

## VYBRANÉ METODY VÝPOČTU EVAPORACE A EVAPOTRANSPIRACE

Mojmír Kohut

Výpar (evaporace, evapotranspirace) je vedle srážek a odtoku hlavním prvkem hydrologické bilance. V předkládaném článku jsou stručně hodnoceny některé domácí i zahraniční přístupy k řešení této problematiky, tj. k určení výparu, a to se zvláštním zřetelem na vybrané novější postupy. Článek se nezabývá měřením výparu, které se na vybraných klimatologických stanicích ČR provádí v rámci činností ČHMÚ.

### Úvod

Je nutno zdůraznit, že výpar (evaporace, evapotranspirace) jako jeden ze tří základních prvků hydrologické bilance (srážky, odtok, výpar) patří vzhledem k vzájemně velmi složité interakci ve smyslu půda x rostlina x atmosféra k nejkomplicovanějším a nejobtížněji stanovitelným prvkům v přírodě. V současné době nejsou k dispozici uspokojivé metody verifikace celého evaporačního procesu, které by se mohly realizovat v operativním měřítku. Na světě existuje celá řada vzorců od nejjednodušších až po ty nejsložitější, které jsou součástí různých matematických modelů řešících kromě vlastní evaporace (evapotranspirace) též vlhkostní poměry v půdě, problematiku vláhových deficitů v půdě pod různými plodinami (porosty), resp. otázky hydrologické bilance v krajině.

### 1. Thornthwaiteova metoda výpočtu evaporace

Tato metoda dosáhla poměrně velkého rozšíření po celém světě. Jedná se starší metodu (konec 40. let 20. století), avšak i v dnešní době je dosti využívána. Jednou z výhod této metody je vstup minima meteorologických informací.

Metoda spočívá v určování hodnot potenciální evaporace (výparu) v měsíčním kroku za předpokladu, že průměrná měsíční teplota vzduchu je kladná. Vychází se ze skutečnosti, že celkový výpar závisí na podnebí, zásobách podzemní vody a na rázu a porostu krajiny. Tato metoda dává výsledky velmi blízké postupům určení výparu podle Seljaninova. **Thornthwaiteova metoda** má pro hydrology význam i v tom, že umožňuje přibližné hodnocení vodní bilance krajiny.

Z klimatických prvků v základním vzorci pro výpočet evaporace vystupuje pouze průměrná měsíční teplota vzduchu, která je základem pro určení tzv. celoročního ohřevného indexu počítaného individuálně pro každý měsíc. V dalším výpočetním schématu se uvažuje jeho sumární hodnota za celý kalendářní rok.

Uvedená metoda dovoluje na základě vypočítané měsíční evaporace a měřených srážek sestavit tabulku vlhkostních poměrů daného místa, která může mít své opodstatnění v hydrologické praxi. V podstatě se jedná o průběžnou bilanci mezi touto metodou určeným výparem a měřenými srážkami za předpokladu jistých zjednodušení. Vychází se přitom z předpokladů, že v době nadbytku srážek nebo v době tání se voda zadržuje v půdě jako zásoba vody. Tuto maximální zásobu vody autor metodiky položil rovnu 100 mm. V praxi se postupuje od prvního podzimního měsíce, kdy srážky jsou vyšší než výpar (v našich

poměrech se často jedná o říjen). Rozdíl obou veličin lze považovat za zásobu vody, resp. za změnu zásoby vody. V dalších měsících se postupně bilancuje rozdíl výparu a srážek, přičemž se postupně vyplňují položky nedostatek, resp. nadbytek vody, změna zásoby vody, zásoba vody a odtok.

Z poměru mezi nedostatkem a nadbytkem vody Thornthweite odvodil tzv. index vlhka, který je základem klasifikace jednotlivých oblastí do devíti klimatických typů (klimatické typy od perhumidních a přes humidní typy až po aridní typy). Podobný výraz pro klasifikaci vlhkostních poměrů v naší republice rozpracoval **M. Konček** v podobě tzv. **indexu zavlažení** (obdobná klasifikace oblastí do devíti klimatických typů za předpokladu vstupu srážek, průměrných teplot a průměrných rychlostí větru v odpoledním klimatickém termínu měření).

## 2. Základní Penmanova rovnice v Úlehlově modifikaci

Pro určení potenciální evapotranspirace travního prostranství a jiných zemědělských plodin mají velký význam práce H.L. Penmana. Jeho základní rovnice v modifikaci **J. Úlehly** se všeobecně používala v hlavně v 80. a 90. letech 20. století a stala se základem závlahového dispečinku **AGROMETSERVIS** provozovaného Českým hydrometeorologickým ústavem, pobočkou Brno pro celé území tehdejší ČSSR.

Základní Penmanův vztah v Úlehlově modifikaci má tvar:

$$E_T = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} * H_T + E_{aT}}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}$$

- kde  $E_T$  = potenciální evapotranspirace [ $\text{mm H}_2\text{O} \cdot \text{den}^{-1}$ ].  
 $\Delta$  = sklon křivky napětí vodních par při dané teplotě vzduchu pro nasycený vzduch [ $\text{torr} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ,  $\text{hPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ].  
 $\gamma$  = psychrometrická konstanta [0,49 pro tlak par v torrech nebo mm Hg, 0,66 pro tlak par v hPa nebo mbar].  
 $H_T$  = bilance záření [ $\text{mm H}_2\text{O} \cdot \text{den}^{-1}$ ].  
 $E_{aT}$  = tzv. "výsušnost atmosféry" [ $\text{mm H}_2\text{O} \cdot \text{den}^{-1}$ ].

Aby se usnadnilo kvantitativní srovnávání různých veličin, uvádějí se příslušné charakteristiky v ekvivalentech vodního sloupce za den. Je logické, že každá z výše uvedených veličin se počítá podle řady vzorců, přičemž v každém z nich vystupují další proměnné. Výhodou je skutečnost, že při zpracování nejsou třeba pomocné tabulky. Uvedený vzorec je odvozen pro naše zeměpisné šířky.

## 3. Výpočet evapotranspirace podle Budyka a Zubenokové

Pro určení aktuálních hodnot evaporace a evapotranspirace je z fyzikálního hlediska velmi dobře zdůvodnitelná metoda, kterou rozpracovali v bývalém SSSR **Budyko** a **Zubenokova**.

Základem je určení potenciální evapotranspirace, aktuální evapotranspirace se potom vypočítá z empirické závislosti mezi tzv. poměrnou evapotranspirací ve tvaru  $E / E_0$  a vlhkostí půdy. Jejich metoda je založena na společném řešení rovnic vodní a energetické bilance, stejně tak na experimentálním zjištění závislosti rychlosti vypařování na vlhkosti půdního pokryvu. Pokud půda obsahuje dostatek vláhy (např. v zimě při sněhové pokrývce) výpar z půdy závisí jen na vnějších klimatických faktorech a skutečný výpar je tedy roven nebo téměř roven výparu potenciálnímu, tj. výparu maximálně možnému při daných klimatických podmínkách. Při vlhkosti půdy menší než je její kritická hodnota se však výpar zmenšuje úměrně s poklesem vlhkosti půdního pokryvu. Skutečnou (aktuální) evapotranspiraci získáme přenásobením potenciální hodnoty výparu poměrným číslem získaným jako poměr průměrné vlhkosti půdy ku její kritické vlhkosti v daném časovém horizontu.

$$E = E_0 * \frac{W}{W_0}$$

- kde  $E$  = skutečná (aktuální) evapotranspirace z povrchu půdního pokryvu [mm].  
 $E_0$  = potenciální evapotranspirace [mm].  
 $W$  = průměrná hodnota vlhkosti půdy za danou časovou jednotku neboli průměrný obsah vody ve svrchní (zpravidla metrové) vrstvě půdy za uvažovaný časový interval [mm].  
 $W_0$  = kritická hodnota vlhkosti půdy v dané časové jednotce neboli "kritický" obsah vody ve svrchní (zpravidla metrové) vrstvě půdy, který se určí jako obsah vody v kořenové zóně půdy pro hypoteticky nejvyšší kritickou vlhkost půdy rovnající se vlhkosti nasycení půdy [mm].

Na základě rovnice přenosu vodních par v přízemní vrstvě atmosféry Budyko navrhl tzv. komplexní metodu výpočtu potenciálního evapotranspirace ve tvaru:

$$E_0 = \rho * D * (q_s - q)$$

- kde  $E_0$  = potenciální evapotranspirace [mm].  
 $D$  = součinitel rychlosti turbulentního přenosu mezi úrovní vypařujícího povrchu a úrovní měření v meteorologické budce neboli integrální koeficient difúze [ $m \cdot s^{-1}$ ].  
 $\rho$  = hustota vzduchu [ $kg \cdot m^{-3}$ ].  
 $q_s, q$  = měrná vlhkost vzduchu nasyceného vodní párou při teplotě vypařujícího povrchu a měrná vlhkost vzduchu ve výšce 2 m, tj. na úrovni meteorologické budky [ $kg \cdot kg^{-1}$ ].

Komplexní metoda bere v úvahu všechny základní faktory, které mají vliv na výpar. Jak bylo uvedeno výše, jedná se o fyzikálně opodstatněnou metodu, která se osvědčila při výpočtu potenciální, ale též aktuální tzv. "klimatické" evapotranspirace. Na Slovensku byla s úspěchem aplikována **J.Tomlainem** pro zpracování průměrných měsíčních a ročních hodnot potenciální a aktuální evapotranspirace na území ČSSR za dlouhodobé období (1931-1960, 1951-1980) a výsledky byly zpracovány v tabelární a přehledné mapové podobě.

#### 4. Referenční evapotranspirace a evapotranspirace podle metodiky FAO

Výpočet a určení **referenční evapotranspirace** (většinou se uvažuje travní porost) **podle metodiky FAO** je obecných přístupem k řešení problematiky výparu (evaporace, evapotranspirace). Pod pojmem referenční evapotranspirace se rozumí evapotranspirace z hypotetického povrchu velmi podobnému standardnímu travnímu porostu, který se vyznačuje během celého kalendářního roku konstantní výškou (0,12 m), konstantním albedem (0,23), konstantním povrchovým odporem hypotetické plodiny ( $70 \text{ s.m}^{-1}$ ), plným (maximálním) zápojem a optimálním zásobováním srážkovou vodou. Jinými slovy, výpočet proběhne pro den nebo jinou časovou jednotku na základě vstupu základních meteorologických údajů (teplota vzduchu, vlhkost vzduchu v podobě tlaku vodní páry nebo relativní vlhkosti vzduchu, doba trvání slunečního svitu nebo globální radiace, rychlost větru), přičemž všechny ostatní parametry jsou po celou dobu výpočtů nastaveny na konstantní hladinu. Tímto způsobem lze tedy relativně porovnávat jednotlivé navzájem odlišné oblasti.

Základní vzorec pro výpočet referenční evapotranspirace travního porostu podle metodiky FAO je následující:

$$ET_o = \frac{0,408 * \Delta * (R_n - G) + \gamma * \frac{900}{T + 273,16} * u_2 * (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma * (1 + 0,34 * u_2)}$$

- kde  $ET_o$  = referenční evapotranspirace [ $\text{mm.den}^{-1}$ ].  
 $R_n$  = radiace na povrchu hypotetického povrchu, v podstatě její bilance [ $\text{MJ.m}^{-2}.\text{den}^{-1}$ ].  
 $G$  = tok tepla v půdě [ $\text{MJ.m}^{-2}.\text{den}^{-1}$ ].  
 $T$  = teplota vzduchu ve 2 m [ $^{\circ}\text{C}$ ].  
 $u_2$  = rychlost větru ve 2 m [ $\text{m.s}^{-1}$ ].  
 $e_s$  = tlak nasycení vodní páry při teplotě měřené v meteorologické budce [kPa].  
 $e_a$  = tlak vodní páry vypočítaný podle teploty měřené v meteorologické budce [kPa].  
 $e_s - e_a$  = sytostní doplněk [kPa].  
 $\Delta$  = sklon křivky napětí vodních par při dané teplotě vzduchu, tj. derivace závislosti mezi měrnou vlhkostí vzduchu nasyceného vodními parami a teplotou vzduchu [ $\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$ ].  
 $\gamma$  = psychrometrická konstanta [ $\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$ ].

Uvedený vzorec označovaný jako **Penman-Monteithova rovnice** podle metodiky FAO pro výpočet referenční evapotranspirace byl odvozen z originální Penman-Monteithovy rovnice a z rovnic pro výpočet aerodynamického a povrchového odporu. Po příslušné úpravě lze jej použít i pro výpočet referenční evapotranspirace v jiném časovém horizontu (hodina, 10 dní, měsíc), resp. za předpokladu některých chybějících vstupních údajů.

Základní význam takto určené evapotranspirace tkví v jejím dalším využití při řešení otázek aktuální evapotranspirace. Evapotranspiraci jakékoliv plodiny za standardních podmínek určíme jako součin referenční evapotranspirace a tzv. bezrozměrného koeficientu

$$ET_c = K_c * ET_o$$

plodiny, k jehož hodnotám se pro jednotlivé plodiny dospělo empiricky:

- kde  $ET_c$  = evapotranspirace plodiny [ $\text{mm.den}^{-1}$ ].  
 $K_c$  = koeficient plodiny [ $\text{mm.den}^{-1}$ ].

$ET_0$  = referenční evapotranspirace plodiny [ $\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$ ].

Problematika stanovení koeficientu plodiny je velmi složitá. V podstatě lze říci, že základní koeficient plodiny  $K_c$  může být jednoduchý nebo se může skládat ze dvou položek ( $K_c = K_{bc} + K_e$ , kde  $K_{bc}$  je bazální koeficient a  $K_e$  je tzv. evaporační koeficient). Při analýze této velmi složité problematiky se přihlíží k celé řadě aspektů, mimo jiné k jednotlivým vývojovým stádiím plodiny, časovým změnám vybraných fytometrických charakteristik, vlhkostním poměrům v půdě, povětrnostním podmínkám apod.

Referenční evapotranspirace a Penman-Monteithův přístup k řešení evapotranspirace (viz dále) jsou základem řady modelů řešících např. problematiku vláhových bilancí rozdílných povrchů.

Pro výpočet evaporace z volné vodní hladiny podle **Penmanovy teorie** lze psát:

$$E_o = \frac{\Delta}{\Delta * \gamma} * \frac{R_n - G}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} * E_a$$

kde  $E_o$  = referenční evaporace z volné vodní hladiny [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ].

$\Delta$  = sklon křivky napětí vodních par při dané teplotě vzduchu, tj. derivace závislosti mezi měrnou vlhkostí vzduchu nasyceného vodními parami a teplotou vzduchu [ $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ].

$R_n$  = intenzita toku radiace [ $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ].

$G$  = intenzita toku tepla v povrchové vrstvě vody [ $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ].

$\gamma$  = psychrometrická konstanta [ $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ].

$\lambda$  = skupenské (latentní) teplo výparné [ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ].

$E_a$  = aerodynamický evaporační ekvivalent [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ].

Výraz  $G$  je pro dostatečně dlouhé časové periody často zanedbáván ( $G \approx 0$ ). Pokud výsledek vynásobíme hodnotou 86 400, dostaneme referenční evaporaci z volné vodní hladiny v  $\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$ .

## 5. Anglický model MORECS

Na přelomu 70. a 80. let, tj. přibližně před dvaceti lety byla v Anglii postupně do praxe zavedena první verze komplexního výpočetního modelu **MORECS ("The Meteorological Office Rainfall and Evaporation Calculation Systém")** autorů N. Thompson, I.A. Barrie, M. Ayles a kol. z meteorologického střediska v Bracknellu. V polovině 90. let byla sestavena druhá, značně rozšířená, upravená a vylepšená verze (autoři M. Hough, S. Palmer, A. Weir, M. Lee, I. Barrie a kol.). Hlavním cílem modelu je pravidelné operativní poskytování aktuálních týdenních a měsíčních hodnot evapotranspirace, resp. evaporace včetně vodní bilance v krajině a deficitu půdní vláhy ve formě přehledných tabulek, grafů a mapových příloh. Řada výstupů tohoto modelu je v režimovém, ale zvláště v operativním provozu využitelná v hydrologické praxi. Systém rozpracovaný pro konkrétní typy půd a konkrétní rostlinný pokryv v podobě výstupních sestav pro čtverce o velikosti 40 km x 40 km pokrývá celé území Anglie, Walesu, Skotska a Severního Irsku.

Základem modelu je **modifikovaná Penman-Monteithova kombinační rovnice** pro

$$\lambda * E = \frac{\Delta * (R_n - G) + \frac{\rho * C_p * (e_s - e)}{r_a}}{\Delta + \gamma * \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

výpočet evapotranspirace, kterou zjednodušeně lze psát ve tvaru:  
neboli

kde: E = intenzita potenciální evapotranspirace, tj. rychlost ztráty vody [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ].  
 $\lambda$  = skupenské (latentní) teplo výparné,  $\lambda = 2465000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  neboli  $2,465 \text{ MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$ .  
 Nejedná se přesně o konstantu, avšak malé změny  $\lambda$  lze vyjádřit jednoduchou rovnicí v závislosti na teplotě vzduchu.

$$\lambda * E = \frac{\Delta * (R_{ne} - G) + \frac{\rho * C_p * (e_s - e) * \left(1 + \frac{b * r_a}{\rho * C_p}\right)}{r_a}}{\Delta + \gamma * \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right) * \left(1 + \frac{b * r_a}{\rho * C_p}\right)}$$

$\Delta$  = sklon křivky napětí vodních par při dané teplotě vzduchu, tj. derivace závislosti mezi měrnou vlhkostí vzduchu nasyceného vodními parami a teplotou vzduchu [ $\text{mb}\cdot\text{C}^{-1}$ ,  $\text{hPa}\cdot\text{C}^{-1}$ ].  
 $R_n$  = bilance radiace na vypařujícím povrchu [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ].  
 $R_{ne}$  = bilance radiace vypočítaná za předpokladu, že povrchová teplota  $T_o$  vypařujícího povrchu je rovna teplotě v meteorologické budce  $T_{sc}$  ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ).  
 $b$  = korekční faktor.  
 $G$  = tok tepla v půdě [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ].  
 $\rho$  = hustota vzduchu [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ].  
 $C_p$  = specifické (měrné) teplo vzduchu při konstantním barometrickém tlaku,  $c_p = 1005 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ .  
 $e_s$  = tlak nasycení vodní páry při teplotě měřené v meteorologické budce [ $\text{mb}$ ,  $\text{hPa}$ ].  
 $e$  = tlak vodní páry vypočítaný podle teploty měřené v meteorologické budce [ $\text{mb}$ ,  $\text{hPa}$ ].  
 $r_a$  = celkový aerodynamický odpor plodiny [ $\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$ ].  
 $r_s$  = celkový odpor povrchu, resp. povrchový odpor plodiny [ $\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$ ].  
 $\gamma$  = psychrometrická konstanta,  $\gamma = 0,66$  pro teplotu vzduchu ve  $^{\circ}\text{C}$  a tlaku vodní páry v  $\text{mb}$  nebo  $\text{hPa}$ .

První z výše uvedených vztahů je základní, naproti tomu druhý vzorec představuje konečnou podobu kombinované Penman-Monteithovy rovnice modelu MORECS pro výpočet evapotranspirace s korekcí na teplotu vypařujícího povrchu, a to za předpokladu vyjádření pomocí specifické vlhkosti vzduchu nebo v hodnotách tlaku vodní páry. Vlastní algoritmus modelu je poměrně velmi složitý, obsahuje desítky dílčích vzorců, které jsou zčásti odvozeny empiricky a které nelze jednoduchým způsobem na tomto místě publikovat.

Uživatelé modelu využívají jeho výstupů nejrůznějším způsobem, a proto je k dispozici řada volitelných aplikací. Finálními výstupy modelu vedle sestav potenciální a aktuální evapotranspirace, případně dalších agrometeorologických charakteristik včetně jednoduché bilance srážky x výpar, jsou hlavně tabelární a grafické sestavy deficitů půdní vláhy bilancované pro konkrétní přírodní podmínky a hodnocení přebytečné srážkové vody, která se považuje za "hydrologicky účinné (efektivní) srážky". Zde je však nutno zdůraznit, že tento model neřeší otázku povrchového, resp. podpovrchového (hypodermického) a podzemního odtoku. Výstupy se v operativním kroku provádí pravidelně v týdenních, resp. dvoutýdenních intervalech pro celé území Velké Británie. Ve všech případech se jedná o tabelární a grafická hodnocení. Na rozdíl od první verze modelu jsou výpočty méně schematizovány a vedle

vstupních klimatických a fenologických údajů zahrnují některé konkrétní hydro-pedologické charakteristiky. Nejdůležitější z nich je průměrná využitelná kapacita půdy jako rozdíl mezi základními půdními hydrolimity (bod vadnutí plodiny a oblast retenční vodní kapacity) do hloubky aktivního prokořenění.

Po nezbytných modifikacích uvedený model našel své uplatnění i v jiných zemích Evropy (Rakousko), model byl např. použit i pro zpracování vlhkostních poměrů severovýchodní části USA.

## 6. Model AVISO ("Agrometeorologická výpočetní a informační soustava")

Od roku 1992 je na Českém hydrometeorologickém ústavu pobočce Brno v provozu komplexní model označený jako AVISO ("Agrometeorologická výpočetní a informační soustava"), který je velmi obdobný anglickému modelu MORECS. Odlišuje se však od něho zvláště organizací sběru a zpracováním výchozích meteorologických dat, výstupními sestavami a řadou programových úprav provedených na základě odvození a experimentálních měření.

Základem modelu je modifikovaný způsob výpočtu potenciální evapotranspirace metodou Penman-Monteith poskytující racionální a fyzikálně podložený způsob výpočtu výdeje vody z různých povrchů. Model je modifikován a přizpůsoben specifickým podmínkám ČR, přičemž se jedná o systém otevřený s průběžným doplňováním, upřesňováním a optimalizací jak po stránce organizační, tak i programové. Model se používá v operativním i režimovém provozu.

Vedle vybraných fenologických charakteristik na vstupu modelu jsou tzv. "penmanovské" proměnné, tj. denní údaje o průměrné teplotě vzduchu, průměrném tlaku vodní páry, době trvání slunečního svitu a průměrné rychlosti větru (k nim se řadí ještě úhrny srážek).

Základní vzorec pro výpočet potenciální evapotranspirace (evaporace) jednotlivých plodin (včetně holé půdy a travního porostu) je následující (výpočet je rozdělen na výpočet pro denní a noční dobu):

$$ET = E_{day} + E_{night}$$

kde:  $E_{day}$  = potenciální evapotranspirace za denní dobu [mm] podle vzorce:

$$E_{day} = \frac{\ddot{A} * (RN_{day} - G_{day}) + E_a * 3600 * L_{day}}{R_{sd} L_{heat}}$$

případně

$$E_{day} = Intrapc + \frac{\ddot{A} * (RN_{day} - G_{day}) + E_a * 3600 * (L_{day} - T_m)}{R_{sd} L_{heat}}$$

$E_{night}$  = potenciální evapotranspirace za noční dobu [mm] podle vzorce:

$$E_{night} = \frac{\ddot{A} * (RLN_{night} - G_{night}) + E_a * 3600 * 2 * t_l}{R_{sn} L_{heat}}$$

Pro hydrologickou praxi má význam určení výparu (evaporace) z volné vodní hladiny podle vztahu:

$$ET = \frac{\frac{\ddot{A} * (RN_{day} - G_{day}) + E_a * 3600 * L_{day}}{R_s} + \frac{\ddot{A} * (RLN_{night} - G_{night}) + E_a * 3600 * 2 * t_1}{R_s}}{L_{heat}}$$

Proměnné ve výše uvedených vztazích modelu AVISO znamenají:

- $E_{day}$  = potenciální evapotranspirace za denní dobu [mm.den<sup>-1</sup>].
- $E_{night}$  = potenciální evapotranspirace za noční dobu [mm.den<sup>-1</sup>].
- $\Delta$  = sklon křivky napětí vodních par při dané teplotě vzduchu, tj. derivace závislosti mezi měrnou vlhkostí vzduchu nasyceného vodními parami a teplotou vzduchu [mb.°C<sup>-1</sup>, hPa.°C<sup>-1</sup>].
- $RN_{day}$  = průměrná denní hustota toku radiace za den, tj. krátkovlnná a dlouhovlnná radiace za den [W.m<sup>-2</sup>].
- $RLN_{night}$  = dlouhovlnná radiace za noční dobu [W.m<sup>-2</sup>].
- $R_{sd}, R_{sn}, R_s, E_a$  = pomocné proměnné pro výpočet evapotranspirace (evaporace) pro denní a noční dobu, do výpočtu jejich hodnot vstupuje celá řada proměnných (včetně základních klimatických prvků - tzv. "penmanovských" proměnných), navíc v jejich výpočtu je obsažena korekce teploty vzduchu měřené v meteorologické budce na teplotu vypařujícího povrchu.
- $G_{day}$  = tok tepla v půdě v denní době [W.m<sup>-2</sup>].
- $G_{night}$  = tok tepla v půdě v noční době [W.m<sup>-2</sup>].
- $L_{day}$  = astronomicky maximálně možná délka dne v daném období roku. Počítá se jako časový interval mezi okamžikem místního východu a místního západu slunce [hod].
- $t_1$  = východ slunce [hod].
- $L_{heat}$  = skupenské (latentní) teplo výparné [J.kg<sup>-1</sup>].
- $Intrepc$  = počítaná intercepce [mm].
- $T_m$  = pomocná proměnná použitá při hodnocení intercepce.

Všechny dílčí výpočty složek radiace vyjádřené ve W.m<sup>-2</sup> znamenají intenzitu. Výsledné hodnoty evapotranspirace, resp. evaporace jsou přepočítány na mm.den<sup>-1</sup>.

Přístup k řešení dané problematiky u posledně jmenovaného modelu je specifický. Obdobně jako u modelu MORECS při výpočtu evapotranspirace (evaporace) se přihlíží k časovým změnám základních fyto-metrických charakteristik, přičemž jejich hodnoty pro každou z modelových plodin se mohou pohybovat v určitém intervalu omezeném jejich maximální a minimální hodnotou (výška plodiny, efektivní výška plodiny, index plochy listoví, zóna aktivního prokořenění, drsnostní součinitel apod.) Zjednodušeně se předpokládá, že všechny časové změny mají lineární trend vývoje od své minimální po maximální hodnotu.

Na výstupu modelu je celá řada charakteristik vyjádřená v přehledné tabelární a grafické podobě. Pro hydrologickou praxi největší význam mají (jedná se pouze o výběr):



- výpočet aktuální a potenciální evapotranspirace pro různé povrchy včetně výpočtu evaporace pro volnou vodní hladinu,
- výpočet množství půdní vláhy, které chybí do retenční vodní kapacity půdy daného místa vyjádřené v mm nebo v % využitelné vodní kapacity,
- jednoduchá bilance mezi úhrny srážek a úhrny evapotranspirace,
- vláhová bilance vybraných porostů (plodin) zpracovaná na základě vzájemného rozdílu mezi aktuálním a kritickým deficitem dané plodiny.

Jedním z finálních výstupů zmíněného modelu je průběžné hodnocení půdní vlhkosti vyjádřené v relativních a kvantitativních jednotkách. Jedná se o půdní vláhový deficit, tzn. množství půdní vláhy vyjádřené v % využitelné vodní kapacity půdy nebo v mm chybějících do retenční vodní kapacity půdy. Využitelná vodní kapacita půdy přitom představuje rozdíl mezi retenční vodní kapacitou a bodem vadnutí této půdy. V zemědělské praxi se používá pro stanovení a bilancování ta část půdní vody, kterou dostaneme jako rozdíl momentální vlhkosti půdy a jejím bodem vadnutí. Pro hydrologické účely se naopak používá rozdíl retenční vodní kapacity a momentální vlhkosti půdy, který charakterizuje, kolik mm vody půdní profil je schopen ještě zadržet. Model je částečně schematizován, neboť v operativní modifikaci pracuje se třemi druhy půd (lehká, střední a těžká) s rozdělením podle využitelné vodní kapacity (70 mm, 120 mm a 170 mm na 1 m půdního profilu).

Z hydrologického hlediska je důležité, jakou metodu model AVISO používá pro výpočet vláhového deficitu porostu (plodiny). Jedná se o zjednodušený dvouvrstevný model pohybu vody v půdě s jejím konstantním čerpáním v celém aktivním profilu, kterým se rozumí profil aktivního prokořenění. Základním předpokladem je skutečnost, že dostupná voda se drží ve dvou zásobnících označených X a Y, které v každém okamžiku obsahují zásobu  $x$  [mm] a  $y$  [mm] půdní vláhy. Oba zásobníky jsou vzájemně od sebe odděleny bodem snížené dostupnosti. Všechna voda  $x$  [mm] v prvním, tj. svrchním zásobníku X je volně dostupná (je čerpána bez limitování půdními podmínkami), zatímco voda  $y$  [mm] v druhém, tj. spodním zásobníku Y, se se snižováním množství  $y$  [mm] čerpá stále obtížněji (výdej vody je omezován a evapotranspirace klesá pod svoji potenciální hodnotu). Celková (tj. maximální) zásoba dostupné vody je ze 40 % obsažena ve svrchním zásobníku X, z 60 % ve spodním zásobníku Y (kvantitativní maximální množství vody je v obou zásobnících určeno využitelnou vodní kapacitou půdy, která je nastavena na hodnoty 70 mm, 120 mm a 170 mm na 1 m půdního profilu). Voda se čerpá z půdy až do okamžiku úplného vyčerpání zásoby  $x$  [mm] svrchního zásobníku X. Po jeho odčerpání začíná odčerpávání množství  $y$  [mm] spodního zásobníku Y. Logicky se předpokládá, že srážky nejdříve doplňují zásobu  $x$  [mm] svrchního zásobníku X, zásoba  $y$  [mm] spodního zásobníku Y se obnovuje až když je zásobník X plně dosycen srážkovou vodou. Na základě množství půdní vody v obou zásobnících, resp. na poměru množství  $x$  [mm] a  $y$  [mm] v obou zásobnících se určuje povrchový odpor plodiny, jehož správné definování je rozhodující pro uspokojivé výsledky určení deficitu půdní vláhy. Model rozlišuje husté plodiny s plným zápojem, které úplně nebo téměř úplně zachycují dopadající sluneční radiaci (povrchový odpor zůstává konstantní za předpokladu čerpání prvních 40 % z dostupné půdní vody, naopak výrazně vzrůstá, jestliže je všechna dostupná voda vyčerpána), od plodin zejména v období časného růstu s neúplným zápojem, kdy je třeba počítat i s příspěvkem evaporace z půdy mezi rostlinami.

Pro bilanci půdní vláhy jsou tedy důležité dvě složky: základní význam mají denní úhrny srážek a vypočítané denní úhrny evapotranspirace (evaporace za předpokladu holé půdy), přičemž v další analýze se bere v úvahu jejich vzájemný rozdíl. V případě výparu se vždy jedná o aktuální, nikoliv potenciální hodnoty evapotranspirace (evaporace): aktuální hodnoty v modelu AVISO se neurčují přenásobením příslušných potenciálních hodnot, jak tomu je u

většiny jiných modelů, ale počítají se na základě časových a prostorových změn všech důležitých charakteristik vstupujících do výpočetního schématu modelu.

Když se rozdíl mezi srážkami a evapotranspirací (evaporací) přičte k deficitu půdní vláhy z minulého dne, získá se současný deficit půdní vláhy, resp. deficit půdní vláhy aktuálního dne. O srážkách se předpokládá, že velmi rychle naplní nejdříve zásobník X a potom zásobník Y. V případě, že oba zásobníky jsou maximálně naplněny, půda je nasycena na polní vodní kapacitu. Všechna přebytečná srážková voda se potom považuje za "hydrologicky účinné (efektivní) srážky". Na tomto místě je nutno zdůraznit, že model je koncipován především pro analýzu nedostatku půdní vláhy. Pro jednoduchost se v jednotlivých dnech neuvažuje s podpovrchovým (hypodermickým) ani podzemním odtokem.

Jak bylo již výše uvedeno, operativní hodnocení probíhá v denním kroku s pravidelnými týdenními výstupy pro více než 90 míst ČR. Pravidelně se tak operativně získávají plošné informace vybraných agroklimatických a agrohydrologických charakteristik.

## 7. Výpočet evapotranspirace podle V.Nováka

Obdobný postup výpočtu potenciální a aktuální evapotranspirace včetně její struktury založený na další modifikaci základní Penmanovy rovnice navrhl na Slovensku **V.Novák**. Metoda umožňuje výpočet denních úhrnů evapotranspirace z rovinných území pokrytých různými vypařujícími povrchy (holá, tj. neporostlá půda, travní porost, zemědělské plodiny, les nebo sad, křovinatý porost, nepropustné povrchy, volná vodní hladina, sněhová pokrývka).

Pokud je úkolem zjistit plošný výpar z určité oblasti, v praxi se doporučuje následující postup:

- rozdělení a kvantifikace zájmového území podle typu vypařujícího povrchu, výpočty se následně provádí pro jednotlivé typy vypařujícího povrchu, přičemž se berou v úvahu jejich časové změny v průběhu roku,
- výpočet radiační bilance vypařujícího povrchu, která je nejdůležitější meteorologickou charakteristikou přizemní vrstvy atmosféry,
- výpočet potenciální evapotranspirace,
- výpočet aktuální evapotranspirace.

Nyní velmi stručně k jednotlivým bodům.

- Před vlastním určením radiační bilance se nejprve musí stanovit některé doplňující údaje. Tím se míní sezónní chod albeda (odrazivosti) a dále vybrané fyto-metrické charakteristiky, mezi které patří např. součinitel dynamické drsnosti povrchů nebo konkrétních porostů, index plochy listoví, výška porostů a efektivní výška porostů. U všech výše uvedených charakteristik se sleduje jejich vývoj během roku, a to v návaznosti na jednotlivá vývojová stádia porostů (plodin). Změny během roku se pro jednoduchost dějí lineárně a jsou tedy vyjádřeny pomocí odvozených matematických vztahů.

- Výpočet radiační bilance se skládá z určení radiační bilance krátkovlnného a dlouhovlnného záření. Při analýze radiační bilance krátkovlnného záření je v úvodu nutný výpočet intenzity globálního záření na horní hranici atmosféry (obdobně se počítá maximálně možná doba trvání slunečního svitu). Po zohlednění vlivu vlastností vypařujícího povrchu jeho albedem se v závěru určí bilance krátkovlnné radiace.

Radiační bilance dlouhovlnného záření (efektivní vyzařování) je velmi složitým procesem, neboť rozhodujícím způsobem je ovlivněna teplotou vypařujícího povrchu, která obvykle

není známa (uváděná metoda dovoluje právě odhad teploty vypařujícího povrchu metodou postupných iterací). Radiační bilance dlouhovlnného záření je v podstatě algebraickým součtem vyzařování povrchu Země a zpětného záření atmosféry.

Závěrečný vztah pro výpočet potenciální evapotranspirace má tvar:

$$E_o = \frac{\varphi * (R - G) + \rho_a * c_p * D * d'}{c_p + L * \varphi}$$

kde  $E_o$  je intenzita potenciální evapotranspirace za den [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ],  
 $\varphi$  = rychlost změny tlaku vodní páry s teplotou vzduchu [-].  
 $R$  = průměrná intenzita radiační bilance za den [ $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ].  
 $G$  = tok tepla do půdy [ $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ], při výpočtu denních úhrnů výparu přibližně platí  $G \approx 0$ .  
 $\sigma_a$  = hustota vzduchu.  
 $c_p$  = měrné teplo vzduchu při konstantním tlaku [ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ].  
 $D$  = součinitel rychlosti turbulentního přenosu pro indiferentní stav atmosféry [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ].  
 $d'$  = sytostní doplněk [ $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ ].  
 $L$  = skupenské (latentní) teplo výparné [ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ].

Pokud chceme vypočítat denní úhrn potenciální evapotranspirace v  $\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$  je nutno intenzitu potenciální evapotranspirace vynásobit počtem sekund za den.

Další postup je vhodný pro územní určení výparu jako jednoho ze tří základních členů hydrologické bilance. Pro následující výpočet struktury potenciální evapotranspirace je nezbytně nutné kvantifikovat index pokryvnosti listoví (ke kvantifikaci slouží řada vzorců v závislosti na vypařujícím povrchu). Máme-li pouze neporostlé území (tj. území s naprostou převahou holé půdy), struktura evapotranspirace je poměrně jednoduchá, neboť se skládá

$$E_{eo} = E_o * \exp(-0,463 * \omega_o)$$

pouze z potenciálního výparu. Výpočet se provede podle jednoduchého vzorce:

přičemž potenciální transpirace je rovna:

$$E_{to} = E_o - E_{eo}$$

kde  $E_o$  = intenzita potenciálního vypařování [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ].  
 $E_{to}$  = intenzita potenciální transpirace [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ].  
 $\omega_o$  = index pokryvnosti listoví [-].

Obě takto určené hodnoty, tj.  $E_{eo}$  a  $E_{to}$  slouží k dalším výpočtům, kdy bereme v úvahu již aktuální vlhkost půdy. Potenciální evapotranspirace určená z výše uvedených vzorců je tedy výchozí hodnotou k určení jejich aktuálních hodnot. Jak již bylo uvedeno výše, za nejvhodnější metodu výpočtu aktuální evapotranspirace se považuje její výpočet v závislosti na vlhkosti půdy, kterou je však třeba určit nezávislým způsobem.

V praxi se celkem rozlišují tři možné přístupy ke kvantifikaci vlhkosti půdy, a to ve vztahu ke kritickým vlhkostem půdy. Každý z nich lze stanovit pomocí empirických vzorců.

- Je-li vlhkost půdy  $\theta$  menší než kritická vlhkost půdy rovnající se objemové vlhkosti půdy, při níž rostliny přestávají transpirovat ( $\theta < \theta_{k2}$ ), intenzita vypařování je velmi blízká nule (platí: aktuální výpar  $E_e = 0$ , aktuální transpirace  $E_t = 0$ ).
- Je-li vlhkost půdy  $\theta$  větší nebo rovna kritické vlhkosti půdy, při níž je půda nasycena vodou (hypoteticky nejvyšší kritická vlhkost půdy,  $\theta > \theta_{k1}$ ), intenzita vypařování je

rovna intenzitě potenciálního vypařování (platí: aktuální výpar  $E_e = E_{eo}$ , aktuální transpirace  $E_t = E_{to}$ ).

- Je-li vlhkost půdy  $\theta$  mezi oběma krajními hodnotami kritických vlhkostí půdy ( $\theta_{k2} < \theta < \theta_{k1}$ ), intenzita vypařování se určí podle vztahů:

$$E_e = E_{eo} * \alpha * (\theta - \theta_{k2})$$

$$E_t = E_{to} * \alpha * (\theta - \theta_{k2})$$

- kde  $E_e$  = intenzita vypařování [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ].  
 $E_t$  = intenzita transpirace [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ].  
 $E_{eo}$  = intenzita potenciálního výparu [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ].  
 $E_{to}$  = intenzita potenciální transpirace [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ].  
 $\theta$  = objemová vlhkost aktivní kořenové vrstvy půdy (nejčastěji do hloubky 1 m).  
 $\theta_{k2}$  = objemová vlhkost půdy, při níž je nejnižší vlhkost půdy, rostliny přestávají transpirovat.  
 $\theta_{k1}$  = objemová vlhkost půdy, při níž je nejvyšší vlhkost půdy.  
 $\alpha$  = sklon závislosti  $E_e / E = f(\theta)$ , stejně jako další výše uvedené charakteristiky se počítá pomocí empirických rovnic.

V závěru celého výpočetního schématu se vyjádří intenzita evapotranspirace homogenního vypařujícího povrchu z rovnice:

$$E_{et} = E_e + E_t$$

Územní výpar s rozdílnými typy povrchů jsou součtem výparů z jednotlivých homogenních ploch. Je logické, že tomuto postupu musí předcházet plošné určení podílů jednotlivých homogenních povrchů. Uvedený postup je za předpokladu existujících vstupních dat (v naprosté většině standardně měřená data) možno využít při kvantifikaci základní výdejové složky v hydrologické bilanční rovnici (srážky x odtok x evaporace).

Všechny další zde uvedené postupy patří mezi **mikrometeorologické metody výpočtu evapotranspirace (evaporace)**. Jsou založeny na analýze rozdělení meteorologických prvků v přízemní vrstvě atmosféry ve vertikálním směru.

## 8. Potenciální evapotranspirace podle metody Priestley-Taylor

Patří mezi kombinované metody, které vznikly kombinací metody turbulentní difúze a metody bilance energie. Základní rovnice výpočtu potenciální evapotranspirace podle **metody Priestley-Taylor** je následující:

$$E_0 = a * \frac{\Delta}{\gamma + \Delta} * \frac{(R - B)}{L}$$

Součinitel  $a$  ve výrazu má průměrnou hodnotu 1,26, jinak všechny další proměnné jsou analogické předcházejícím vzorcům. Vztah je velmi vhodný zvláště pro mírné a vlhké tropické podnebí, méně vhodné pro suché a semiaridní podnebí.

K výše uvedenému vzorci se dospělo následovně.

Základní Penmanova rovnice může být přepsána do tvaru:

$$E_0 = \frac{\Delta}{\gamma + \Delta} * \frac{R - B}{L} + \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} * E_a$$

První člen pravé strany rovnice se označuje jako radiační člen, druhý člen pravé strany rovnice jako aerodynamický člen. Velikost radiačního členu je v naprosté většině případů podstatně větší než hodnota aerodynamického členu. Budeme-li brát denní úhrny potenciální evapotranspirace, aerodynamický člen v průměru tvoří jen asi 25 % celkového denního úhrnu potenciální evapotranspirace. Priestley a Taylor odvodili, že pro většinu případů denní úhrn potenciální evapotranspirace lze počítat pouze za pomoci prvního členu, tj. za pomoci radiačního členu. Právě tento radiační člen doplněný výrazem a tvoří výše uvedenou Priestley-Taylorovu rovnici pro výpočet potenciální evapotranspirace.

## 9. Výpočet intenzity evapotranspirace metodou turbulentní difúze (gradientová, aerodynamická metoda)

Tato metoda je založena na analýze profilů průměrných hodnot meteorologických charakteristik v přízemní vrstvě atmosféry.

Výpočet intenzity evapotranspirace **metodou turbulentní difúze** se provede podle vzorce:

$$E = \frac{\rho_a * \kappa^2 [q(z_1) - q(z)] * [u(z) - u(z_1)]}{\left[ \ln \left( \frac{z}{z_1} \right) \right]^2}$$

kde  $z_1, z_2$  = dvě úrovně nad vypařujícím povrchem, kde se měří obě měrné vlhkosti vzduchu  $q$  [ $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ ] a obě rychlosti větru  $u$  [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ].

$\rho_a$  = hustota vzduchu [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ].

$\kappa$  = Kármánova konstanta,  $\kappa = 0,41$ .

Rovnici lze zjednodušit: pokud místo měrné vlhkosti vzduchu použijeme tlak vodní páry  $e$  [hPa], potom pro výšky  $z_1 = 0,2$  m a  $z_2 = 2,0$  m (výška meteorologické budky),  $\rho_a = 1,29$   $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$  a  $\kappa = 0,41$  dostaneme úhrn evapotranspirace  $E$  v  $\text{mm} \cdot \text{hod}^{-1}$ :

$$E = 0,079 * (u_2 - u_{0,2}) * (e_{0,2} - e_2)$$

Jak bylo uvedeno výše, metoda turbulentní difúze je založena na analýze dvou profilů s průměrnými hodnotami meteorologických charakteristik v přízemní vrstvě atmosféry. Při odvození rovnice pro výpočet evapotranspirace se vychází z rovnic rozdělení vlhkosti vzduchu a rychlosti větru v přízemní vrstvě atmosféry.

Nevýhodou této metody jsou náhodné chyby vznikající zvláště při měření vlhkosti vzduchu. Pokud bychom tuto metodu chtěli použít v praxi, je nezbytně nutné mít velká množství měření nejen vlhkosti vzduchu, ale i rychlosti větru, a to v průběhu dne v intervalech po 10 až 20 minutách. Náhodné chyby měření intenzit evapotranspirace metodou turbulentní difúze mohou být 1,5 až 2,5 krát větší než při metodě energetické bilance.

## 10. Výpočet evapotranspirace metodou energetické bilance

Intenzita evapotranspirace se počítá z rovnice energetické bilance aktivního povrchu, na němž probíhá fázová změna kapalné vody na vodní páru. Metoda je založena na určení množství energie, která je potřebná k fázové přeměně kapalné vody na vodní páru.

Zjednodušená rovnice pro výpočet intenzity evapotranspirace je následující:

$$R = LE + H + G \Rightarrow LE = R - H - G$$

kde  $R$  = radiační bilance vypařujícího povrchu (vodní hladina, půda) nebo porostu [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ].

$L$  = skupenské teplo vypařování [ $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ].

$E$  = intenzita toku vodní páry z vypařujícího povrchu do atmosféry [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-2}$ ].

$H$  = intenzita konvektivního (turbulentního) toku tepla z aktivního povrchu do atmosféry [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ].

$G$  = intenzita toku tepla do půdy [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ].

U této metody je nutno připomenout obdobnou nevýhodu jako u výpočtu evapotranspirace turbulentní difúzí: pro výpočet denních chodů a denních úhrnů evapotranspirace je nezbytně nutný velký počet měření (doporučuje se měření po alespoň 10 minutách), a to vzhledem ke skutečnosti, že jsou třeba průměrné hodnoty meteorologických charakteristik v přízemní vrstvě atmosféry. V základní rovnici je třeba si uvědomit směr toku jednotlivých složek energie:  $R$  je kladné, jestliže směřuje dolů, tj. k aktivnímu vypařujícímu povrchu,  $G$  je kladné, jestliže směřuje do půdy,  $H$  je kladné, jestliže směřuje do atmosféry.

Jednotlivé složky ve výše uvedené rovnici se buď měří nebo se určí pomocí vzorců, do nichž vstupuje celá řada dalších proměnných.

## 11. Výpočet evapotranspirace pomocí Bowenovy rovnice

Základní **Bowenovu rovnici** označovanou též jako **metoda Bowenova poměru** lze psát ve tvaru:

$$LE = \frac{R - G}{1 + \beta}$$

kde všechny proměnné jsou stejné jako u předcházející metody energetické bilance, pouze výraz  $\beta$  nazývaný se Bowenův poměr má tvar:

$$\beta = \frac{c_p}{L} * \frac{\Delta T}{\Delta q}$$

kde  $c_p$  = specifické (měrné) teplo vzduchu [ $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ].

$L$  = skupenské teplo vypařování [ $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ].

$\Delta T, \Delta q$

= rozdíly teplot vzduchu a měrných vlhkostí vzduchu mezi dvěma hladinami měření.

Při aplikaci této metody je nutno měřit teplotu a vlhkost vzduchu ve dvou úrovních nad vypařujícím povrchem. Doporučuje se měřit těsně nad vypařujícím povrchem ve výšce přibližně 0,2 m a na úrovni meteorologické budky, tj. ve 2 m. Trvání měření s cílem získat průměrné hodnoty teploty a vlhkosti vzduchu by nemělo být kratší než 10 minut. Stejně jako i

některých jiných metod nejslabším místem této metody je spolehlivé měření vlhkosti vzduchu.

## Literatura

1. Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M.: Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, 301 p. Roma 1998.
2. Bos M.G., Vos J., Feddes: CRIWAR 2.0. A simulation model on Crop Irrigation Water Requirements. ILRI Publication 46, 120 p., Wageningen 1996.
3. Hough M., Jones R.J.: The United Kingdom Meteorological Office Rainfall and Evaporation Calculation System: MORECS version 2.0 - an overview. *Hydrology and Earth Sciences*, 1(2), p. 227-239, 1997.
4. Hough M., Palmer S., Weir A., Lee M., Barrie I.: The Meteorological Office Rainfall and 5. Evaporation Calculation System: MORECS version 2.0. Meteorological Office Bracknell, Meteorological Office Wolverhampton, 82 p., Bracknell 1997.
5. Jensen M.E., Burman R.D., Allen R.G (ed.): Evaporation and Irrigation Water Requirements. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70, 331 p., New York.
6. Novák V.: Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovanie. SAV, 257 str., Bratislava 1995.
7. Pal Arya S.: Introduction to Micrometeorology. Academic Press, Second Edition, London 2001, 421 p.
8. Smith M et al.: Report on the Expert Consultation on Revision of FAO Methodologies for Crop Water Requirements. Held at FAO, Rome, Italy, 28-31 May 1990, 1991.
9. Úlehla J.: Závlahové režimy a počasí. Metodika ÚVTIZ, 41 str., Hrušovany u Brna 1982 .
10. Thompson N., Barrie I.A., Ayles M.: The Meteorological Office rainfall and evaporation calculation system: MORECS. Hydrological Memorandum No. 45, 71 p., Bracknell 1981.

Mojmír Kohut

Český hydrometeorologický ústav, pobočka Brno

Kroftova 43, 616 67 Brno – Žabovřesky

tel. 541421031

mojmir.kohut@chmi.cz