

Hodnocení povrchového odporu travního porostu r_c ve vztahu k půdní vlhkosti a hydrolimitům

R. DUFFKOVÁ

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 – Zbraslav, Česká republika
(e-mail: duffkova@vumop.cz)

Abstract Canopy resistance (r_c) is an important parameter expressing canopy ability to transfer water vapour through stomata from soil to atmosphere, depending on soil moisture. To determine the canopy resistance of the permanent grassland (2003-2005) kept in constant height of 10 cm by rearranging from the Penman-Monteith equation, ten-minute values of actual evapotranspiration estimated by the methods of energy balance and Bowen ratio were used. Daily average r_c values were calculated by means of data which complied with a precondition for the validity of the methods of energy balance and Bowen ratio usage in the best way (i.e. from 10.00 to 18.00 CET, days without rain, at global radiation intensity $> 200 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, Bowen ratio values between 0 and 4, in the peak of growing season, i.e. late March or early May to mid-August). Based on introduction criteria logarithmic, resp. linear dependencies of chosen daily r_c averages on relevant daily average values of soil moisture (θ) from the soil profile layer of 0.1 – 0.4 m were assessed. If θ occurred between point of decreased availability PDA ($0.255 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$) and wilting point WP ($0.127 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$), strong logarithmic dependence of r_c on θ documented by coefficient of determination R^2 79.5 % was showed, proving stomata sensitivity in response to θ limiting transpiration rate intensity (2003). On the contrary, if soil moisture was higher than PDA, no dependencies was not proved. Average values of r_c ($\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$) for soil moisture intervals determined by soil hydrologic coefficients reached: θ less than WP – 2003: 559 (average θ : $0.124 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$), θ between WP and PDA: 2003 – 288 (0.191), 2004 – 269 (0.212), 2005 – 167 (0.219), θ between PDA and field capacity FC ($0.32 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$): 2004 – 144 (0.274), 2005 – 135 (0.281), θ higher than FC: 2004 – 161 (0.332).

Key words: canopy resistance, Penman-Monteith equation, grassland, soil moisture, soil hydrologic coefficients

1. Úvod

Odpor porostu (r_c) je důležitým parametrem vyjadřujícím schopnost porostu převádět do atmosféry vodní páru v závislosti na půdní vlhkosti. Největší složkou r_c je stomatální (průduchový) odpor, který musí vodní pára překonat při transpiraci, méně významné jsou kutikulární odpor a odpor půdy při evaporaci. Pohyby průduchů, resp. modulace výměny plynů s okolním prostředím jsou důsledkem gradientů endogenních faktorů a parametrů vnějšího prostředí v systému půda-rostlina-atmosféra. Rostlina pomocí kontroly efektivity výdeje vody simultánně moduluje fotosyntetickou aktivitu determinující produkci biomasy. Mezi faktory, které působí na stupeň otevřenosti průduchů se řadí: absorbovaná fotosynteticky aktivní radiace (FAR), obsah CO_2 v rostlinných pletivech, napětí vodní páry na povrchu listu, vodní sytostní deficit, teplota vzduchu a porostu, dostupnost vody v půdě, vodní potenciál listu, koncentrace kyslíku v kořenové zóně půdy, indexem listové plochy (Norman et al., 1989, Kim a Verma, 1991, Brestič, Olšovská, 2001, Kimura et al., 2006).

V návaznosti na omezení dostupné zásoby půdní vody rostliny redukuje využití radiční energie na transpiraci a dochází k limitaci hydraulické vodivosti pro transport vody z půdy do atmosféry. Dopadající sluneční energie je spotřebována především na ohřev vzduchu a porostu a ochlazení povrchu rostlin probíhá převážně vyzařováním tepelné energie.

Snížení konduktivity listů jako odpověď na sucho má za následek podstatné zvýšení efektivity využití vody v prvních stádiích dehydratace. Tato reakce se považuje za adaptační charakteristiku (Schultze, Hall, 1992) a často se využívá jako kritérium suchovzdornosti (Ni, Pallardy, 1991).

Odpor, resp. vodivost průduchů je v těsnější korelaci s obsahem vody v půdě než s obsahem vody v listech (vodní listový potenciál), což dokumentuje existenci mechanismu nezávislého na hydraulickém efektu (Brestič, Olšovská, 2001). Kyselina abscisová (ABA) syntetizovaná ve špičkách kořenů funguje jako mediátor a chemický signál o suchu a je přenášena transpiračním proudem do listů, kde způsobuje zavírání průduchů, snižuje jejich konduktivitu a transpiraci bez výraznější změny vodního potenciálu. Také Lösch et al. (1994) uvádějí, že stomatální vodivost listů se snižuje pouze vlivem dlouhodobého sucha (sníženým vodním půdním potenciálem) a není ovlivňována krátkodobým snížením listového vodního potenciálu (např. v poledne). Snížení listové vodivosti je svázáno s určitým prahovým snížením využitelné vodní kapacity (o 60 – 80 %).

Příspěvek je zaměřen na posouzení závislosti odporu travního porostu na půdní vlhkosti svrchní vrstvy půdního profilu (0,1 – 0,40 m) a zároveň na vymezení hodnot r_c ve vztahu k půdním hydrolimitům.

2. Lokalita, metoda

Odpor porostu byl určen v letech 2003 – 2005 konverzí (přeskupením) z Penman-Monteithovy rovnice na základě znalosti desetiminutových hodnot aktuální evapotranspirace (ETA) stanovené pomocí metody energetické bilance a Bowenova poměru. Z hlediska splnění podmínek pro platnost uvedené metody byly pro hodnocení vybrány hodnoty r_c z bezsrážkových dní, v plné vegetační sezóně (tj. asi konec dubna či první polovina května až polovina srpna), z denního úseku 10.00 – 18.00, s hodnotami Bowenova poměru 0 – 4 a globálního záření > 200 W.m⁻². Závislost odporu porostu na půdní vlhkosti vrchní části půdního profilu byla stanovena pomocí logaritmické (resp. lineární či exponenciální) funkce.

Lokalita

Pokusná plocha se nachází v katastru obce Klečatky v bývalém okrese Tábor, Česká republika, z geomorfologického hlediska v Třeboňské pánvi, v nadmořské výšce 423 m n.m., v klimatické oblasti mírně teplé. Srážkový a teplotní normál (1.1.1961 – 31.12.1990) Borkovice (ČHMÚ) je 596 mm a 7,2°C, ve vegetačním období (IV.-IX.) 388 mm a 13,3°C. Z hlediska pedologického se jedná o půdní typ: luvizem oglejená (BPEJ 7 43 00) a půdní druh písčitohlinitá půda. Plocha je odvodněná, hladina podzemní vody většinou není ve vegetačním období pro rostliny dostupná. Travní porost je nehojený, udržovaný v konstantní výšce cca 10 cm, s převážným výskytem *Alopecurus pratensis*.

Použitá přístrojová technika

Hodnoty ETA byly získány výpočtem z dat automatické meteorologické stanice umístěné na travním porostu udržovaném v konstantní výšce (cca 0,10 m). Čidla snímala měřené hodnoty každou minutu a datalogger ukládal jejich desetiminutové průměry.

Měřicí systém pro získání dat ETA obsahuje datalogger MiniCube VV/VX (EMS Brno, CZ) registrující data: ze 2 čidel na měření teploty a relativní vlhkosti vzduchu ve dvou různých úrovních (0,5 a 2,0 m, byla vybírána čidla se stejnou chybou, tzv. párování čidel), z pyranometru pro měření intenzity globálního slunečního záření, z bilancoměru (od října 2003, fa Schenk, typ 8110, roční stabilita 3 %), ze dvou čidel na měření teploty půdy ve dvou hloubkách (0,1 a 0,2 m), z čidla na měření toku tepla do půdy (0,15 m, od října 2004, Soil heat flux sensor HFP01, Hukseflux, NL), z anemometru na měření rychlosti větru (ve 2 m).

Objemová vlhkost půdy byla měřena metodou Time Domain Reflectometry (Water Content Reflectometer, Campbell Scientific, USA, typ CS 616, délka 30 cm, přesnost 2,5 %). Zjišťovaný obsah vody v prostředí je odvozen na základě rychlosti šíření elektromagnetických vln v prostoru s proměnnou dielektrickou konstantou danou v tomto případě prakticky pouze obsahem vody v půdě. Čidlo bylo uloženo v hloubce 0,13 – 0,43 m (půdní vlhkost 1, čidlo uloženo až 13 cm pod povrchem, aby mohlo být skryto

i těleso snímače).

Výpočet aktuální evapotranspirace

Výpočet ETA vychází z rovnice energetické bilance a stanovení Bowenova poměru (Monteith, 1973):

$$Rn = G + LE + H + P \quad [1]$$

kde R_n - radiační bilance [W.m⁻²], G - tok tepla do půdy [W.m⁻²], LE - tok tepla spotřebovaného na výpar [W.m⁻²] (L - skupenské teplo vypařování vody [kJ.kg⁻¹], E - hustota toku vodní páry z vypařujícího povrchu do atmosféry, tj. intenzita ETA, [kg.m⁻².s⁻¹]), H - turbulentní tok tepla [W.m⁻²], P - energetická hodnota fotosyntetické produkce [W.m⁻²], pro svoji malou hodnotu obvykle zanedbávaná.

R_n a G jsou relativně jednoduše měřitelné bilancoměrem a čidlem toku tepla do půdy (do října 2003 byla R_n stanovena na základě odhadu albeda travního porostu z literatury na 20 % - Novák, 1995, a výpočtu dlouhodobného vyzařování Země, Allen et al., 1998), problém zůstává s určením hodnoty toku tepla H , který lze zjistit z tzv. Bowenova poměru β . Bowenův poměr β vychází z teorie turbulentní difúze a při splnění určitých předpokladů jej lze vypočítat z vertikálního gradientu teploty vzduchu a koncentrace vodní páry. Základním předpokladem je rovnost přenosových koeficientů pro vertikální turbulentní přenos tepla a vodních par za podmínky neutrálního zvrstvení atmosféry a dostatečně rozsáhlého porostu. β lze vypočítat jako podíl H a LE z rovnic pro turbulentní tok tepla (Monteith, 1973) a tok vodních par (Novák, 1995), jejichž následnými úpravami a zavedením pojmu psychrometrické konstanty lze získat tvar:

$$\beta = \gamma \cdot \frac{(T_2 - T_1)}{(e_2 - e_1)} \quad [2]$$

kde γ - psychrometrická konstanta [kPa.°C⁻¹], $T_2 - T_1$, $e_2 - e_1$ - rozdíl teplot vzduchu [°C], resp. tlaku vodních par ve dvou úrovních [kPa].

Jednoduchou úpravou rovnice [1] a zavedením pojmu β vypočteme ETA:

$$ETA = \frac{Rn - G}{L \cdot (1 + \beta)} \quad [\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}]$$

Tok tepla do půdy G [W.m⁻²] byl do října 2004 stanoven nepřímou z vertikálního gradientu teploty v půdě a její tepelné vodivosti pomocí jednoduchého vztahu:

$$G = \frac{\alpha \cdot (t_2 - t_1)}{z_2 - z_1} \quad [3]$$

kde α - tepelná vodivost půdy: 1,0 [W.m⁻¹.K⁻¹] (Baver et Gardner, 1972), t_1 , t_2 = teplota půdy [°C] v hloubce 0,1 a 0,2 m, z_1 , z_2 - hloubka půdy 0,1 m a 0,2 m.

Penman Monteithova rovnice

Pomocí Penman-Monteithovy rovnice (Monteith, 1965) je možné zjistit potenciální evapotranspiraci (PET) konkrétní plodiny se suchým, ale dobře hydratovaným povrchem (Jensen et al., 1990). Metoda kombinuje aerodynamickou metodu a metodu energetické bilance. Vzorec je sestavený tak, že předpokládá, že se voda vypařuje z horizontálně umístěného „velkého listu“ v efektivní výšce. Hypotetický horizontálně umístěný „velký list“ vypařuje stejně jako konkrétní prostorově členitý list. V rovnici není zahrnutý vliv obsahu vody v půdě na intenzitu výparu (tzn. předpokládá se, že voda není limitujícím činitelem pro výpar). Všechny Penman-Monteithovy rovnice je zvýšena algebraickou eliminací teploty a vlhkosti porostu, které jsou nahrazeny měřením teploty vzduchu a relativní vlhkosti v referenční výšce:

$$PET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{L[\Delta + \gamma(1 + r_c / r_a)]}$$

kde PET- potenciální evapotranspirace [mm], Δ - směrnice křivky závislosti nasyceného tlaku par na teplotě [kPa.C⁻¹], ρ_a - průměrná hustota suchého vzduchu při konstantním tlaku [kg.m⁻³], c_p - měrné teplo vzduchu [MJ.kg⁻¹.°C⁻¹], $e_s - e_a$ - vodní sytostní doplněk [kPa], r_a - aerodynamický odpor porostu pro tok turbulentního tepla [s.m⁻¹],

Preskupením Penman-Monteithovy rovnice byl vypočítán odpor porostu r_c :

$$r_c = r_a \left[1 + \left(\frac{\Delta}{\gamma} \right) \left[\left(\frac{E_0}{ETA} \right) - 1 \right] \right]$$

kde E_0 - potenciální evapotranspirace počítaná z Penman-Monteithovy rovnice za předpokladu, že $r_s = 0$ (mokrý povrch, mm.s⁻¹), ETA-aktuální evapotranspirace [mm.s⁻¹].

Hydrolimity

Hydrolimit je určitá půdní vlhkost, dosažená za smluvených, přesně definovaných podmínek (Kutílek, 1978). V příspěvku jsou posuzovány hodnoty r_c ve vztahu k určitým půdním hydrolimitům a jejich rozmezím: polní kapacitě (PK), bodu snížené dostupnosti (BSD) a bodu vadnutí (BV).

PK - půdní vlhkost, kterou je půda schopna udržet po infiltraci delší dobu (sací tlak 10⁴ - 5.10⁴ Pa, pF = 2,0 - 2,9)

BSD - vlhkost, při které se podstatně snižuje pohyblivost půdní vody (sací tlak 10⁵ až 2.10⁵ Pa, pF = 3,1 - 3,5)

BV - vlhkost půdy, kdy rostliny jsou nedostatečně zásobeny půdní vodou a trvale vadnou (sací tlak 1,5.10⁶ Pa, pF 4,18)

BSD byl vypočítán podle vztahu: BSD = BV+0,6(PK-BV)

BV byl určen z obsahu I. zrnitostní kategorie podle Solnaře: BV = % I. kat. /2,4.

3. Výsledky a diskuse

Získané výsledky dokládají závislost odporu porostu r_c na půdní vlhkosti θ vrchní části půdního profilu (0,10 - 0,40 m) vyjádřenou logaritmickou (resp. lineární či exponenciální) funkcí. Její síla závisí na rozpětí hodnot, ve kterých se půdní vlhkost vyskytuje (graf 1 - 4, tabulka 1) a na množství hodnocených dat. Koeficient determinace R² je tím vyšší, čím více porost trpí suchem (tzn. kdy dochází v závislosti na snižující se půdní vlhkosti k rychlému zvyšování odporu porostu v důsledku aktivního uzavírání štěrbiny listových průduchů) a zároveň čím více je hodnocených dat (tabulka 1). V grafu 2 je v důsledku nižší půdní vlhkosti (θ nižší než 0,17 m³.m⁻³) ve srovnání s grafem 1 (θ nižší než BSD, tj. 0,255 m³.m⁻³) strmější sklon přímky, ale koeficient determinace je nižší než v grafu 1 v důsledku nižšího počtu hodnocených dat. Všechny závislosti uvedené v grafech 1 - 4 byly statisticky průkazné na hladině významnosti $\alpha = 0,05$ (dosažená hladina významnosti P < 0,025). V letech, kdy se průměrná denní půdní vlhkost půdního profilu v hodnoceném období nalézala jak nad tak i pod úrovní BSD (r. 2004, 2005), byla závislost odporu porostu na půdní vlhkosti zjištěna pouze za podmínek vlhkosti půdy nižší než BSD (tab. 1). Výsledky obdobných studií (Szeicz, Long, 1969, Russell, 1980, cit. in Menzel, 1996) konstatují, že r_c zůstává konstantní, pokud půdní vodní deficit horní vrstvy nepřesahuje kritickou hodnotu, která se shoduje s hodnotou půdního vodního deficitu 40 mm. Nad touto hodnotou (tj. nad 40 mm) je prokázána výrazná závislost r_c na půdním vodním deficitu (půdní vodní deficit vyjadřuje rozdíl mezi skutečnou půdní vodní zásobou a polní vodní kapacitou, při BV je půdní vodní deficit 80 mm).

Hodnoty r_c a sumární 8 hodinové evapotranspirace v jednotlivých vegetačních sezónách a průměrné hodnoty za všechny 3 roky ve vztahu k určitým rozmezím půdní vlhkosti vymezených půdními hydrolimity (PK, BSD, BV) jsou uvedeny v tabulce 2, z které vyplývá velmi vysoký r_c při θ nižší než BV (559 s.m⁻¹, extrémní sucho). Se zvyšující se půdní vlhkostí hodnoty r_c klesají s výjimkou období, kdy půdní vlhkost byla vyšší než PK (r_c vyšší než v období, kdy půdní vlhkost se pohybovala mezi BSD a PK). Tento fakt se dá vysvětlit tím, že porost v kořenové zóně trpěl nedostatkem kyslíku a hypoxické prostředí bylo příčinou uzavírání průduchů a zvýšení hodnot r_c (podobně Novák, 1995, Menzel, 1996). Menzel (1996) uvádí minimální r_c v rozpětí 30 - 60 s.m⁻¹, kdy všechny vstupní proměnné byly v optimu. Obvykle se jím zjištěné hodnoty r_c vyskytovaly v rozpětí 30 - 100 s.m⁻¹, většina hodnot byla do 200 s.m⁻¹, výjimečně 400-500 s.m⁻¹ (v důsledku vodního stresu v kombinaci s vysokou teplotou vzduchu a nízkým LAI). V roce, kdy půdní vlhkost nebyla limitujícím faktorem transpirace, autor konstatoval, že hodnoty r_c nepřesáhly 200 s.m⁻¹ (byly v závislosti hlavně na LAI). Tentýž autor zároveň stanovil, že změny r_c v průběhu vegetační sezóny jsou kromě obsahu vody v půdě (0,0 - 0,3 m) závislé na indexu listové

plochy (LAI) a také teplotě vzduchu (nelineární funkce). r_c stoupá s klesajícím LAI a mírně i se vzrůstající teplotou vzduchu. Vzhledem k tomu, že v našich pokusech bylo LAI udržováním porostu ve výšce 10 cm relativně nízké, jsou tímto faktem zdůvodněny vysoké hodnoty r_c .

Gavin a Agnew (2000) zjišťovali hodnoty r_c mokřadu v jihovýchodní Anglii také pomocí přeskupené Penman-Monteithovy rovnice a užití aktuální evapotranspirace, které se pohybovaly v rozpětí 8 – 155 $s.m^{-1}$. Povrchový odpor byl menší než 60 $s.m^{-1}$ v rozpětí 28 – 22 % a při poklesu půdní vlhkosti až na 19 % se r_s zvýšil na 155 $s.m^{-1}$.

Rosset et al. (1997) sledovali energetickou bilanci travních porostů v různých nadmořských výškách ve Švýcarsku (548, 915, 1367 m.n.m.) v souvislosti se změnou porostové skladby a půdní vlhkosti. Významné krátkodobé zvýšení odporu povrchu nastalo s nízkou půdní vlhkostí a nízkým LAI. Průměrný denní r_s se pohyboval v rozmezí 24 $s.m^{-1}$ (příznivé vlhkostní podmínky) až 46 $s.m^{-1}$ (suché období).

Kim, Verma (1991) uvádí minimální hodnoty r_c travního porostu mírného pásma při nelimitovaném záření a vodním sytostním doplňku mezi 20-30 $s.m^{-1}$ na jaře a 14 – 20 $s.m^{-1}$ na podzim.

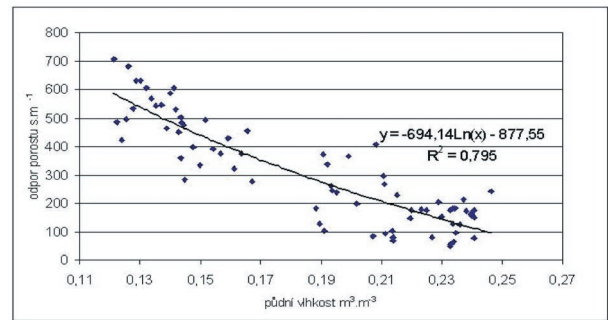
Hurtalová, Matejka (1999) pomocí měření mikrometeorologického profilu několika zemědělských plodin vč. nesečeného travního porostu s výrazným zastoupením stařiny 61 % (Uppsala, Švédsko) zjišťovali mj. odpor porostu pomocí přeskupené Penman-Monteithovy rovnice. Hodnoty r_s byly zprůměrovány mezi 11,00- 16,00 (travní porost 7.6.1994 98 $s.m^{-1}$, při LAI 1,6). Závislost evapotranspirace na odporu porostu byla vyjádřena rovnicí $E=2,15(r_s)^{-0,556}$.

Závěr

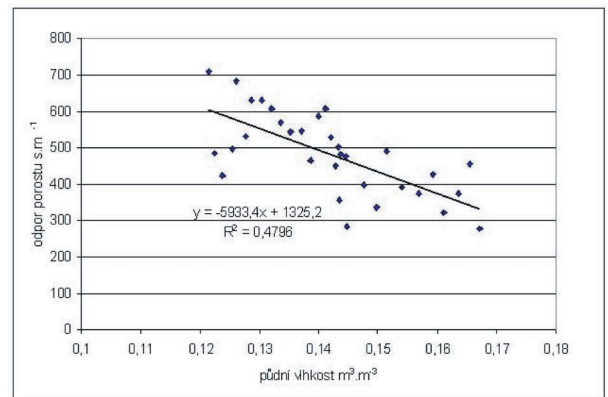
Hodnocení souvislosti mezi půdní vlhkostí a odporem travního porostu ukázalo, že pokud není půdní vlhkost v optimu, tj. z hlediska hydrolimitů mezi polní kapacitou a bodem snížené dostupnosti, dochází ke zvyšování odporu porostu r_c . To znamená, že nedochází ke zvyšování r_c pouze s vývojem půdního sucha, ale i tehdy, pokud je půdní vlhkost nad úroveň polní kapacity. Matematicky prokazatelná závislost r_c na půdní vlhkosti byla zjištěna pouze pod bodem snížené dostupnosti, kdy dochází k aktivní regulaci velikosti průduchových otvorů. Pokud je půdní vlhkost vyšší než bod snížené dostupnosti, je r_c ovlivněn jinými (tj. atmosférickými) parametry, např. vlhkostí a teplotou vzduchu, globálním zářením apod. Relativně vysoké hodnoty r_c byly ovlivněny nízkým indexem listové plochy v důsledku udržování travního porostu ve výšce 10 cm.

Poděkování

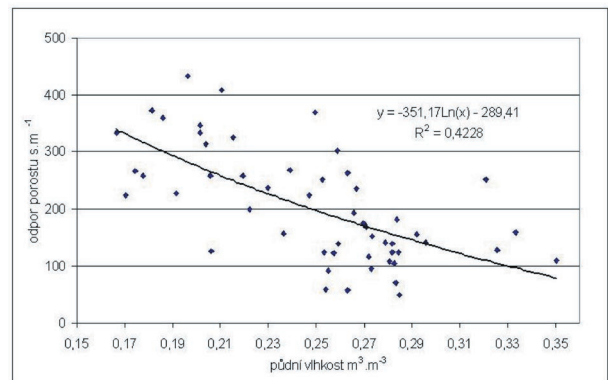
Tento příspěvek byl vytvořen za finanční podpory Ministerstva zemědělství ČR v rámci etapy výzkumného záměru MZE 0002704901-08 „Vliv rozmístění a využívání trvalých travních porostů na kvalitativní a kvantitativní parametry půdy a vody“.



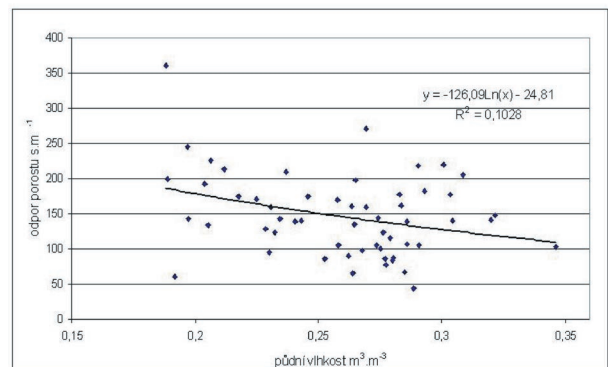
Graf 1 Logaritmická závislost odporu porostu na půdní vlhkosti nižší než BSD ve dnech bez srážek, 25.4.- 17.8.2003



Graf 2 Lineární závislost odporu porostu na půdní vlhkosti nižší než 0,17 $m^3.m^{-3}$, 10.7. – 17.8.2003



Graf 3 Logaritmická závislost odporu porostu na půdní vlhkosti ve dnech bez srážek, 9.5.- 16.8.2004



Graf 4 Logaritmická závislost odporu porostu na půdní vlhkosti ve dnech bez srážek, 8.5.- 13.8.2005

Tabulka 1 Koefficienty determinace (R^2 , %) vyjadřující závislost r_c na vybraném rozsahu půdní vlhkosti(θ) pomocí nejvhodnějších matematických funkcí ve dnech vrcholné vegetační sezóny bez srážek (10,00-18,00 hod.) s globální zářením $> 200 \text{ W.m}^{-2}$ a Bowenovým poměrem 0 – 4.

Rozsah θ	>BSD (0,255 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)					< 0,20 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$					< 0,17 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$				
	R^2	rozsah θ	počet dnů, funkce	R^2	rozsah θ	počet dnů, funkce	R^2	rozsah θ	počet dnů, funkce	R^2	rozsah θ	počet dnů, funkce	R^2	rozsah θ	počet dnů, funkce
2003	79,50	0,12-0,25	86, log	-	-	-	79,50	0,12-0,25	86, log	67,55	0,12-0,20	42, log	47,96	0,12-0,17	32, lin
2004	42,28	0,17-0,35	53, log	0,65	0,25-0,35	28, log	20,73	0,17-0,25	25, exp	10,14	0,17-0,20	9, lin	-	-	-
2005	10,28	0,19-0,35	56, log	1,22	0,25-0,35	35, log	19,53	0,19-0,25	21, log	11,77	0,19-0,20	5, log	-	-	-

Vysvětlivky: log – logaritmická funkce, exp – exponenciální funkce, lin – lineární funkce

Tabulka 2 Průměrné denní hodnoty r_c , půdní vlhkosti θ a osmihodinové sumární hodnoty ETA v rozsazích půdní vlhkosti vymezených hydrolimity (bod vadnutí BV, bodu snížené dostupnosti BSD a polní kapacity PK). Výběr z dnů vrcholné vegetační sezóny bez srážek (10,00-18,00 hod.), kdy zároveň globální zářením $> 200 \text{ W.m}^{-2}$ a Bowen 0 – 4.

Rozsah θ	$\theta < \text{BV}$ (0,127 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)			$\theta: \text{BV-BSD}$ (0,255 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)			$\theta: \text{BSD-PK}$ (0,32 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)			$\theta > \text{PK}$		
	r_c (s.m^{-1})	θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	ETA (mm)	r_c (s.m^{-1})	θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	ETA (mm)	r_c (s.m^{-1})	θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	ETA (mm)	r_c (s.m^{-1})	θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	ETA (mm)
2003	559,1±51,2	0,124±0,0008	1,89±0,203	288,4±20,4	0,191±0,005	2,33±0,08	-	-	-	-	-	-
2004	-	-	-	269,3±18,1	0,212±0,005	2,00±0,086	143,7±12,1	0,274±0,002	1,86±0,135	161,3±27,4	0,332±0,006	1,85±0,197
2005	-	-	-	167,2±13,7	0,219±0,004	2,49±0,145	134,8±9,0	0,281±0,003	2,07±0,099	Pouze 2 hodnoty - nehodnoceno	-	-
průměr	559,1±51,2	0,124±0,0008	1,89±0,203	241,6±17,4	0,207±0,005	2,27±0,104	139,3±10,6	0,278±0,003	1,97±0,117	161,3±27,4	0,332±0,006	1,85±0,197

Literatura

- [1] Baver, L.B., Gardner, W.H., Gardner, W.R. (1972): Soil physics, 4th issue, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- [2] Brestič, M., Olšovská, K. (2001): Vodný stres rastlín – príčiny, dôsledky, perspektívy, SPU v Nitre. 149 s.
- [3] Gavin, H., Agnew, C.T. (2000): Estimating Evaporation and Surface Resistance from a Wet Grassland. *Phys. Chem. Earth*, 25 (7 – 8): 599 – 603.
- [4] Hurtalová, T., Matejka, F. (1999): Surface characteristics and energy fluxes above different plant canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98 – 99: 491 – 500.
- [5] Kim, J., Verma, S. B. (1991): Modeling canopy stomatal conductance in a temperate grassland ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology*, 55: 149 – 166.
- [6] Kimura, R., Fan, J., Zhang, X.C. Takayama, N., Kamichika, M., Matsuoka, N. (2006): Evapotranspiration over the grassland field in the Liudaogou basin of the Loess Plateau, China. *Acta oecologica-Interantionl Journal of Ecology*, 29 (1): 45-53.
- [7] Kutílek, M. Vodohospodářská pedologie (1978): Státní nakladatelství technické literatury, 295 s.
- [8] Lösch, R., Schulze, E. D.(1994): Internal Coordination of Plant Responses to Drought and Evaporational Demand. *Ecological studies, Ecophysiology of Photosynthesis*, vol. 100, p. 185 – 204.
- [9] Menzel, L. (1996): Modelling Canopy Resistances and Transpiration of Grassland. *Phys. Chem., Earth*, vol. 21 (3): 123-129.
- [10] Monteith, J.L. (1965): Evaporation and environment, in *The state and movement of water in living organisms*, edited by G. Fogg, vol. 19 of *Sympos. Soc. Exper. Biol.*, p. 205 – 234, Society for experimental biology.
- [11] Monteith, J.L.(1973): Principles of Environmental Physics. Edward Arnold (Publishers) Limited, London, 241 p.
- [12] Ni, B.R., Pallardy, S.G. (1991): Response of gas exchange to water stress in seedlings of woody angiosperms. *Tree Physiol.* 8, 1-9.
- [13] Novák V.(1995): Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania, VEDA, vydavateľstvo Slovenskej akadémie ved, Bratislava, 253 p.
- [14] Rosset, M., Riedo, M., Grub, A., Geissmann, M., Fuhrer, J. (1997): Seasonal variation in radiation and energy balances of permanent pastures at different altitudes, *Agricultural and Forest Meteorology*, 86: 245 – 258.
- [15] Russell, G. (1980): Crop evaporation, surface resistance and soil water status, *Agricultural Meteorology*, 21: 213 – 226.
- [16] Schultze, E.D., Hall, A.E. (1992): Stomatal responses, water loss and CO₂ assimilation rates of plants in contrasting environments. In: *Physiological plant ecology II: water relations and carbon assimilation* (O.L. Lange, P.S. Nobel, C.B. Osmond, H. Zeiger eds.) Springe Verlag, Berlin, 263 – 324.