

ODHAD VÝVOJE TOKU TEPLA DO PŮDY

The Estimation of Evolution of the Heat Flux into Soil

Růžena Petrová

Abstrakt Změny v látkových tocích a přírodních energetických procesech, jež s sebou přináší současný vývoj ve společnosti, narušují podmínky přirozené dynamické rovnováhy ekosystémů. K jejímu popisu je standardně využívána tzv. základní energetická bilanční rovnice, kde rozhodující energetické vlivy představují celková čistá radiace, evapotranspirace, zjevné teplo a tok tepla do půdy. Tepelná energie se z povrchu do půdy šíří vedením. Ve sledovaného objemu přílivem tepla vzroste za jednotku času teplota půdy a její změnu lze pro příslušnou hloubku a čas s pomocí difuzivity a popsat 2. Fourierovým zákonem pro jednorozměrné vedení tepla. Model průběhu teploty v půdě vykazuje dobrou shodu s naměřenými daty ve sledované lokalitě a byl použit k odhadu toku tepla do půdy.

Klíčová slova: ekosystém, energetická bilance, , Fourierův zákon vedení tepla, polomasív, tok tepla do půdy.

1. Teplotně vlhkostní model toku tepla do půdy

Na přenosu tepla do půdy se podílí především kondukce – vedení tepla v důsledku konečného rozdílu teplot v pevné fázi hmoty [6]. Intenzita vertikálního tepelného toku v půdě G [W.m⁻²] vlivem vedení tepla, tj. množství tepelné energie, které následkem vedení tepla za jednotku času projde horizontálně orientovanou jednotkou plochy, je přímo úměrná vertikálnímu gradientu [7]

$$G = -\lambda \frac{dT(z)}{dz} \quad (1.1)$$

Ve sledovaného objemu přílivem tepla vedením vzroste za jednotku času teplota půdy $T(z)$. Tuto změnu lze pro příslušnou hloubku a čas s pomocí tzv. materiálových konstant λ , resp. c a ρ stanovit následujícím vztahem

$$\frac{\partial T(z)}{\partial t} = \frac{\lambda}{c\rho} \frac{\partial^2 T(z)}{\partial z^2} \quad (1.2)$$

λ koeficient tepelné vodivosti [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$],
 c měrné teplo [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$],
 ρ měrná hmotnost [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$],
 $T(z)$ teplota v hloubce [K],
 z hloubka [m],
 kde výraz

$$\frac{\lambda}{c \cdot \rho} = \frac{\lambda}{C} = a \quad (1.3)$$

představuje *tepelnou difuzivitu* a [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] a $C = c\rho$ [$\text{JK}^{-1}\text{m}^{-3}$] *tepelnou kapacitu*.
 Substitucí výrazu (1.3) do (1.2) rovnice vedení tepla získá tvar [7]

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (1.4)$$

Řešení rovnice vývoje teploty $T(z)$ (1.4) pro příslušnou hloubku v půdě z vyjadřují následující vztahy (1.5) a (1.6) [1]. Pro odhad vývoje teploty „povrchu“ půdy ($z = 0 \text{ m}$) tak lze použít rovnici

$$T(0, t) = T_\phi + A(0) \sin[\omega(t - t_0)] \quad (1.5)$$

teplotu v hloubce z pak představuje výraz

$$T(z, t) = T_\phi + A(0) \exp\left(-\frac{z}{D}\right) \sin\left[\omega(t - t_0) - \frac{z}{D}\right] \quad (1.6)$$

kde

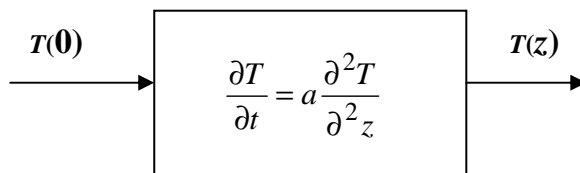
$$D = \sqrt{\frac{a\tau}{\pi}} \quad (1.7)$$

D [m] útlum šíření teplotní vlny,
 τ [s] perioda teplotních změn,
 ω [s^{-1}] úhlová frekvence teplotních změn.

2. Stanovení difuzivity půdy v lokalitě vrt Domanín

Při verifikaci navrhovaného modelu řešeného dynamického problému (Obr.1) jsou nutná vstupně-výstupní data (V/V) [3]. Teplo se do půdy šíří z jejího povrchu, za vstupní data modelu je potřeba brát teplotu povrchu půdy $T(0)$ (nikoli tzv. aktivního povrchu!), výstupní $T(z)$ v příslušné hloubce jsou měřena. Odporové teploměry PT100 pro jejich snímání jsou umístěny v hloubkách 0,01 až 0,08 m pod povrchem. Pokud by jako vstupní data byla vzata

měřená v hloubce 0,01m (tj. $T(0,01)$), výsledek identifikace by byl zkreslen, protože v této svrchní vrstvě je teplotní gradient největší (Obr.4).



Obr.1 Blokové schéma identifikace šíření tepla „jednorozměrným“ polomasívem pomocí modelu (1.4)

Teplota na povrchu polomasívu $T(0)$ [6] byla určena výpočtem s využitím hodnoty dlouhovlnného záření R_{lodr} , které je snímáno pyrgeometrem CG₃ fy Kipp & Zonen umístěným ve výšce 0,3m nad sledovanou vrstvou půdy a jehož teplota je měřena. Půdní povrch emituje zářivý tok, který pyrgeometr zaznamenává. Z hodnot snímaného zářivého toku s využitím doporučených emisivit povrchu [8] je pak možné určit řadu vstupních dat $T(0)$ (radiační teplota povrchu) modelu dle vztahu

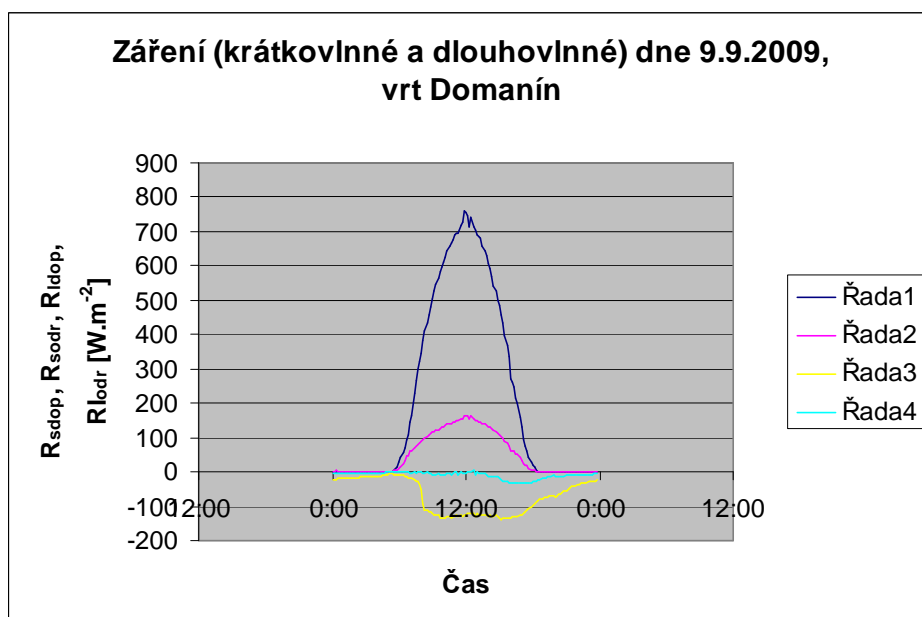
$$T(0) = \sqrt[4]{\frac{R_{lodr}}{\varepsilon \cdot \sigma}} \quad (1.8)$$

R_{lodr} odražené dlouhovlnné záření [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$],
 ε emisivita [1],
 σ Stefan-Boltzamova konstanta [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \text{K}^{-4}$].

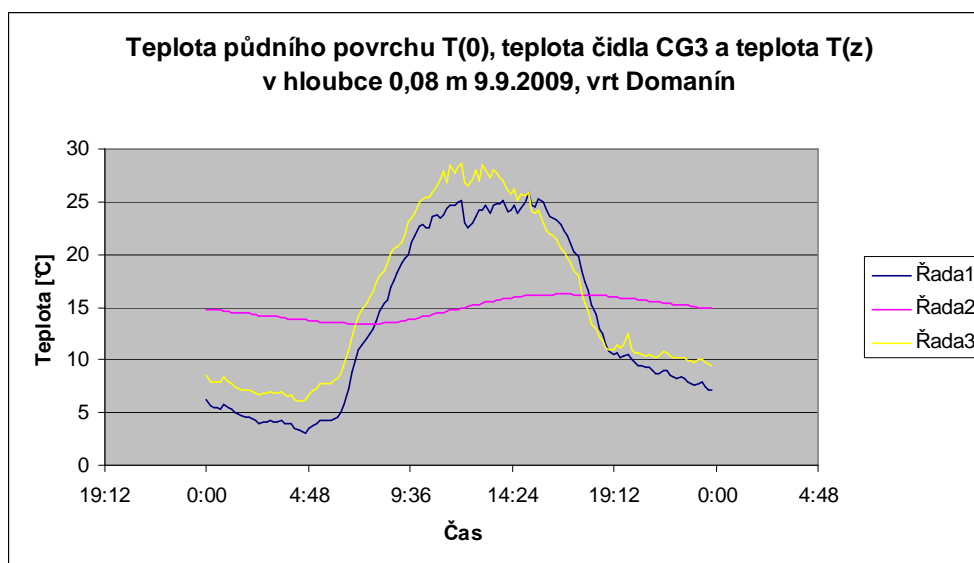
Korelace vypočítané řady dat $T(0)$ s měřenými hodnotami ostatních teplot je patrná z Obr. 3.

3. Verifikace navrženého modelu

Při určování vhodné vstupní řady $T(0)$ modelu (1.8) byl testován vliv doporučených tabulkových hodnot emisivity ε v rozsahu $0,9 \pm 0,08$ [8] na hodnotu zjišťované difuzivity a vrstvy půdy v měřeném místě. Hodnoty emisivity ε uvedeného rozsahu mají významný vliv při stanovení řady dat povrchové teploty (rozdíl ve stupních), nicméně hodnotu a [2] (1.9) tento rozsah výrazně neovlivní. Při identifikaci byla použita řada dat vstupu $T(0)$ vypočítaná s hodnotou emisivity $\varepsilon=0,95$.



Obr.2 Hodnoty dopadajícího a odraženého záření na stanici vrt Domanín dne 9.9.2009

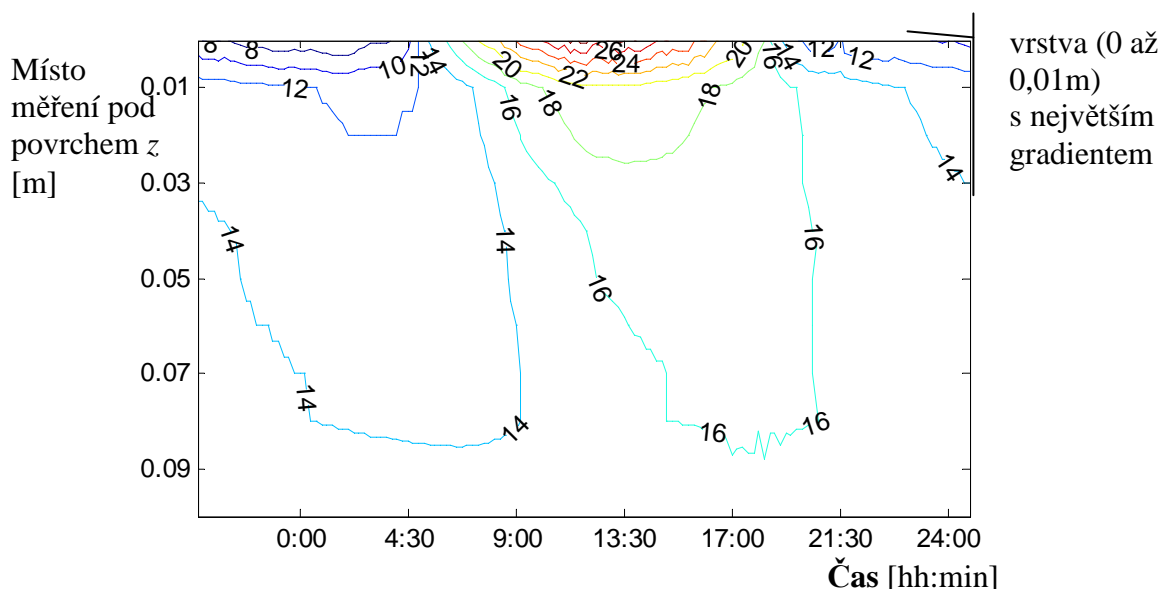


Obr.3 Hodnoty teplot využitých při verifikaci modelu (1.4) vývoje teploty $T(z)$

Tato data $T(0)$ spolu s naměřenými hodnotami teploty $T(z = 0,08 \text{ m})$ byla použita pro výpočet difuzivity a ve sledovaném místě dle vztahu [2].

$$a = \frac{\pi}{24.3600} \left[\frac{\frac{z_{0,08}}{z_0}}{\ln\left(\frac{A_z}{A_0}\right)} \right]^2 \quad (1.9)$$

A_0 teplotní amplituda v hloubce 0 m
 A_z teplotní amplituda v hloubce 0,08 m.



Obr. 4 Průběh teplotních polí na řezu polomasívem v denní periodě

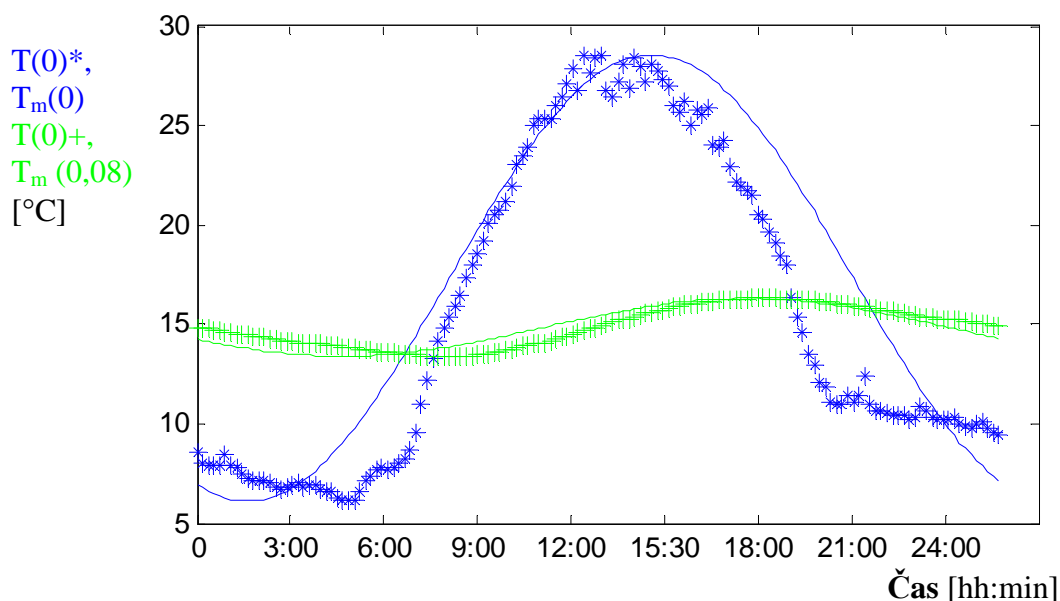
Její hodnota činí $a=0,607 \cdot 10^{-7} \text{ [m}^2\text{s}^{-1}]$ při naměřené hodnotě objemové vlhkosti sledovaného místa 32%. Teoretický průběhu teploty $T_m(0)$ a $T_m(0,08)$ (1.5), (1.6) pro porovnání s naměřenými daty $T(0)$ a $T(0,08)$ znázorňuje (Obr.5)

4. Stanovení hodnoty toku tepla do půdy

Hodnota difuzivity a (1.3) zahrnuje hodnotu tepelné vodivosti λ , měrné hmotnosti ρ a měrného tepla c materiálu, jehož tepelné vlastnosti jsou zkoumány. Aby bylo možné teoreticky stanovit hodnotu tepelného toku G měřeného místa ve sledované periodě τ (1.7), je nutné ke stanovení hodnoty odpovídající tepelné vodivosti λ znát velikost tepelné kapacity půdy C (1.3).

$$\lambda = aC \quad (1.10)$$

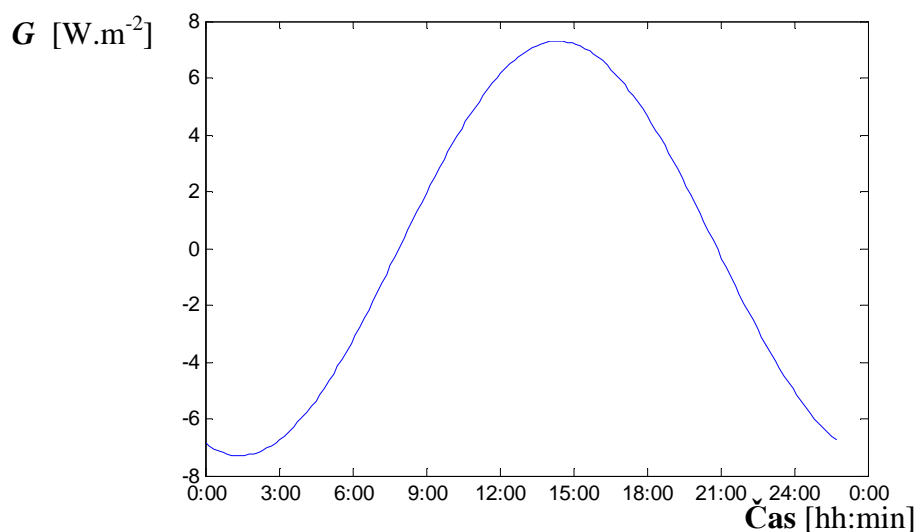
Její hodnota je značně závislá na typu, složení a na obsahu vody ve sledovaném vzorku. Určená difuzivita $a=0,607 \cdot 10^{-7} \text{ [m}^2\text{s}^{-1}]$ (při objemové vlhkosti 32%) ukazovala na hlinitojílovitý charakter měřené půdní vrstvy, a proto byly pro výpočet C použity tabulkové hodnoty $c=1300 \text{ [J.kg}^{-1}\text{.K}^{-1}]$ a $\rho=1926 \text{ [kg.m}^{-3}]$ [5] pro uvedené podmínky ($\lambda = 1,52 \text{ [W.m}^{-1}\text{.K}^{-1}]$). Pro jinou vlhkost by bylo nutné použít jiné hodnoty c , ρ . Půda s tzv. plnou půdní vlhkostí má až 10x větší tepelnou vodivost λ než půda se spodní hodnotou objemové vlhkosti (tzv. bodem vadnutí).



Obr.5 Průběh teplotních polí na řezu polomasívem v denní periodě

Z derivace rovnice (1.4) při hodnotě $z = 0$ m pro stanovení toku tepla z povrchu do půdy plyne následující vztah [4]

$$G(t) := -\lambda \cdot \left[\frac{A_0}{D} \cdot \exp\left(\frac{-z}{D}\right) \cdot \sin\left[-\omega \cdot (t - 7.5 \cdot 3600) + \frac{z}{D}\right] - A_0 \cdot \exp\left(\frac{-z}{D}\right) \cdot \frac{\cos\left[-\omega \cdot (t - 7.5 \cdot 3600) + \frac{z}{D}\right]}{D} \right] \quad (1.11)$$



Obr. 6 Stanovené hodnoty toku tepla do půdy G (1.11) dne 9.9.2009 v lokalitě vrt Domanín

Možný vypočítaný vývoj toku G pro denní periodu τ (1.7) dne 9.9.2009 je na Obr. 6.

Zpřesnění hodnot toku tepla G [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] by umožnilo experimentální stanovení tepelné kapacity C (1.3) půdy ve sledované lokalitě např. dle [9]

$$C = x_s c_s + x_w c_w + x_a c_a \quad (1.12)$$

x_s objemová frakce pevné složky
 x_w objemová frakce vody
 x_a objemová frakce vzduchu

Stanovení skutečného podílu frakcí především u pevné složky a vody (x_s , x_w) by zachytilo aktuální vliv vlhkosti na hodnoty materiálových konstant půdy a tím i hodnotu λ , resp. toku tepla G .

5. ZÁVĚR

Ve sledované lokalitě byl umístěno v hloubce 0,08 m čidlo pro záznam tepelného toku fy Huxeflux. Získaná měření umožní potvrdit navrhovaný postup odhadu toku tepla do půdy G .

Literatura

- [1] Cambel, G. S., Norman, J. M..1998. *An Indroduction to Environmental Biophysics*. New York: Springer, 1998.ISBN 0-387-94937-2.
- [2] HINKEL, K. M..1997. Estimating Seasonal Values of Thermal Diffusivity in Thawed and Frozen Soils Using Temperature Time series. *Cold Regions Science and Technology*, 1997. ISSN 0165-232X.
- [3] HOFREITER, M. 2009. *Identifikace soustav*. Praha, ČVUT, 2009.202. ISBN 978-80-01-04228-1.
- [4] MONTHEITH, J., UNSWORTH, M..2008. *Principles of Environtemtal Physics*. Oxford: Elsevier. 2008.291. ISBN 978-0-12-505103-3.
- [5] PETERS – LIDARD, C. A. et al..1998: The Effect of Soil Thermal Conductivity Parametrization on Surface Energy Fluxes and Temperatures. *Journal of the Atmospheric Science*.1998, 55, 7. ISSN 0022-4928.
- [6] SAZIMA, M., KMONÍČEK, V., SCHNELLER J. a kol..1989. *Teplo*. Praha: SNTL. 1993.716. ISBN 80-85341-42-5.
- [7] VRIES, D.A. 1966. Thermal Properties of Soils. *Physics of Plant Environment*. Amsterodam: North-Holland Publishing Company, 1966. ISSN: 0361-5995.
- [8] *Manual Kipp and Zonen*. [on line]. Delft: Kipp and Zonen, [cit. 1.9.2009]. <<http://www.kippzonen.com/?download/3271/CG+3+-+Manual.aspx>>
- [9] VAN WIJK, W.R. 1966.Soil Science.*Physics of Plant Environment*. 1966, vol.98, 1. ISSN: 0361-5995.

Poděkování

Tento text vznikl díky podpoře grantu MŠMT Nr. 5606001.