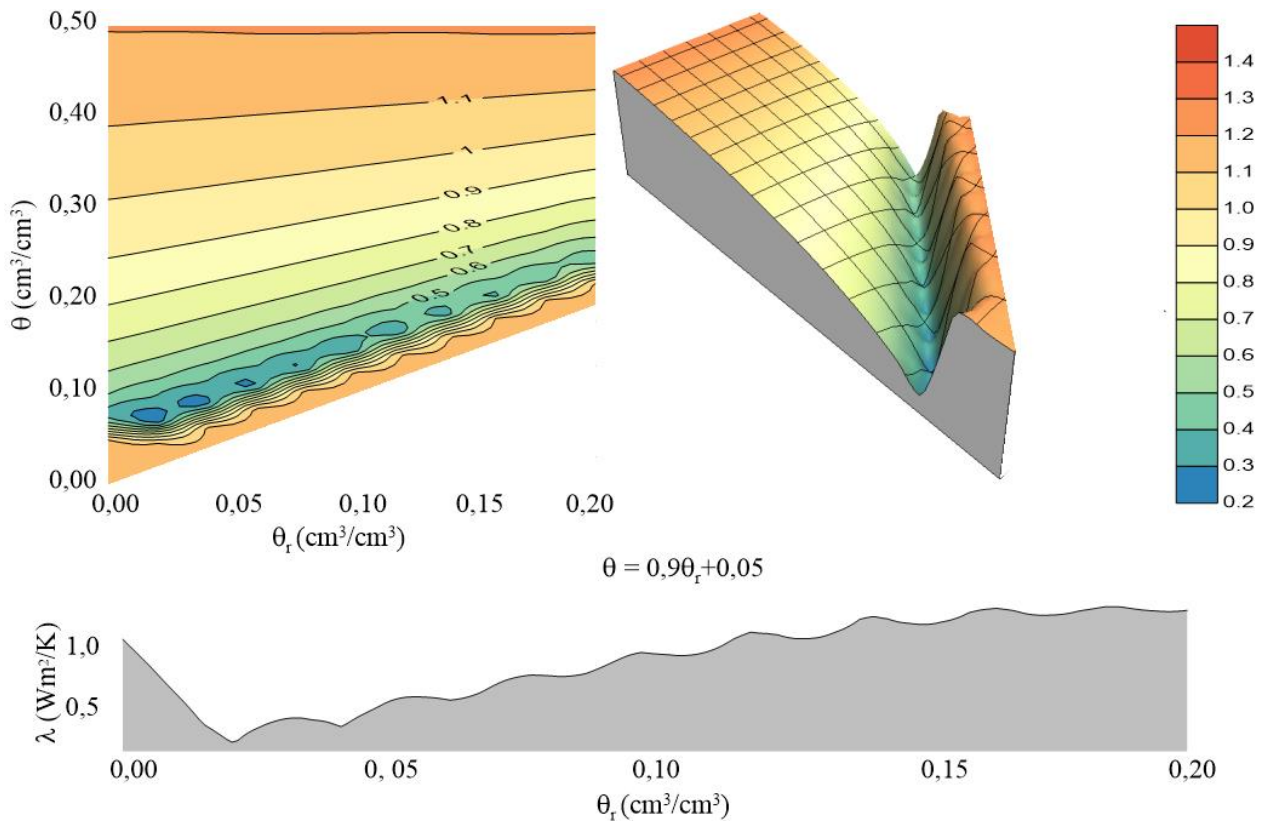


Figura 1. Mapa de isolinhas, superfície 3D e corte em detalhe da condutividade térmica do solo sob variações das umidades volumétrica e residual do solo.

Na Figura 2 estão apresentados o mapa de isolinha, a superfície 3D para a condutividade térmica do solo (λ) determinada a partir das variações das umidades volumétrica (θ) e saturada (θ_s) do solo, além de um destaque para o valor de umidade volumétrica de $0,10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Novamente, o modelo apresentou resultados para a λ em duas regiões distintas, definidas pela observação do critério de aceite do número de Kersten ($S_e > 0.10$).

Na primeira região, os valores para a λ variaram entre $0,2 \text{ W/m}^2\text{K}$ e $1,2 \text{ W/m}^2\text{K}$. A medida que a θ_s aumenta, os valores de λ aumentam linearmente. Para um valor constante de θ , diferentes valores de λ foram encontrados, dependendo do valor de θ_s . Observando os valores determinados para λ , quando a $\theta = 0,25 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, ver-se que quando a $\theta_s = 0,35 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, o valor de $\lambda = 1,0 \text{ W/m}^2\text{K}$. A partir da $\theta_s = 0,40 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, tem-se $\lambda = 0,9 \text{ W/m}^2\text{K}$ e para $\theta_s = 0,55 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, temos uma $\lambda = 0,8 \text{ W/m}^2\text{K}$. Entretanto, vale ressaltar que Dong et al., (2015) observou que para solos arenosos e siltsos, o modelo de Johansen

subestima a condutividade térmica em baixa saturação e superestima à maior saturação.

Ao longo da reta que é determinada pela $\theta = 0,10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, encontramos valores de λ pertencentes a primeira ($\theta_s = 0,35 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) e a segunda regiões ($\theta_s = 0,5 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), além da interface entre elas ($0,35 < \theta_s < 0,50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$). A medida que a θ_s aumenta, os valores de λ não apresentam um comportamento linear, como encontrado para a primeira região. Pelo contrário, nota-se que há uma inconstância nos valores, alternando entre um comportamento crescente e decrescente.

Na segunda região, os valores da λ variam entre $0,6 \text{ W/m}^2\text{K}$ e $1,2 \text{ W/m}^2\text{K}$, fazendo com que a λ mude seu valor bruscamente, a partir de pequenas variações de umidade. Entretanto, ressalta-se que ao considerar os valores da umidade volumétrica mínima é estabelecida por meio da equação 10 a segunda região e a interface entre elas são desconsideradas.

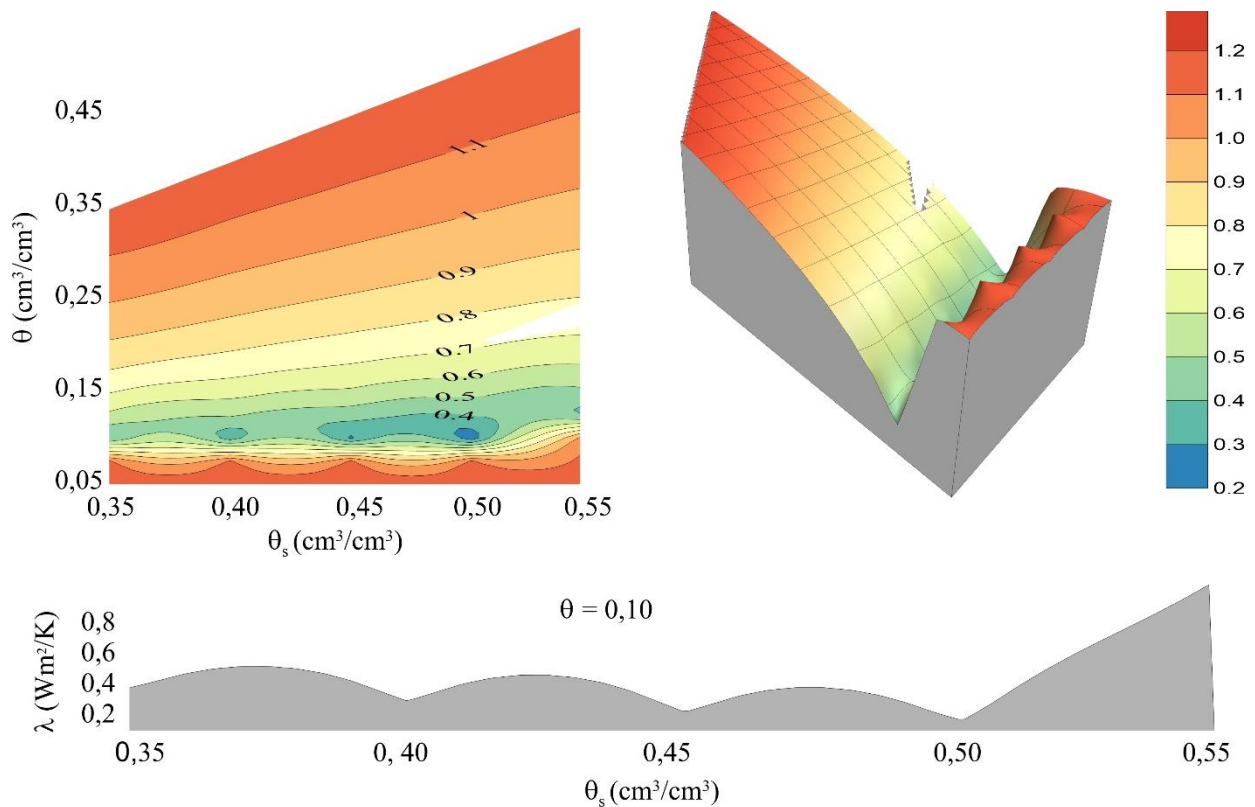


Figura 2. Mapa de isolinhas, superfície 3D e corte em detalhe da condutividade térmica do solo sob variações das umidades volumétrica e saturada do solo.

Na Figura 3 estão apresentados o mapa de isolinha e a superfície 3D para a condutividade térmica do solo (λ) determinada a partir das variações da umidade volumétrica (θ) e da porosidade do solo (n), além de um destaque para o valor de umidade volumétrica de 0,07 cm³/cm³.

O modelo apresentou resultados para a λ em duas regiões, entretanto, essas regiões apresentam características diferentes das regiões encontradas pelas variações da umidade residual e saturada.

Na primeira região, os valores para a λ variaram entre 0,3 W/m²K e 1,9 W/m²K. Os maiores valores foram encontrados para baixos valores de n e altos valores de θ . A medida que a n aumenta, os valores de λ aumentam exponencialmente até um certo limite, onde começa a apresentar uma alternância de valores. Entretanto, essas alternâncias devem decorrer da amplitude dos intervalos utilizados na simulação e análise, podendo ser desconsideradas. O comportamento exponencial extingue-se para valores de λ inferiores a 0,7 W/m²K, região de transição entre a primeira e segunda camada.

A segunda região delimitada é pequena, principalmente para valores de $n < 0,45$. Os

valores de λ encontrados nela varia entre 0,3 W/m²K e 1,3 W/m²K, e esses extremos são encontrados em apenas alguns pontos da região.

Ao analisarmos os valores de λ , para uma constante, ao longo do crescimento da porosidade podemos verificar a sua influência. Ao longo de $\theta = 0,25$ cm³/cm³ os valores da condutividade térmica do solo podem estar em seis diferentes faixas de valores, variando entre 1,9 W/m²K e 0,9 W/m²K. No destaque da Figura 3, quando a umidade volumétrica é constante e igual a 0,07 cm³/cm³, observamos que os valores determinados para λ inicia com $\lambda = 0,7$ W/m²K ($n = 0,3$) apresentando uma oscilação com crescimentos e quedar, até atingir o menor ($\lambda = 0,5$ W/m²K). Deste ponto em diante, ocorre um aumento nos valores, fazendo com que a λ atinja os 1,1 W/m²K.

Ao considerar os valores da umidade volumétrica mínima, a segunda região e a interface entre elas são desconsideradas e o comportamento da condutividade térmica do solo para a ter um comportamento exponencial, função da porosidade do solo.

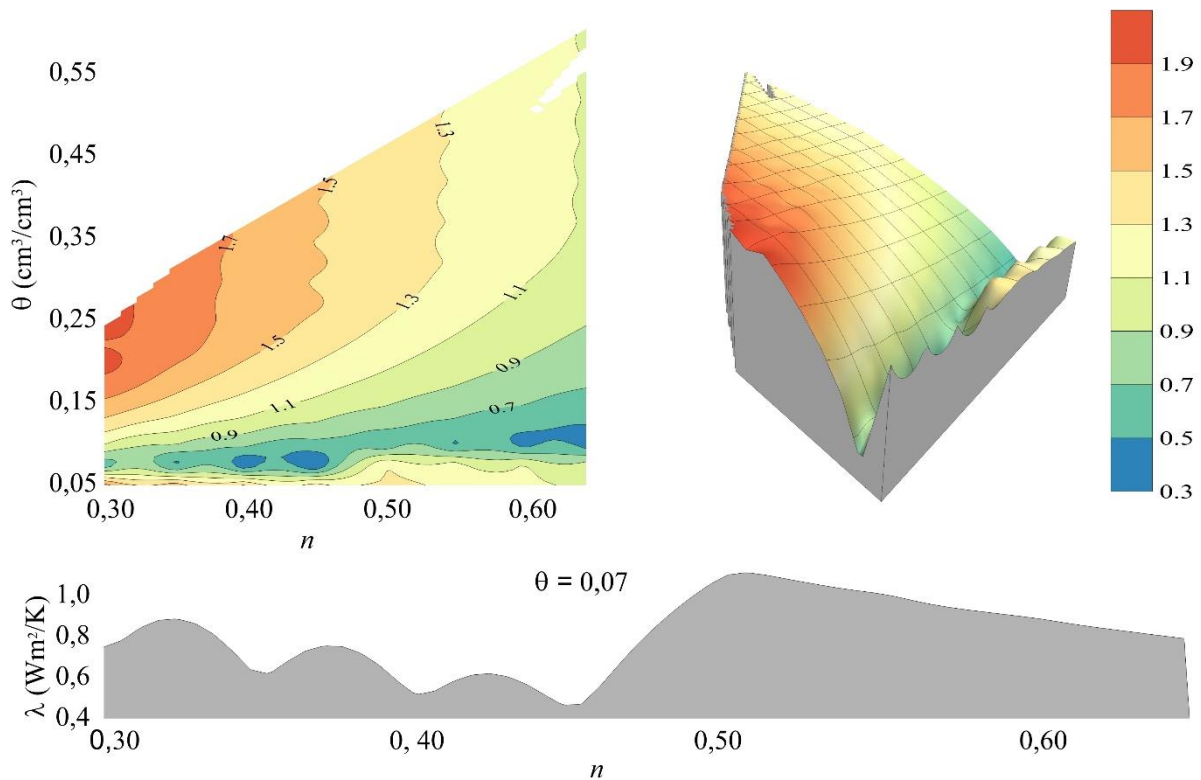


Figura 3. Mapa de isolinhas para a condutividade térmica do solo sob variações da umidade volumétrica e da porosidade do solo.

Na Figura 4 estão apresentados o mapa de isolinha e a superfície 3D para a condutividade térmica do solo (λ), determinada a partir das variações da umidade volumétrica (θ) e densidade do solo (ρ_s), além de um destaque para o valor de umidade volumétrica de $0,10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Novamente, o modelo apresentou resultados para a λ em duas regiões distintas, definidas pela observação do critério de aceite do número de Kersten ($S_e > 0,10$).

Observa-se que na primeira região, o aumento da densidade do solo proporcionou pouca influência nos valores estimados da condutividade térmica do solo.

A modelagem da λ apresentou valores entre $0,3 \text{ W/m}^2\text{K}$ e $1,3 \text{ W/m}^2\text{K}$, entretanto, essa variação é decorrente das variações da umidade volumétrica. O valor de $0,3 \text{ W/m}^2\text{K}$ é encontrado apenas quando os valores de θ estão no entorno de $0,10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Na segunda região, a variação da condutividade térmica do solo também apresentou valores que vão de $0,3$ a $1,3 \text{ W/m}^2\text{K}$. Entretanto, os valores de umidade onde ocorrem tais mudanças estão em uma faixa bastante estreita, o que corrobora com os resultados encontrados nas variações dos outros parâmetros. Acentuando o uso do critério Kersten.

Ao percorrer os valores da condutividade térmica do solo, considerando $\theta = 0,10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, observamos que a alternância dos valores de λ são intensas. Sendo a região onde a densidade do solo apresenta a maior influência. Ao considerar os valores da umidade volumétrica mínima, a segunda região e a interface entre elas são desconsideradas e o comportamento da condutividade térmica do solo para a ter um comportamento função da umidade do solo.

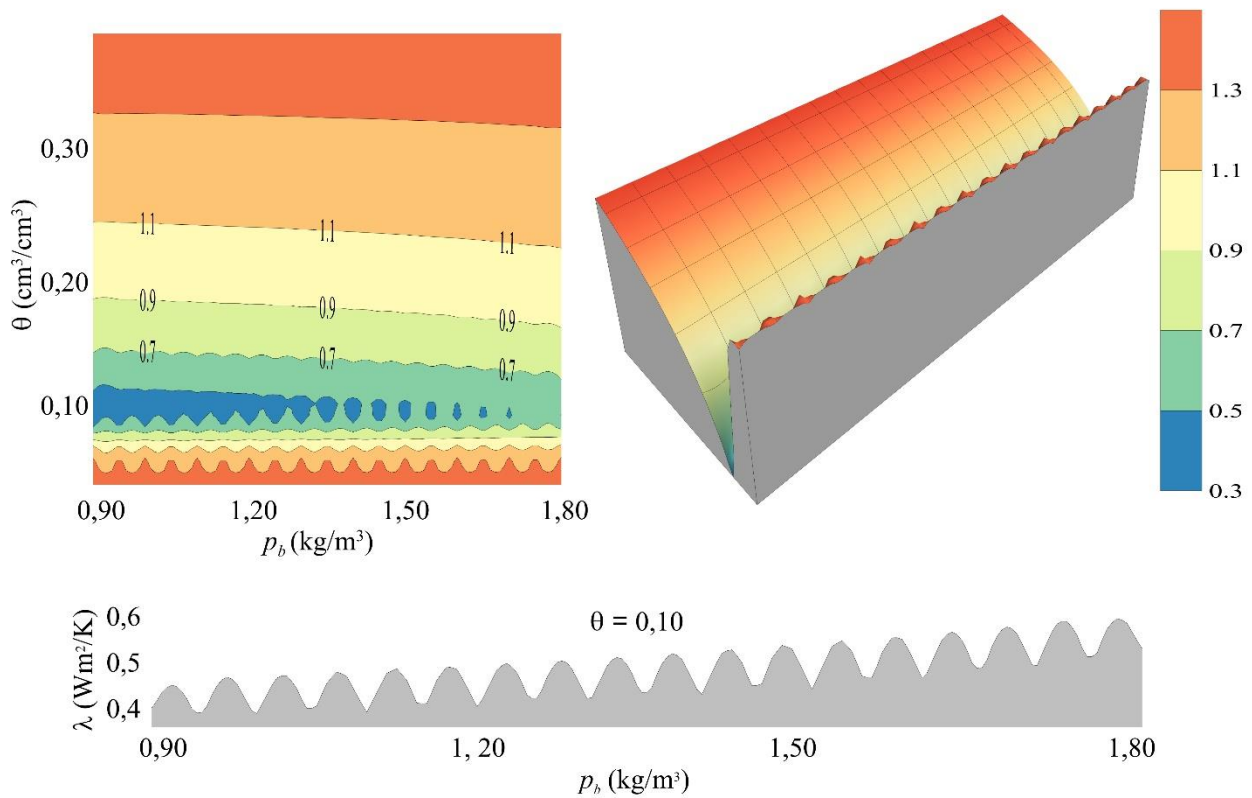


Figura 4. Mapa de isolinhas para a condutividade térmica do solo sob variações da umidade volumétrica e da densidade do solo.

Na Figura 5 estão apresentados o mapa de isolinha e a superfície 3D para a condutividade térmica do solo (λ) determinada a partir das variações da umidade volumétrica (θ) e do conteúdo de quartzo no solo (q), além de um destaque para o valor de umidade volumétrica de $0,10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Novamente a modelagem apresentou resultados que dividem a região em duas categorias bem definidas. Na primeira, os valores encontrados para λ variaram entre $0,4 \text{ W/m}^2\text{K}$ e $1,8 \text{ W/m}^2\text{K}$, apresentando um comportamento semelhante a curvas de Poisson, para valores de $q > 0,20$. Também pode-se observar que quando os teores de quartzo são superiores a $0,35$ são atingidos os maiores valores de condutividade térmica, chegando ao ápice quando $q > 0,65$ e a umidade volumétrica é superior a $0,35$, corroborando os resultados encontrados por Tarnawski et al. (2009).

Na segunda região, assim como para as variáveis anteriormente analisadas, os valores

determinados para λ apresentam rápidas mudanças, ocasionando incertezas que inviabilizam o modelo para tal região. No detalhe da Figura podemos ver esta instabilidade de valores, quando a umidade volumétrica é constante e igual a $10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Na Tabela 2 estão apresentados os valores da sensibilidade relativa e das condutividades térmica do solo mínimas e máximas, referentes as variações da umidade residual, da umidade saturada, da porosidade do solo, do conteúdo de quartzo e da densidade do solo. Segunda a classificação proposta por Chaves 2009, o modelo Johansen apresentou uma alta sensibilidade a umidade residual, uma baixa sensibilidade a porosidade do solo e foi classificado com sensibilidade intermediária a todas as outras variáveis analisadas.

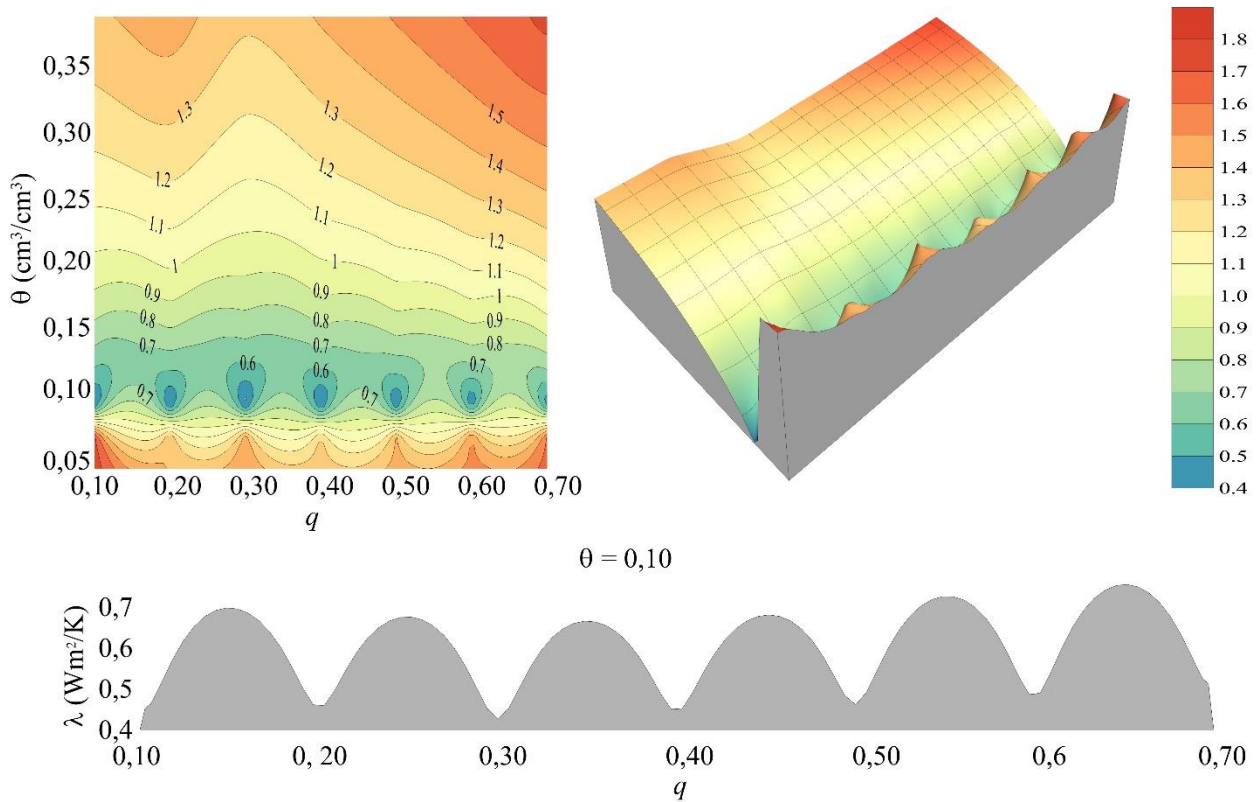


Figura 5. Mapa de isolinhas para a condutividade térmica do solo sob variações da umidade volumétrica e do conteúdo de quartzo do solo.

A menor sensibilidade decorreu das variações da porosidade (n), com uma $S_r = 0,42$. As variações da densidade (p_b) e da umidade saturada (θ_s) provocaram sensibilidade de 0,72 e 0,81, ficando em quarto e terceiro lugar, respectivamente, na influência dos valores estimados para a condutividade térmica do solo. O segundo lugar ficou com o conteúdo de quartzo (q), apresentando uma $S_r = 1,24$ e a variável mais influente dentre as analisadas foi a umidade residual (θ_r), com uma $S_r = 4,83$.

Tabela 2 – Sensibilidade relativa (S_r) e condutividade térmica do solo (λ) mínimas e máximas referentes as variações da: umidade residual (θ_r), umidade saturada (θ_s), porosidade do solo (n), conteúdo de quartzo (q) e densidade do solo (p_b).

	λ (W/m²K)		S_r	Sensibilidade
	Mínimo	Máximo		
θ_r	0,20	1,40	4,83	Alta
θ_s	0,20	1,20	0,81	Intermediária
n	0,30	1,90	0,42	Baixa
q	0,35	1,75	1,24	Intermediária
p_b	0,30	1,30	0,72	Intermediária

Conclusão

1 - A Condutividade térmica do solo é muito influenciada pelos valores da umidade residual do solo, quando esta é superior a $0,05\text{m}^3/\text{m}^3$.

2 – Os parâmetros que mais afetam a condutividade térmica do solo na ordem são: a umidade residual, o conteúdo de quartzo, a umidade saturada, a densidade do solo, a e a porosidade.

3 – O modelo apresenta uma grande sensibilidade a baixos teores de umidade, menores ou iguais a $0,10\text{ cm}^3/\text{cm}^3$, independentemente dos valores dos parâmetros analisados.

4 - Quando a umidade residual for considerada, deve-se evitar o uso do modelo Johansen para valores nas proximidades a ela.

Agradecimentos

O autor agradece a Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco – FACEPE, pelo apoio financeiro realizado por meio de auxílio a pesquisa (APQ 0582-01/15).

Referências

Aiello, R., Bagarello, V., Barbagallo, S., Consoli, S., Di Prima, S., Giordano, G., Iovino, M. 2014.

- An assessment of the Beerkan method for determining the hydraulic properties of a sandy loam soil. *Geoderma* 235, 300–307.
- Amazonas, I. B., Antonino, A. C. D., Soares, W. A., Lima, J. R. S., Montenegro, S. M. G. L. 2015. Estimativa da evaporação usando o modelo Sispac em propriedade particular no município de São João – Pernambuco / Brasil. *Revista de Geografia (UFPE)* 32, 63-76.
- Antonino, A. C. D., Fuentes, C., Soares, W. A., Borges, E. Netto, A. M., Lima, J.R.S., Lira., C. A. B. O., Hammecker, C. 2005. Caracterización hidrodinámica de los suelos a partir del perfil de las presiones. *Ingeniería hidráulica en México* 10, 45-52.
- Castrillo, L. S.; Lima, F. R. A.; Baliño, J. L. 2004. Aplicações de métodos perturbativos para análise de sensibilidade em escoamentos bifásicos. In: *Mecânica Computacional Vol. XXIII*, p. 2759-2778.
- Chaves, H. M. L. 2009. Sensibilidade do modelo Hydrus aos parâmetros hidráulicos do solo em diferentes Texturas. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 14, 33-37.
- De Vries, D.A.: 1963, Thermal properties of soils. W.R. Van Wijk (ed.) *Physics of plant environment*, NorthHolland Public Co., Amsterdam.
- Dong, Y., McCartney, J. S., Lu, N. Critical Review of Thermal Conductivity Models for Unsaturated Soils. *Geotechnical and Geological Engineering*. [Online] Disponível: <http://www.pc-progress.com/Images/Personal/NLu/Publications/NLJ87201502.pdf>. Acesso 22 jul. 2016.
- Foth, H. D. 1990. *Fundamentals of soil science*. John Wiley & Sons, Nova York.
- Gemant, A.: 1952, How to compute thermal soil conductivities. *Heating, Piping and Air Conditioning*, 24, 122–123.
- Gomes, C. A. Lima, J. R. S., Antonino, A. C. D., W. A. Souza, E. S., Ribeiro, A. A., Alves, E. M., Machado, C. B., Firmino, F. H. T. 2015. Medição e Simulação dos Fluxos de Energia e Evapotranspiração em Solo Cultivado com *Brachiaria decumbens* na Microrregião de Garanhuns-PE. *Revista Brasileira de Geografia Física* 8, 365-376.
- Hillel, D. 2004. *Introduction to environmental soil physics*. Elsevier Science, San Diego.
- Johansen, O., 1975. Thermal conductivity of soils. Tese (Doutorado). Norway, University of Trondheim.
- Kersten MS (1949) Laboratory research for the determination of the thermal properties of soils. Technical Report 23. Research Laboratory Investigations, Engineering Experiment Station, University of Minnesota, Minneapolis, Minn.
- Leij, F.J., W.J. Alves, M.Th. van Genuchten, and J.R. Williams. 1996. The UNSODA unsaturated hydraulic database. EPA/600/R-96/095, U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH.
- Lu, S., Ren, T., Horton, R., 2007. An Improved Model for Predicting Soil Thermal Conductivity from Water Content at Room Temperature. *Soil Science Society of American Journal* 71, 8-14.
- McCuen, R.R., SNYDER, W.M. 1986. *Hydrologic modeling: Statistical methods and applications*. Prentice-Hall, Nova York.
- Mickley, A.S.: 1951, The thermal conductivity of moist soil. *American Institute of Electrical Engineers Transactions* 70, 1789–1797.
- Peters-Lidard, C.D., Blackburn, E., Liang, X., Wood, E.F. 1998. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences* 55, 1209–1224.
- Reichardt, K.; Timm, L. C. 2008. Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações. Manole, Barueri.
- Rózański, A., Stefaniuk, D. On the prediction of the thermal conductivity of saturated clayey soils: effect of the specific surface area. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* [online] Disponível: https://www.irsm.cas.cz/materialy/acta_content/2016_doi/Rozanski_AGG_2016_0016.pdf. Acesso 22 jul. 2016.
- Silans, A. M. P.; Werlang, L. M. Dinâmica da umidade de um solo da Caatinga em função de sua condutividade térmica. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* [online] Disponível: <http://www.scielo.br/pdf/rbeaa/v15n9/11.pdf>. Acesso 13 jul. 2016.
- Silva, A. P.; Duarte, C. S.; Oliveira, D. B. C.; Holanda, M. A. C. R.; Neto, N. A. A.; Soares, W. A. 2014. Diferentes aspectos do uso de modelos computacionais aplicados às ciências ambientais. *Diálogos: Revista de Estudos Culturais e da Contemporaneidade* 12, 315-342.
- Smits, K. M. Sakaki, T. Limsuwat, A. Illangasekare, T. H. 2010. Thermal Conductivity of Sands under Varying Moisture and Porosity in Drainage–Wetting Cycles. *Vadose Zone Journal* 9, 172-180.
- Soares, W. A. 2009. Fluxos de água e de energia em feijão macassar e mamona no nordeste no Brasil. Tese (Doutorado). Recife, Universidade Federal de Pernambuco.
- Steele-Dunne, S. C. Rutten, M. M. Krzeminska, D. M. Hausner, M. Tyler, S. W. Selker, J. Bogaard, T. A. van de Giesen, N. C. 2010. Feasibility of

- soil moisture estimation using passive distributed temperature sensing. 46, [Online] Disponível: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2009WR008272/epdf>. Acesso em 09 ago. 2016.
- Tarnawski, V.R., Momose T., Leong W.H. 2009. Assessing the impact of quartz content on the prediction of soil thermal conductivity. *Geotechnique* 59, 331–338.
- Werlang, L. M., 2006. Transferência de massa e calor no complexo solo-vegetação-atmosfera: Sensibilidade do modelo à variabilidade espacial da condutividade térmica do solo. Tese (Doutorado) João Pessoa, UFPB.
- Wang, H., Xiao, B., Wang, M. Shao, M. 2013. Modeling the Soil Water Retention Curves of Soil-Gravel Mixtures with Regression Method on the Loess Plateau of China. [online] Disponível:<http://journals.plos.org/plosone/article/asset?id=10.1371%2Fjournal.pone.0059475.PDF>. Acesso 15 ago. 2016.
- Woodside, W. and Messmer, J.M.: 1961, Thermal conductivity of porous media. *Journal of Applied Physics* 32, 1688–1706.