

ISSN 1335-1567



VESTNÍK



MINISTERSTVA ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA SR

Čiastka 2/B

2011

Cena 3 EUR/90,- SK

Ročník XIX

OBSAH

I. Všeobecne záväzné právne predpisy

1. Odvetvová technická norma ŽP 3302-2 2
2. Cenník pre výpočet náhrady škody na rybích a ostatných vodných organizmoch 25

III. Stanoviská, správy a informácie

1. Zoznam odborne spôsobilých osôb pre vyhotovovanie dokumentácie ochrany prírody a krajiny.
Fyzické osoby - stav k 11. 07. 2011 29
2. Zoznam odborne spôsobilých osôb pre vyhotovovanie dokumentácie ochrany prírody a krajiny.
Právnické osoby - stav k 11. 07. 2011 57

Kvantita povrchových vôd

OTN ŽP 3302- 2

**Hydrológia. Hydrologické údaje pôdných vôd. Časť 2:
Výpočet evapotranspirácie pre potreby bilancie vody v povodí****PREDHOVOR**

Odvetvové technické normy životného prostredia Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky (ďalej OTN ŽP) sú rezortné technické predpisy, ktoré dopĺňajú a rozširujú základné predpisy v pôsobnosti rezortu životného prostredia v záujme riadenia technickej politiky a zefektívnenia postupov štátnej správy a inšpekčných orgánov v tejto oblasti. Dodržiavanie normatívnych ustanovení OTN ŽP môže byť uložené ako podmienka orgánov štátnej správy rezortu životného prostredia v konaniach podľa osobitných predpisov alebo v zmluvno-právnych vzťahoch.

Sekcia vôd
Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky
Odbor vodnej politiky

Súvisiace národné a medzinárodné normy

Odborná problematika tejto OTN ŽP súvisí s obsahom nasledujúcich národných noriem:

STN 75 0110 2002	Vodné hospodárstvo. Hydrológia. Terminológia;
STN EN ISO 772:2001	Hydrometrická terminológia. Termíny, definície a značky;
STN 75 0111:2000	Vodné hospodárstvo. Názvoslovie hydrogeológie;
STN 75 4200:1995	Hydromeliorácie. Úprava vodného režimu poľnohospodárskych pôd odvodnením;
STN 75 1510:2008	Hydrológia. Hydrologické údaje podzemných vôd. Kvantifikácia hydrologického režimu hladín podzemných vôd.

Súvisiace predpisy:

Zákon č. 364/2004 Z. z. o vodách a o zmene zákona Slovenskej národnej rady č. 372/1990 Zb. o priestupkoch v znení neskorších predpisov (vodný zákon);

Zákon č. 24/2006 Z. z. o posudzovaní vplyvov na životné prostredie a o zmene a doplnení niektorých zákonov v znení neskorších predpisov;

Zákon č. 207/2008 Z. z. ktorým sa mení a dopĺňa zákon č. 211/2000 Z. z. o slobodnom prístupe k informáciám a o zmene a doplnení niektorých zákonov (zákon o slobode informácií) v znení neskorších predpisov;

Smernica 2000/60/ES Európskeho parlamentu a Rady ustanovujúca rámec pôsobnosti spoločenstva v oblasti vodnej politiky;

Smernica Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky č. 13/2004 – 6.3., ktorou sa upravujú Odvetvové technické normy životného prostredia MŽP SR.

Vypracovanie normy

Spracovateľ: Ing. Viliam Novák, DrSc, Ústav hydrológie, Slovenská akadémia vied

Technická komisia: TK č. 64 Hydrológia

OBSAH

1. Predmet normy	5
2. Základné pojmy	5
3. Výpočet ročných úhrnov evapotranspirácie povodia bilanciou vody v povodí	6
4. Výpočet evapotranspirácie v poľných podmienkach bilanciou vody v pôde	6
5. Výpočet denných úhrnov evapotranspirácie a jej štruktúry tzv. kombinovanou metódou, (modifikovaná metóda Penmana – Monteitha)	7
5.1 Výpočet potenciálnej evapotranspirácie z homogénnych vyparujúcich povrchov	8
5.2 Výpočet vstupných hodnôt, postup výpočtu	9
5.2.1 Rozdelenie územia na plochy s relatívne homogénnymi vyparujúcimi povrchmi	9
5.2.2 Výpočet radiačnej bilancie vyparujúcich povrchov	9
5.2.3 Albedo (súčiniteľ odrazu žiarenia) a dynamická drsnosť vyparujúcich povrchov	9
5.2.4 Určenie efektívnej výšky porastu	10
5.2.5 Výpočet radiačnej bilancie vyparujúceho povrchu	10
5.2.6 Výpočet radiačnej bilancie krátkovlnného žiarenia	10
5.2.7 Výpočet radiačnej bilancie dlhovlnného žiarenia	11
5.2.8 Výpočet radiačnej bilancie dlhovlnného žiarenia pre neznámu teplotu vyparujúceho povrchu	11
5.3 Výpočet zložiek potenciálnej evapotranspirácie, potenciálneho výparu a potenciálnej transpirácie	13
5.4 Výpočet evapotranspirácie (aktuálnej)	13
6. Metóda výpočtu evapotranspirácie podľa Budyka a Zubenokovej	14
7. Výpočet potenciálnej evapotranspirácie podľa FAO	15
7.1 Referenčná evapotranspirácia	16
7.2 Potenciálna evapotranspirácia porastov	16
8. Výpočet výparu pomocou empirických rovníc	16
8.1 Rovnica Ivanova	16
8.2 Rovnica Baca	17
8.3 Rovnica Tichomirova	17
Normatívna príloha	18
Literatúra	23

1. Predmet normy

Predmetom normy sú vybrané metodiky výpočtu potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie a zložiek jej štruktúry (transpirácia, výpar) pre bilanciu vody v povodí, alebo v jeho častiach. Opísané sú osvedčené metodiky výpočtu evapotranspirácie z homogénnych vyparujúcich povrchov, ktoré sa akceptujú a používajú doma aj v zahraničí (Penman – Monteith, FAO, empirické metódy výpočtu). Priložené tabuľky umožňujú výpočet denných úhrnov evapotranspirácie s využitím štandardných meteorologických údajov, výpočet evapotranspirácie pre kratšie časové úseky vyžaduje neštandardné merania.

Využitie tejto OTN ŽP sa predpokladá pri výpočte evapotranspirácie a jej zložiek pre potreby bilancie vody v povodí alebo v jeho časti. Ak je povodie morfológicky výrazne rozčlenené, príprava vstupných údajov, hlavne meteorologických, si vyžaduje osobitný postup.

2. Základné pojmy

V tejto časti OTN ŽP sú uvedené niektoré najfrekvencovanejšie definície evapotranspirácie a jej komponentov.

- 2.1 Vyparovanie** je proces, pri ktorom látka prechádza z pevnej alebo kvapalnej fázy do fázy plynnej, za súčasnej spotreby energie potrebnej na túto premenu (skupenské teplo výparu) a jej transport z vyparujúceho povrchu do okolia. Prechod látky z pevnej fázy do fázy plynnej sa označuje ako sublimácia.
- 2.2 Vyparovanie vody** je proces premeny kvapalnej vody na vodnú paru a prenos vodnej pary do atmosféry. Fázová premena prebieha za súčasnej spotreby energie, ktorá sa označuje ako skupenské teplo vyparovania vody $L = 2,45 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$.
- 2.3 Vyparovanie vody z pôdy** je proces premeny kvapalnej vody, ktorá je súčasťou pôdy, na vodnú paru a jej transport do okolia.
- 2.4 Výpar** je jav pri ktorom tekutina prechádza do fázy plynnej za súčasnej spotreby energie potrebnej na tento prechod.
- 2.5 Intenzita výparu** je množstvo vyparenej vody za jednotku času
- 2.6 Úhrn výparu** je množstvo vyparenej vody za určitý čas
- 2.7 Potenciálne vyparovanie vody z pôdy** je proces premeny kvapalnej vody, ktorá je súčasťou pôdy na vodnú paru, ak je vlhkosť pôdy dostatočne vysoká a neznižuje maximálne možnú rýchlosť vyparovania v daných meteorologických podmienkach.
- 2.8 Transpirácia** je proces premeny kvapalnej vody na vodnú paru a jej transport do atmosféry, ak tento proces prebieha v rastline a voda na túto premenu je dopravená na miesto fázovej premeny (najčastejšie v parenchýme) z pôdy cez koreňový systém a rastlinu (byľ, alebo kmeň) na miesto fázovej premeny.
- 2.9 Potenciálna transpirácia** je proces premeny kvapalnej vody na vodnú paru a jej transport do atmosféry, ak tento proces prebieha v rastline a voda na túto premenu je dopravená na miesto fázovej premeny (najčastejšie v parenchýme) z pôdy cez koreňový systém a rastlinu (byľ, alebo kmeň) na miesto fázovej premeny; jej intenzita nie je limitovaná nedostatkom vody v pôde a v rastline, ale je určovaná len meteorologickými podmienkami.
- 2.10 Vyparovanie intercepčne zachytenej vody z povrchu rastlín** je vyparovanie vody, ktorá sa zadrží na povrchu porastov a vyparí sa bez toho, aby bola súčasťou porastu (nie je vo významnej miere absorbovaná porastom) a nie je súčasťou transpirácie.
- 2.11 Evapotranspirácia** je simultánny proces vyparovania vody z pôdy a transpirácie alebo ňou označujeme aj súčet oboch procesov.

2.12 Potenciálna evapotranspirácia je simultánny proces vyparovania vody z pôdy a transpirácie alebo súčet oboch procesov v podmienkach, keď intenzita transpirácie nie je limitovaná nedostatkom vody v pôde a v rastline a je určené len meteorologickými podmienkami..

2.13 Referenčná evapotranspirácia (reference evapotranspiration) je evapotranspirácia „krátkeho zeleného porastu rovnej výšky, ktorá úplne skrýva povrch pôdy a je dostatočne zásobená vodou“.¹⁾

3. Výpočet ročného úhrnu evapotranspirácie povodia bilanciou vody v povodí

Ročný úhrn evapotranspirácie povodia sa môže vypočítať bilanciou vody v povodí, použijúc základnú rovnicu vodnej bilancie

$$Z = E + O \quad , \quad (1)$$

kde:

Z – ročný úhrn zrážok na povodie [mm],

E – ročný úhrn evapotranspirácie [mm],

O – ročný odtok z povodia, vyjadrený vrstvou odtečenej vody z celého povodia [mm].

Ročný úhrn zrážok a ročný odtok z povodia sú výsledkom merania alebo iných metód ich priestorovej interpolácie; rovnicu je potrebné aplikovať na hydrologický rok, t.j. od 1.11. do 31.10. nasledujúceho roku.

4. Výpočet evapotranspirácie v poľných podmienkach bilanciou vody v pôde

Rovnica bilancie vody v pôde pre určenie evapotranspirácie relatívne homogénnej oblasti sa obvykle píše pre vertikálny valec pôdy s jednotkovou plochou priečného rezu a s výškou valca, ktorý korešponduje s maximálnou hĺbkou sezónnych zmien obsahu vody. Spravidla je postačujúca hĺbka 1 meter a minimálny časový interval vhodný na použitie tejto metódy je jeden mesiac. Predpokladá sa, že prenos vody prebieha len vo vertikálnom smere, potom má rovnica bilancie vody v pôde tvar:

$$V_f - V_i = Z - I - O_p - E \pm Q \quad , \quad (2)$$

kde:

V_f – obsah vody v pôde na konci daného časového intervalu [m³],

V_i – obsah vody v pôde na začiatku daného časového intervalu [m³],

Z – zrážkový úhrn za daný časový interval na jednotku plochy povrchu pôdy [m³],

E – úhrn evapotranspirácie za daný časový interval z jednotkovej plochy povrchu pôdy [m³],

I – intercepcia zo zrážok povrchom rastlín na jednotkovej ploche povrchu pôdy [m³],

Q – objem vody, ktorý prejde cez dolnú hranicu jednotkovej plochy bilancovaného objemu pôdy za daný časový interval [m³],

O_p – povrchový odtok za daný časový interval z jednotkovej plochy povrchu pôdy [m³].

1) Táto Penmanova (1948) definícia je snahou o inštrumentalistickú definíciu potenciálnej evapotranspirácie. Stále sa uvádza v publikáciách a je vhodné poznať jej význam. V najnovšom vydaní FAO Irrigation and drainage paper, No.56 (Allen, et al., 1998), sa tento hypotetický porast definuje ako "vysoký 0,12 metra, s odporom vyparujúceho povrchu $r_s = 70 \text{ s m}^{-1}$, s albedom $a = 0,23$, veľkoplošný, homogénny a dobre zavodený".

Ďalšie pojmy z oblasti evapotranspirácie ale aj z iných oblastí hydrológie je možné nájsť v publikácii Hydrológia – terminologický výkladový slovník (Hydrologický výkladový slovník, 2002).

Povrchový odtok z rovinných oblastí počas vegetačného obdobia je zriedkavý, preto sa spravidla zanedbáva. Metóda bilancie vody v pôde na svahoch sa najčastejšie používa počas bezzrážkového obdobia. Meranie povrchového odtoku na svahoch je možné, ak sú špeciálne vybavené pre tento účel. Odtoková plocha musí byť ohraničená tak, aby sa zabránilo prítoku vody z okolia. Povrchový odtok je koncentrovaný do merného profilu a tam meraný. Na zabezpečenie reprezentatívnosti meraní je potrebné, aby odtoková plocha nebola príliš malá. Maximálne rozmery odtokovej plochy sú dané požiadavkami na homogenitu územia.

Ťažkosťou spôsobuje určenie prítoku, alebo odtoku cez dolnú hranicu koreňovej oblasti pôdy. Problém sa zjednoduší, ak sa bilancuje tak hlboký pôdny profil, aby bolo možné zanedbať prenos vody cez dolnú hranicu objemu pôdy. Hrúbka takto definovaného pôdneho profilu závisí od vlastností pôdy, meteorologických charakteristík danej lokality a na dĺžke časového intervalu, v ktorom sa vykoná vodná bilancia vrstvy pôdy. Dolná hranica vrstvy pôdy so zanedbateľnými tokmi vody cez ňu je približne tam, kde sa počas bilancovaného obdobia vlhkosť pôdy nemení. Upozorňujeme, že je to len približná metóda, pretože aj pri nemeniacej sa vlhkosti pôdy môže v danej vrstve prebiehať ustálený pohyb vody cez túto hranicu. Hrúbka vrstvy pôdy, v ktorej sa počas roka mení obsah vody je v podmienkach strednej Európy asi 1,5 – 2,5 m. V sražiach v blízkosti Trnavy reprodukateľné zmeny vlhkosti pod porastom kukurice počas vegetačného obdobia dosiahli hĺbku 1,5 m (Novák, Majerčák, 1992).

Prítomnosť hladiny podzemnej vody v blízkosti koreňovej oblasti znemožňuje výpočet evapotranspirácie pomocou rovnice vodnej bilancie tak, ako je uvedená v rovnici (1).

Za predpokladu, že intercepcia, povrchový odtok a prenos vody cez dolnú hranicu bilancovaného objemu pôdy môže byť zanedbaný, rovnica bilancie vody (rovnica 2) sa zjednoduší na tvar:

$$E = V_f - V_i + Z \quad (3)$$

Počas bezzrážkového obdobia člen Z sa rovná nule. V takomto prípade je postačujúce určiť rozdelenie vlhkostí pôdy vo vertikálnom smere od povrchu pôdy až po dolnú hranicu vrstvy pôdy a z nich vypočítať obsahy vody V_f a V_i v rovnici (3). Tento jednoduchý postup má svoje úskalnia, ak chceme dosiahnuť prijateľný výsledok.

Najčastejším problémom je určenie reprezentatívnych vlhkosťových profilov, pretože vlhkosti pôdy sú v horizontálnej úrovni náhodne rozdelené. Príčinou týchto rozdielov vo vlhkostiach pôdy je priestorová variabilita hydrofyzikálnych charakteristík pôdy. Je preto nevyhnutné odmerať viac vlhkosťových profilov súčasne. Podľa Budagovského (1964) chyba určenia obsahu vody v pôde za obdobie kratšie ako dekáda, je porovnateľná s určenou veličinou, t.j. zmenou obsahu vody v pôdnom profile.

Pre zabezpečenie požadovanej presnosti určenia obsahu vody v pôdnom profile je potrebné vykonať potrebný počet meraní vlhkosti pôdy tak, aby sa dosiahla požadovaná presnosť s určitou pravdepodobnosťou. Pri výpočte požadovaného počtu meraní je postačujúca presnosť 10 % s 90 % pravdepodobnosťou dosiahnutia tohto výsledku. Z analýzy výsledkov meraní rozdelení vlhkosti černoze na sraži pri Trnave vyplýva, že na dosiahnutie hore uvedeného výsledku bolo postačujúce zmerať tri vlhkosťové profily Váhovou (gravimetrickou) metódou (Novák, 1990). Pre ľahké pôdy je potrebný počet meraní spravidla väčší ako päť. Najväčšie variačné rozpätie vlhkosti pôdy je spravidla v orníckej vrstve pôdy a vyžaduje si aj najväčší počet meraní. Metóda vodnej bilancie je vhodná pre určovanie úhrnu evapotranspirácie za dlhší časový interval, minimálne za dekádu. Dĺžka tohto intervalu závisí aj od priemerných denných úhrnov evapotranspirácie. Čím väčšie sú denné úhrny evapotranspirácie intenzity vyparovania, tým kratší môže byť tento časový interval, pretože jeho dĺžka závisí od citlivosti použitých metód merania vlhkosti pôdy. Zmena vlhkosti pôdy nesmie byť v rozsahu chýb merania danou metódou. Použitie tzv. neutrónovej sondy môže znížiť chyby určenia obsahu vody spôsobené priestorovou variabilitou vlhkosti pôdy v porovnaní s bežnou (váhovou) metódou. Podľa Tannera (1960) časový interval by nemal byť kratší ako 5 dní, teda denné chody ani denné úhrny vyparovania touto metódou zmerať nemožno. Z výsledkov analýzy vyplýva (Budagovskij, 1981), že evapotranspirácia nemôže byť určená s presnosťou väčšou ako 20 % za obdobie kratšie ako mesiac.

Metóda výpočtu obsahu vody vo vrstve pôdy je opísaná v literature, napr. (Veľebný, Novák, 1989; Kutlík, Nielsen, 1994).

5. Výpočet denných úhrnov evapotranspirácie a jej štruktúry tzv. kombinovanou metódou, (modifikovaná metóda Penmana – Monteitha)

Metóda výpočtu opísaná nižšie sa nazýva kombinovanou preto, lebo kombinuje rovnice transportu vodnej pary a tepla s rovnicou zachovania energie v systéme pôda - rastlina – atmosféra. Klasickú kombinovanú metódu navrhol Penman (1948) a neskôr modifikoval Monteith (1956). Existujú aj iné modifikácie kombinovanej metódy. Jednu z nich nezávisle navrhli Budyko a Zubenoková (1961) a použil ju Tomlain (1990) pre výpočet rozdelenia priemerných mesačných hodnôt evapotranspirácie v Českej a Slovenskej republike. Zovšeobecnenú verziu Penmanovho prístupu publikoval Buda-

govský (1964) a neskôr modifikoval Novák a Hurtalová (1987), Novák (1995). Táto verzia kombinovanej metódy sa nazýva tiež „dvojstupňová“ metóda. Prvý stupeň počíta potenciálnu evapotranspiráciu a jeho štruktúru, t.zn. potenciálny výpar a transpiráciu a druhom stupni výpočtu sa počíta skutočná evapotranspirácia a jej štruktúra, s využitím empirickej závislosti medzi relatívnou evapotranspiráciou a vlhkosťou koreňovej vrstvy pôdy. Novou črtou tejto modifikácie Penman – Monteithovej metódy je nové a presnejšie vyjadrenie aerodynamického odporu nad vyparujúcim povrchom.

Metóda umožňuje výpočet denných úhrnov evapotranspirácie z rovinných povrchov s rozdielnymi vyparujúcimi povrchmi (holá pôda, vodná hladina, porasty, tráva, lesné porasty). Potrebné meteorologické charakteristiky (priemerná denná teplota vzduchu, rýchlosť vetra, vlhkosť vzduchu sú merané nad efektívnou výškou porastu, čo je spravidla splnené meraniami na meteorologických stanicích pre nízke porasty. Pre výpočet evapotranspirácie vysokých porastov, môžu byť tieto údaje použité, ale je tu riziko značných chýb.

5.1 Výpočet potenciálnej evapotranspirácie z homogénnych vyparujúcich povrchov

Potenciálna evapotranspirácia E_p sa vypočíta zo zovšeobecnenej rovnice Penmana (Monteith, 1956)

$$E_p = \frac{\varphi(R - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot D \cdot d^s}{c_p + L \cdot \varphi}, \quad (4)$$

kde:

E_p – priemerná denná rýchlosť potenciálnej evapotranspirácie za uvažované obdobie [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$],

d^s – sýtosťný doplnok vyjadrený v kg vodnej pary na kg vzduchu [kg kg^{-1}],

R – priemerná hodnota radiačnej bilancie za uvažované obdobie [W m^{-2}],

G – tok tepla do pôdy, [W m^{-2}], pre výpočet denných úhrnov evapotranspirácie, $G = 0$.

D – koeficient rýchlosti turbulentného prenosu, má rozmer rýchlosti; je definovaný ako koeficient úmernosti medzi intenzitou výparu a rozdielom vlhkostí vzduchu na dvoch úrovniach nad vyparujúcim povrchom, pozri rov.(39).

Rovnicu (4) je možné použiť na výpočet E_p pre časový úsek nie kratší ako 10 minút; 10 minút sa považuje za minimálny časový úsek počas ktorého sa zmeria hodnoverná priemerná rýchlosť vetra, teplota a vlhkosť vzduchu. Najčastejšie sa počítajú denné úhrny E_p , pre výpočet ktorých sa používajú výsledky štandardných meraní meteorologických charakteristík (ich priemerné hodnoty).

Pre výpočet denných úhrnov evapotranspirácie v mm za deň, E_p vypočítaná z rovnice (4) musí byť vynásobená počtom sekúnd za deň:

$$E_p [\text{mm d}^{-1}] = E_p [\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}] \cdot 86400 [\text{s}].$$

Závislosť mernej vlhkosti nasýtenej vodnej pary na teplote $q_o = f(T)$, a jej derivácia $\phi = dq_o/dT$ môžu byť vypočítané pomocou Magnusovej rovnice:

$$\varphi = \frac{15,3}{235^2 + 475 \cdot T + T^2} \exp\left(\frac{17,1 \cdot T}{235 + T}\right). \quad (5)$$

Merná vlhkosť vzduchu q pri teplote T sa môže vypočítať z tlaku vodnej pary e pri teplote T , z približnej rovnice

$$q = 0,622 \cdot 10^{-3} e \quad (6)$$

Pre výpočet rovnice (4), musí byť známy sýtosťný doplnok d^s , vyjadrený v kg vodnej pary na kg vzduchu [kg kg^{-1}]; vypočíta sa z rovnice (7):

$$d^s = q_o - q \quad (7)$$

q_o – merná vlhkosť vzduchu pri teplote T [kg kg^{-1}].

Postup výpočtu ostatných veličín potrebných do rovnice (4), sa uvádza ďalej.

5.2 Výpočet vstupných hodnôt, postup výpočtu

Výpočet je organizovaný nasledovne:

1. Rozdelenie územia na plochy s relatívne homogénnymi vyparujúcimi povrchmi.
2. Výpočet radiačnej bilancie vyparujúcich povrchov.
3. Výpočet potenciálnej evapotranspirácie a jej zložiek (výparu a transpirácie).
4. Výpočet evapotranspirácie a jej zložiek (s využitím závislosti medzi vlhkosťou pôdy a relatívnou evapotranspiráciou).

5.2.1 Rozdelenie územia na plochy s relatívne homogénnymi vyparujúcimi povrchmi

Územie, ktorého evapotranspiráciu chceme vypočítať, sa rozdelí na plochy s približne rovnakými vyparujúcimi povrchmi (porastami) a vypočíta sa ich plocha. Evapotranspirácia sa vypočíta pre čiastkové vyparujúce povrchy berúc do úvahy zmeny ich charakteristík počas roka. Ročné priebehy súčiniteľa odrazu žiarenia albeda (a), dynamickej drsnosti (z_0), efektívnej výšky porastu (d_e) a indexu listovej pokrývnosti (ω), charakterizujú vlastnosti porastu pre túto metódu výpočtu.

5.2.2 Výpočet radiačnej bilancie vyparujúcich povrchov

Najdôležitejšou meteorologickou charakteristikou prízemnej vrstvy atmosféry, ktorá ovplyvňuje evapotranspiráciu je radiačná bilancia vyparujúceho povrchu (net radiation) R . Radiačná bilancia sa meria na niektorých meteorologických staniách, spravidla nad porastom trávy. Ideálne je, ak sa radiačná bilancia meria nad konkrétnym vyparujúcim povrchom, evapotranspiráciu ktorého je potrebné vypočítať. Ak také merania neexistujú je radiačnú bilanciu R potrebné vypočítať postupom, ktorý sa uvádza ďalej.

5.2.3 Albedo - súčiniteľ odrazu žiarenia a dynamická drsnosť vyparujúcich povrchov

Albedo (a) a dynamická drsnosť (z_0) vyparujúcich povrchov sú potrebné pre výpočet radiačnej bilancie a aerodynamického odporu vyparujúcich povrchov. Obidve môžu byť merané, alebo vypočítané s použitím iných charakteristík porastov a ich zmien v počas vegetačného obdobia. (Obr.2, Tab. 1). Hodnoty albeda, LAI a dynamickej drsnosti vyparujúcich povrchov sú v tabuľkách 2 - 4 pre 5 kritických časov (t_1, t_2, t_3, t_4, t_5), ktoré charakterizujú 4 štádiá vývoja porastov (Dorenbos, Pruitt, 1977; Allen et al., 1998).

- I. Počiatočné štádium. Pomer plochy povrchu pôdy pokrytej porastom (A_p) a zodpovedajúceho povrchu pôdy (A_e) je menší ako 0,1; ($A_p/A_e < 0,1$).
- II. Štádium intenzívneho rastu od konca prvého štádia až po úplné pokrytie povrchu pôdy.
- III. Stredné štádium ontogenézy, od plného pokrytia po prvý žltý list.
- IV. Neskoré štádium, od objavenia sa prvého žltého listu po zber úrody, alebo po stratu listov.

Trvanie jednotlivých štádií vývoja rôznych porastov je v tabuľke 1.

Počiatočné štádium začína vzhádzaním, (bod 1 na obr.2), alebo začiatkom olist'ovania. Albedo v charakteristickom čase (t_i) je v tabuľke 3, drsnosť je v tabuľke 2 a LAI v tabuľke 4, (pozri normatívnu prílohu A). Hodnoty a , z_0 v čase medzi kritickými bodmi môžu byť určené lineárnou interpoláciou. Albedá a drsnosti pre krmoviny, ktoré menia tieto charakteristiky náhle, viackrát za sezónu, môžu byť určené pomocou vzťahu medzi albedom (drsnosťou) a pomerným indexom listovej pokrývnosti ω_r :

$$\omega_r = \omega / \omega_{0,m} , \quad (8)$$

kde:

ω – index listovej pokrývnosti (LAI)

$\omega_{0,m}$ – maximálna hodnota LAI počas vegetačného obdobia (tab. 6).

Vzťah medzi albedom a a ω_r je:

$$a = (a_m - a_s)\omega_r + a_s , \quad (9)$$

kde:

a – albedo, zodpovedajúce ω_r ,

a_m – maximálna hodnota albeda počas vegetačného obdobia (tabuľka 5),

a_s – albedo holej (neporastenej) pôdy.

Tak ako albedo, aj dynamická drsnosť porastu môže byť vyjadrená ako funkcia hodnoty pomerného (relatívneho) indexu listovej pokrývnosti ω_r :

$$z_o = (z_{o,m} - z_{o,s})\omega_r + z_{o,s} , \quad (10)$$

kde:

- z_o – dynamická drsnosť porastu pri ω_r ,
- $z_{o,m}$ – maximálne z_o počas vegetačného obdobia (tabuľka 2),
- $z_{o,s}$ – drsnosť holej (neporastenej) pôdy.

Maximálne hodnoty albeda a drsností krmovín sú v tabuľke 6. Pre nepriame určenie sezónnych chodov albeda a drsnosti musia byť známe sezónne chody LAI.

5.2.4 Určenie efektívnej výšky porastu

Pre výpočet koeficientu rýchlosti turbulentného transportu D je potrebné poznať efektívnu výšku porastu d_e . Môže byť vypočítaná z rovnice:

$$d_e = (2 / 3) z_p , \quad (11)$$

kde:

- d_e – efektívna výška porastu (zero displacement level) [m],
- z_p – výška porastu [m].

Pre relatívne hladké povrchy, ako je hladina vody, sneh, holá pôda alebo nízky porast ($z_p < 10$ cm), je možné použiť hodnotu $d_e = 0$.

5.2.5 Výpočet radiačnej bilancie vyparujúceho povrchu

Radiačná bilancia je suma všetkých radiačných tokov cez zvolenú rovinu, obyčajne je to rovina vyparujúceho povrchu. Je to tá časť radiačných tokov, ktoré sa využívajú pre procesy prebiehajúce v poraste. Najväčšia časť radiačnej bilancie sa využíva ako skupenské teplo výparu.

Výpočet R môže byť rozdelený do dvoch krokov:

1. Výpočet bilancie krátkovlnného žiarenia (R_s)
2. Výpočet bilancie dlhovlnného žiarenia (R_l)

5.2.6 Výpočet radiačnej bilancie krátkovlnného žiarenia

Najskôr sa vypočíta intenzita slnečného žiarenia nad hornou hranicou atmosféry, (extraterrestrial solar radiation) R_a [W m⁻²]. Najjednoduchšie sa dá určiť z tabuliek, kde sú intenzity slnečného žiarenia uvedené v závislosti na čase a zemepisnej šírke (Allen, et al., 1989, Burman, Pochop, 1994), alebo vypočítat pomocou empirických rovníc (Slayter, 1967). Maximálne trvanie slnečného žiarenia s_o , (v hodinách) je funkciou času a zemepisnej šírky a je ho možné nájsť v horeuvedenej literatúre. Hodnoty R_a a s_o pre podmienky Slovenska a jeho okolia sú v tabuľkách 7 a 8.

Slnečné žiarenie (jeho intenzita) nad povrchom Zeme je znížené oblačnosťou a môže byť vypočítané pomocou rovnice Prescottta:

$$R_s = (0,25 + 0,5 \frac{s}{s_o}) R_a , \quad (12)$$

kde:

- R_s – slnečné žiarenie (intenzita) na úrovni vyparujúceho povrchu [W m⁻²],
- s – trvanie slnečného žiarenia (určené z heliogramu) [h].

Nakoniec, vplyv vyparujúceho povrchu na radiačnú bilanciu je charakterizovaný jeho albedom (súčiniteľ odrazu žiarenia). Radiačná bilancia krátkovlnného žiarenia R_{sn} [W m⁻²] sa vypočíta z rovnice:

$$R_{s0} = (1 - a)R_s \quad (13)$$

5.2.7 Výpočet radiačnej bilancie dlhovlnného žiarenia

Radiačná bilancia dlhovlnného žiarenia je súčet vyžarovania Zeme a spätného žiarenia atmosféry. Z praktických dôvodov je vhodné organizovať výpočet ako súčin troch funkcií $f(T)$, $f(e)$ a $f(n)$ (Budyko, 1956, Budagovskij, 1981). Vyžarovanie Zeme $f(T)$ sa redukuje funkciami ktoré závisia na vlhkosti vzduchu $f(e)$ a oblačnosti $f(n)$.

Výpočet radiačnej bilancie dlhovlnného žiarenia je relatívne komplikovaný, pretože závisí od teploty vyparujúceho povrchu, ktorá spravidla nie je známa. Existujú však postupy, ako eliminovať tento problém, komplikuje to však výpočet.

Teplné vyžarovanie vyparujúceho povrchu môže byť vypočítané pomocou rovnice Stefan – Boltzmanna:

$$f(T) = \varepsilon\sigma(273,16 + T)^4 \quad (14)$$

kde:

$f(T)$ – intenzita vyžarovania vyparujúceho povrchu pri teplote T [W m^{-2}],

T – teplota vzduchu, meraná v štandardnej výške [$^{\circ}\text{C}$],

ε – emisivita (sálavosť) vyparujúceho povrchu ($0,96 \leq \varepsilon \leq 0,98$),

σ – Stefan – Boltzmannova konštanta ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2}\text{K}^{-4}$).

Redukčná funkcia $f(e)$ sa vypočíta rovnicou typu Brunta:

$$f(e) = 0,254 - 0,005 e \quad (15)$$

kde:

e – tlak vodnej pary v štandardnej výške ($z = 2,0 \text{ m}$) [hPa].

Vplyv oblačnosti sa vyjadří funkciou $f(n)$:

$$f(n) = [1 - 0,72 (1 - s/s_0)] \quad (16)$$

kde:

s, s_0 je trvanie slnečného svitu a maximálne trvanie slnečného svitu počas dňa, vyjadrené v hodinách; meria sa slnkomerom (héliografom).

Funkcie $f(e)$ a $f(n)$ sú empirické a bezrozmerné.

Radiačná bilancia dlhovlnného žiarenia pri teplote vyparujúceho povrchu T_s , rovnkej teplote vzduchu T , ($T = T_s$) meranej v štandardnej výške je:

$$R_{l0} = f(T) \cdot f(e) \cdot f(n) \quad (17)$$

Radiačná bilancia vyparujúceho povrchu pri teplote povrchu, rovnajúcej sa teplote v zduchu v štandardnej úrovni R_0 je:

$$R_o = R_{s0} - R_{l0} \quad (18)$$

Je teda potrebné vypočítať R_l pre teplotu vyparujúceho povrchu T_s a teda opraviť R_{l0} o vplyv rozdielu teplôt $\Delta T = T_s - T$ na R_l .

5.2.8 Výpočet radiačnej bilancie dlhovlnného žiarenia pre neznámu teplotu vyparujúceho povrchu

Zo systému rovníc opisujúcich transport vody a energie v prízemnej vrstve atmosféry (Budagovskij, 1981), bola odvodená rovnica, ktorá umožňuje výpočet rozdielov dlhovlnného žiarenia v dôsledku rozdielov teplôt medzi štandardnou úrovňou a vyparujúcim povrchom $\Delta T = T_s - T$.

Stefan – Boltzmannova rovnica pre rozdiel v dlhovlnnom žiarení ΔR_l spôsobený rozdielom teplôt $\Delta T = T_s - T$ môže byť napísaná v tvare:

$$\Delta R_l = 4s\sigma(T + 273,16)^3(T_s - T) \quad (19)$$

pretože

$$R_l = R_{l0} + \Delta R_l \quad (20)$$

R_{SO} , R_{l0} – radiačná bilancia krátkovlnného žiarenia a radiačná bilancia dlhovlnného žiarenia pri teplote vyparujúceho povrchu, rovnajúcej sa teplote vzduchu T [$W m^{-2}$].

Je teda potrebné vypočítať teplotu vyparujúceho povrchu T_s a potom z rovnice (19) ΔR_l .

Kombináciou tejto rovnice s rovnicami prenosu vodnej pary a bilancie energie bola odvodená rovnica, na ľavej strane ktorej je ΔT ako funkcia premenných na pravej strane rovnice; jednou z nich je q_{SO} , ktorá je funkciou teploty vyparujúceho povrchu. Táto rovnica môže byť riešená metódou postupných priblížení.

$$\Delta T = \frac{R_o - L\rho_a D(q_{so} - q)}{\rho_a D c_p + 4s\sigma(273,16 + T_s)^3} \quad (21)$$

kde:

q_{SO} , q – merná vlhkosť vzduchu nasýteného vodnou parou na úrovni vyparujúceho povrchu, ($z = z_o$) a merná vlhkosť vzduchu na úrovni $z_2 = 2,0$ m, nad úrovňou terénu [$kg kg^{-1}$],

c_p – merná tepelná kapacita vzduchu pri konštantnom tlaku, [$J kg^{-1}K^{-1}$].

Pre výpočet teploty vyparujúceho povrchu je potrebné zvoliť nejakú hodnotu T_s (spravidla väčšiu ako je známe T) a substituovať ju do pravej strany rovnice. Vyberúc teplotu T_s z intervalu teplôt $T_s = T \pm 20$ °C, vypočíta sa z Magnusovej rovnice $q_{SO} = f(T)$. Ostatné premenné na pravej strane rovnice nie sú závislé na T_s . R_o je známe (rov.18), s , σ , L , c_p sú pre potreby výpočtu konštanty. Ostatné veličiny, potrebné do rov. (21) je možné vypočítať pomocou rovníc, uvedených ďalej.

Hustota vzduchu ρ_a môže byť vypočítaná ako funkcia teploty vzduchu T , ktorá je meraná spolu s vlhkosťou vzduchu q .

Hustota vzduchu ρ_a je funkciou teploty vzduchu vo výške $z = z_2$:

$$\rho_a = \frac{353,4}{T + 273} \quad (22)$$

Kinematická viskozita ν_a je definovaná rovnicou (23):

$$\nu_a = \frac{\eta_a}{\rho_a} \quad (23)$$

kde:

ν_a – kinematická viskozita vzduchu pri teplote T [$m^2 s^{-1}$],

η_a – dynamická viskozita vzduchu pri teplote T [$m^{-1}kg s^{-1}$],

ρ_a – hustota vzduchu pri teplote T [$kg m^{-3}$].

Dynamická viskozita vzduchu $\eta_a = f(T)$ môže byť vyjadrená empirickou rovnicou

$$\eta_a = 1,72 \cdot 10^{-5} + 4,7 \cdot 10^{-8} T \quad (24)$$

Tretia rýchlosť [$m s^{-1}$], je vyjadrená rovnicou:

$$u_* = \frac{\kappa u_2}{\ln\left(\frac{z_2 - d_e}{z_o}\right)} \quad (25)$$

kde:

d_e – efektívna výška porastu [m],

κ – von Kármánova konštanta ($\kappa = 0,47$),

u_2 – rýchlosť vetra vo výške $z = z_2$ [$m s^{-1}$].

Nakoniec, koeficient rýchlosti turbulentného prenosu D sa vypočíta z rovnice:

$$D = \frac{\kappa u_*}{\left(\frac{z_o u_*}{v_a}\right)^{0.5} + \ln\left(\frac{z_2 - d_e}{z_o}\right)} \quad . \quad (26)$$

Všetky potrebné premenné pre výpočet D sú známe. Vypočítané D môže byť použité v rovnici 21 aby bolo možné vypočítať T_s , potrebné pre výpočet R_l . Porovnaním obidvoch strán rovnice (21) sa určí rozdiel medzi ľavou a pravou stranou. Táto procedúra sa opakuje dotedy, dokiaľ rozdiel medzi oboma stranami je akceptovateľný, napr. ak je menší ako $\Delta T = 0,5$ °C.

Ak je R_l známe, radiačná bilancia vyparujúceho povrchu sa vypočíta z rovnice:

$$R = R_{sn} - R_l \quad . \quad (27)$$

5.3 Výpočet zložiek potenciálnej evapotranspirácie: potenciálneho výparu a potenciálnej transpirácie

Zložky potenciálnej evapotranspirácie E_p – výpar (z iného povrchu ako cez prieduchy) a transpirácia - môžu byť vypočítané, ak je známy index listovej pokrývnosti porastu ω .

Potenciálny výpar E_{ep} sa vypočíta z rovnice:

$$E_{ep} = E_p \cdot \exp(-0,463 \cdot \omega) \quad . \quad (28)$$

Potenciálna transpirácia:

$$E_{tp} = E_p - E_{ep} \quad , \quad (29)$$

kde:

E_{tp} – potenciálna transpirácia [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$],

E_{ep} – potenciálny výpar [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$].

5.4 Výpočet evapotranspirácie (aktuálnej)

Jednoduchou a spoľahlivou metódou výpočtu evapotranspirácie z hodnôt potenciálnej evapotranspirácie je využitie závislosti medzi relatívnou evapotranspiráciou (evaporáciou, transpiráciou), pričom relatívne hodnoty sú pomery medzi výparom (transpiráciou) a potenciálnym výparom (potenciálnou transpiráciou) a priemernou vlhkosťou koreňovej vrstvy pôdy $E/E_p = f(\theta)$ - (obr.1). Vlhkosť pôdy v jednotkách objemu môže byť určená meraním, bilanciou vody v pôde, alebo matematickým modelovaním.

Závislosť $E/E_p = f(\theta)$ môže byť vyjadrená funkciou zloženou z lineárnych úsekov, oddelených kritickými vlhkosťami θ_{k2} a θ_{k1} (pozri obr. 1).

1. Ak je priemerná objemová vlhkosť koreňovej vrstvy pôdy menšia ako kritická θ_{k2} , výpar (intenzita výparu), ale aj transpirácia (intenzita transpirácie) je blízka nule:

$$E_e = 0 \quad (30)$$

$$E_t = 0, \text{ ak } \theta < \theta_{k2} \quad . \quad (31)$$

2. Ak je priemerná objemová vlhkosť koreňovej vrstvy pôdy väčšia ako kritická θ_{k1} , je výpar (intenzita výparu), ale aj transpirácia (intenzita transpirácie) rovná potenciálnemu výparu (potenciálnej transpirácii):

$$E_e = E_{ep} \quad (32)$$

$$E_t = E_{ep}, \text{ ak } \theta > \theta_{k1} \quad . \quad (33)$$

3. V intervale objemových vlhkosť pôdy $\theta_{k2} < \theta < \theta_{k1}$, sa rýchlosť výparu (transpirácie) mení lineárne v závislosti na vlhkosti pôdy:

$$E_e = E_{ep} \cdot \alpha(\theta - \theta_{k2}) \quad (34)$$

$$E_t = E_{tp} \cdot \alpha(\theta - \theta_{k2}) \quad , \quad (35)$$

kde:

E_e – rýchlosť (intenzita) výparu [$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$],

E_t – rýchlosť (intenzita) transpirácie [$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$],

θ – priemerná objemová vlhkosť koreňovej vrstvy pôdy (obyčajne sa uvažuje vrchná, metrová vrstva pôdy),

θ_{k1}, θ_{k2} – kritické vlhkosti pôdy,

α – sklon závislosti $E/E_p = f(\theta)$ v intervale vlhkostí pôdy $\theta_{k2} < \theta < \theta_{k1}$, môže byť vypočítaný pomocou rovnice

$$\alpha = 2,75 + 12,8[\exp(-0,5(E_p - 1))] \quad . \quad (36)$$

E_p – potenciálna evapotranspirácia (výpar, transpirácia), v tejto rovnici (36) sa vyjadrí vrstvou vody vyparenou za deň [mm d^{-1}].

Kritické vlhkosti pôdy môžu byť vypočítané pomocou rovníc:

$$\theta_{k2} = 0,67 \cdot \theta_v \quad . \quad (37)$$

θ_v – vlhkosť pôdy, korešpondujúca s vlhkosťou bodu vädnutia; určuje sa štandardnými metódami (Kutilek, Nielsen, 1994). Poznávame, že výpar aj transpirácia prebiehajú aj pri vlhkostiach nižších ako je vlhkosť bodu vädnutia, pokiaľ je rastlina zelená a prieduchy sú funkčné.

Kritická vlhkosť pôdy θ_{k1} sa vypočíta z rovnice:

$$\theta_{k1} = \frac{1}{\alpha} + \theta_{k2} \quad . \quad (38)$$

Rýchlosť evapotranspirácie (alebo jej úhrn za nejaké časové obdobie) sa z homogénneho vyparujúceho povrchu vypočíta z rovnice:

$$E = E_e + E_t \quad . \quad (39)$$

Evapotranspirácia z povrchu zloženého z rozdielnych vyparujúcich povrchov sa vypočíta ako súčet evapotranspirácie z parciálnych homogénnych častí, z ktorých je zložený vyparujúci povrch.

6. Metóda výpočtu evapotranspirácie podľa Budyka a Zubenokovej

Metóda výpočtu evapotranspirácie navrhnutá Budykom a Zubenokovou (Zubenok, 1976) je modifikáciou kombinovanej metódy. Jej základom je potenciálna evapotranspirácia vypočítaná podľa Budyka (1974). Aktuálna evapotranspirácia sa vypočíta z empirickej závislosti medzi pomernou (relatívnou) evapotranspiráciou E/E_p a vlhkosťou pôdy θ .

Úhrn potenciálnej evapotranspirácie (za časový úsek nie kratší ako jeden deň) E_p sa vypočíta zo vzťahu:

$$E_p = \rho_a \cdot D(q_{so} - q) \quad . \quad (40)$$

Rovnica pre vyjadrenie turbulentného toku tepla P má tvar

$$P = \rho_a c_p D (T_s - T) \quad . \quad (41)$$

Rovnica bilancie energie na úrovni vyparujúceho povrchu

$$R = G + P + LE \quad , \quad (42)$$

kde:

D – koeficient rýchlosti turbulentného prenosu (integrálny) medzi úrovňou vyparujúceho povrchu a úrovňou merania v meteorologickej búde [m s^{-1}],

q_{so}, q – merná vlhkosť vzduchu nasýteného vodnou parou pri teplote vyparujúceho povrchu a merná vlhkosť vzduchu vo výške 2 m (na úrovni meteorologickej búde) [kg kg^{-1}],

T_s, T – teplota vyparujúceho povrchu a teplota vzduchu v štandardnej výške 2 m [°C],
 c_p – tepelná kapacita vzduchu pri stálom tlaku a teplote T [J kg⁻¹ K⁻¹],
 P – turbulentný tok tepla cez úroveň vyparujúceho povrchu [J kg⁻¹ K⁻¹],
 LE – tok tepla spotrebovaného na výpar [J kg⁻¹ K⁻¹].

Metóda určenia súčiniteľa D je opísaná v časti 5.2. Tomlain (1985, 1990) použil priemerné hodnoty $D = 0,003 \text{ m s}^{-1}$ pre letné obdobie, $D = 0,006 - 0,007 \text{ m s}^{-1}$ pre zimné obdobie. Neznámou veličinou je závislosť $q_{SO} = f(T_s)$, pretože teplota vyparujúceho povrchu je ťažko merateľná. Je ju možné vypočítať zo sústavy rovníc vyjadrujúcich tok vodnej pary rov. (40), turbulentný tok tepla rov. (41) a bilanciú energie vyparujúceho povrchu rov. (42). Iteratívnou procedúrou (Tomlain, 1980) je možné vypočítať teplotu vyparujúceho povrchu T_s a pomocou rovnice Magnusa (rov.5) mernú vlhkosť vzduchu nasýteného vodnou parou, $q_{SO} = f(T_s)$. Podobný iteratívny postup je opísaný v časti 5.2.

Aktuálna evapotranspirácia E sa vypočíta z rovnice:

$$E = E_p \left(\frac{V}{V_o} \right), \quad (43)$$

kde:

V – priemerný obsah vody vo vrchnej (spravidla metrovej) vrstve pôdy za uvažovaný časový interval, spravidla jeden mesiac, mm

V_o – „kritický“ obsah vody vo vrchnej (spravidla metrovej) vrstve pôdy v mm, sa určí pomocou rovníc (36 až 39), alebo postupom uvedeným Zubenokovou (1976) a Tomlainom (1985).

Ak je $V \geq V_o$, potom $E = E_p$. Obsah vody v pôde V sa určí z rovnice bilancie vody za uvažovaný časový interval korešpondujúci hodnotám V_1, V_2 :

$$P = E + Q + (V_2 - V_1), \quad (44)$$

kde:

V_1, V_2 – obsah vody vo vrchnej vrstve pôdy na začiatku a na konci uvažovaného obdobia [mm],

Q – odtok vody cez dolnú hranicu bilancovanej vrstvy pôdy za bilancované obdobie [mm].

Táto metóda je fyzikálne opodstatnená a osvedčila sa pre výpočet potenciálnej aj aktuálnej tzv. „klimatickej“ evapotranspirácie. Úspešne sa použila pre výpočet priemerných mesačných hodnôt potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie mnohých lokalít územia Čiech a Slovenska a výsledky sa spracovali v mapovej forme (Tomlain, 1985, 1990).

7. Výpočet potenciálnej evapotranspirácie podľa FAO

FAO (Food and Agricultural Organisation) organizuje aj tvorbu metód výpočtu evapotranspirácie poľnohospodárskych plodín, s cieľom zjednodušiť bilancovanie vody v poľnohospodárskych územiach, čím by sa umožnilo racionálne hospodárenie vodou a dosiahnutie vysokej produkcie biomasy. Sekundárnym cieľom je zjednotenie výpočtových metód na celosvetovej báze, zjednodušenie výpočtových postupov a zníženie náročnosti na vstupné, hlavne meteorologické, údaje. Túto systematickú snahu prezentovala príručka Doorenboosa a Pruita (1977) a jej upravená verzia z roku 1998 (Allen et al., 1998).

Postup výpočtu potenciálnej evapotranspirácie je v nich rozdelený na dve etapy:

- 1) *Výpočet referenčnej evapotranspirácie* (evapotranspirácia „krátkeho zeleného porastu rovnakej výšky, ktorý úplne zakrýva povrch pôdy a je dostatočne zásobený vodou“). Penmanova (1948) definícia je snahou o inštrumentalistickú definíciu potenciálnej evapotranspirácie. Stále sa uvádza v publikáciách a je vhodné poznať jej význam. V najnovšom vydaní FAO Irrigation and drainage paper, No.56 (Allen et al., 1998) sa tento hypotetický porast definuje ako „vysoký 0,12 metra, s odporom povrchu oči prenosu vodných pár $r_s = 70 \text{ s m}^{-1}$, s albedom $a = 0,23$, veľkoplošný, homogénny a dobre zavodnený“.
- 2) *Evapotranspirácia porastov (crop evapotranspiration)*, čo je „potenciálna“ evapotranspirácia zdravého, veľkoplošného porastu, dobre zásobeného živinami, v optimálnych hydratačných podmienkach, ktorá dosahuje v daných klimatických podmienkach maximálnu produkciu“ (FAO Irrigation and drainage paper, No.56, 1998).

Metódy nie sú určené výhradne pre hydrologické bilancie povodí. Pretože sú však značne rozšírené, hlavne metóda výpočtu referenčnej evapotranspirácie, a majú solídny fyzikálny základ, sú použiteľné aj pre hydrologické bilancie v povodiach, pokrytých hustou vegetáciou.

7.1 „Referenčná“ evapotranspirácia (reference evapotranspiration)

Definícia referenčnej evapotranspirácie bola uvedená v predchádzajúcej časti. Pre jej označenie budeme používať označenie zavedené v príručke FAO (Allen et al., 1998) – ET_o . Je to potenciálna evapotranspirácia referenčného porastu, vyjadrená spravidla vrstvou vody vyparenou za 24 hodín [mm d^{-1}].

Rovnica pre výpočet referenčnej evapotranspirácie sa získa úpravou Penman - Monteithovej rovnice (4), tak, že sa do nej dosadia hodnoty, charakterizujúce referenčný porast : $r_a = 208/u_2$ [s m^{-1}], $r_s = 70$ [s m^{-1}]:

$$ET_p = \frac{0.408 \cdot \phi_2 (R - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 \cdot d}{\phi_2 + \gamma (1 + 0.34 \cdot u_2)} \quad (45)$$

kde:

ET_p – referenčná evapotranspirácia [mm d^{-1}],

R – radičná bilancia na povrchu porastu [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$],

G – tok tepla cez povrch pôdy [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$],

T – priemerná denná teplota vzduchu vo výške 2 m nad efektívnou výškou porastu [$^{\circ}\text{C}$],

u_2 – rýchlosť vetra vo výške 2 m [m s^{-1}],

ϕ – sklon závislosti medzi napätím pár vody a teplotou [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$],

γ – psychrometrická konštanta [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$],

$d = e_{2,0} - e_2$ – sýtostný doplnok vo výške 2 m nad efektívnou výškou porastu [kPa].

Pri výpočte denných úhrnov referenčnej evapotranspirácie je možné zanedbať tok tepla cez povrch pôdy, pretože toky do a z pôdy pre časové úseky dlhšie alebo rovné jednému dňu sú približne rovnaké a eliminujú sa. Teda potrebné údaje pre výpočet ET_o (vrátane radičnej bilancie) je možné vypočítať s použitím štandardných meteorologických charakteristík, ktoré sa merajú v stanicích štátnej meteorologickej siete alebo vypočítať pomocou tu opísaných postupov.

7.2 Potenciálna evapotranspirácia porastov (crop evapotranspiration)

Aj definícia potenciálnej evapotranspirácie porastov (crop evapotranspiration) podľa FAO (Allen et al., 1998) je uvedená v predošlej časti a bude označovaná symbolom ET_c . Je to potenciálna evapotranspirácia konkrétneho porastu vyjadrená spravidla vrstvou vody v mm, vyparenou za 24 hodín (deň) [mm d^{-1}].

Výpočítať ET_c v štandardných podmienkach (to znamená ak nie sú tu významné vplyvy herbicídov, pesticídov, vodného stresu, nedostatku minerálnych živín, prípadne riedkeho porastu) je možné podľa rovnice

$$ET_c = K_c \cdot ET_o \quad (46)$$

K_c – koeficient porastu (crop coefficient), charakterizuje vlastnosti porastu a dosahuje hodnoty od 0,25 – 1,20.

Postupuje sa podľa príručky FAO (Allen et al., 1998):

1. Určí sa druh porastu
2. Určí sa dĺžka štádií ontogenézy, ((Allen et al., 1998), tab.11, strana 104 – 108)
3. Pre príslušné fázy ontogenézy porastu sa určia hodnoty koeficientov porastu (K_c), ((Allen et al., 1998), tab.12, str.110 – 114)
4. Z horeuvedených hodnôt sa určí sezónny chod koeficientu porastu (lomená čiara)
5. Vypočíta sa potenciálna evapotranspirácia porastu, podľa rovnice (45).

8. Výpočet potenciálneho výparu z trávy a hladiny vody pomocou empirických rovníc

8.1 Rovnica Ivanova

Ivanov (1954) navrhol jednoduchú rovnicu pre výpočet mesačných hodnôt potenciálnej evapotranspirácie z trávneho povrchu. Potrebné údaje sú: priemerná mesačná teplota vzduchu a relatívna vlhkosť vzduchu:

$$E_p = 0,0018(25 + T_m)^2(100 - r) \quad , \quad (47)$$

kde:

E_p – úhrn potenciálnej evapotranspirácie za mesiac [mm],

T_m – priemerná mesačná teplota vzduchu [° C],

r – priemerná mesačná relatívna vlhkosť vzduchu, [%].

Výsledky porovnaní empirických metód a metód energetickej bilancie ukázali, že rovnica Ivanova patrí medzi najvhodnejšie metódy výpočtu potenciálnej evapotranspirácie z trávnatého povrchu.

8.2 Rovnica Baca

Vyparovanie z vodnej hladiny možno merať pomerne jednoducho, výparomermi. Existuje veľké množstvo empirických rovníc, ktoré zovšeobecňujú výsledky meraní z výparomerov.

Jednou z vhodných metód pre *určenie výparu z vodnej hladiny za dekádu* je empirická rovnica Baca (1970):

$$E_{pw} = d \sqrt{u} + 0,09.R_s \quad (48)$$

kde:

E_{pw} – výpar vody z vodnej hladiny za dekádu [mm],

d – priemerný sýtostný doplnok za dekádu [hPa],

u – priemerná rýchlosť vetra za dekádu [$m s^{-1}$],

R_s – priemerná denná suma žiarenia dopadajúca na povrch Zeme za uvažované obdobie, [$MJ m^{-2}d^{-1}$], vypočíta sa z rovnice (12).

8.3 Rovnica Tichomirova

Vhodnou rovnicou pre výpočet *denného úhrnu výparu z vodných plôch* je rovnica Tichomirova (cit. podľa Chrgijana, 1986):

$$E_{pw} = 0,375.d_2(1 + 0,2 u_2) \quad , \quad (49)$$

kde:

E_{pw} – denný úhrn výparu z vodnej hladiny [$mm d^{-1}$],

u_2 – priemerná denná rýchlosť vetra vo výške 2,0 m nad hladinou vody [$m s^{-1}$],

d_2 – priemerný denný sýtostný doplnok vo výške 2,0 m nad hladinou vody [hPa].

Normatívna príloha

Tabuľka 1. Dĺžky vývojových štádií porastov (Dooreboos, Pruitt, 1977; Allen et al., 1998).

Plodina	Dĺžky vývojových štádií t, [d]				
	I	II	III	IV	Spolu
Obiloviny (jačmeň, raž, pšenica, ovos)	15	25	50	30	120
Kukurica	30	40	50	30	150
Cukrová repa	30	45	60	45	180
Rajčiny	30	40	50	30	150
Slnečnica	25	35	45	25	130
Zemiaky	30	35	50	30	145
Bôb (zelený)	20	30	35	10	95
Bôb (suchý)	20	30	40	20	110
Ihličnatý les	10	20	90	90	210
Krovie	10	20	90	90	210

Tabuľka 2: Kritické hodnoty dynamickej drsnosti porastov z_0 na hraniciach intervalov ich vývojových štádií.

Plodina	Kritické hodnoty dynamickej drsnosti z_0 , [m]				
	1	2	3	4	5
Obiloviny jarné	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01
Obiloviny ozimné	0,01	0,015	0,03	0,01	0,01
Kukurica	0,01	0,04	0,1	0,1	0,01
Cukrová repa	0,01	0,02	0,08	0,08	0,08
Zemiaky	0,2	0,03	0,07	0,07	0,03
Rajčiny	0,02	0,03	0,07	0,07	0,2
Slnečnica	0,02	0,04	0,1	0,1	0,2
Listnatý les	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3
Krovie	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Tráva	0,02	0,03	0,05	0,05	0,02

Tabuľka 3. Kritické hodnoty albeda porastov (*a*) na hraniciach intervalov ich vývojových štádií.

Plodina	Kritické hodnoty albeda (<i>a</i>)				
	1	2	3	4	5
Obiloviny jarné	0,15	0,25	0,25	0,25	0,20
Obiloviny zimné	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
Kukurica	0,15	0,25	0,25	0,25	0,20
Cukrová repa	0,15	0,20	0,25	0,25	0,25
Zemiaky	0,15	0,20	0,25	0,25	0,25
Rajčiny	0,15	0,20	0,25	0,25	0,25
Slnečnica	0,15	0,20	0,25	0,25	0,25
Listnatý les	0,15	0,25	0,25	0,25	0,25
Krovie	0,15	0,25	0,25	0,25	0,25
Tráva	0,15	0,25	0,25	0,25	0,25

Tabuľka 4. Kritické hodnoty LAI porastov, ohraničujúce jednotlivé fázy rastu, uvedené v Tab.1.

Rastlina	Kritické hodnoty LAI				
	1	2	3	4	5
Jarný jačmeň	0,7	2,0	3,0	2,5	0,5
Ozimná pšenica	1,0	2,5	5,0	4,0	0,5
Cukrová repa	1,0	5,0	5,0	4,0	3,0
Kukurica	0,4	1,5	3,2	3,0	0,5
Tráva	0,5	1,5	4,5	4,0	0,5
Listnatý les	1,0	5,0	10,00	8,0	3,0
Ihličnatý les	2 – 10 *				

Pozn. *Hodnota LAI môže byť považovaná za konštantnú a závisí od hustoty lesa, jeho veku, druhu.

Tabuľka 5. Maximálne hodnoty albeda vyparujúceho povrchu a_m a dynamickej drsnosti z_o rôznych vyparujúcich povrchov.

Typ povrchu	Vyparujúci povrch	Maximálna hodnota albeda povrchu a_m		Dynamické drsnosti povrchu z_o [m]	
1	Neporastená pôda	svetlá	0,20	hladká	0,003
		tmavá	0,10	oráčina	0,02
		priem.hod.	0,15	priemer	0,01
2	Hladina vody	plytká voda	0,11	malá nádrž	0,00005
		hlboká	0,07	veľká nádrž	0,002
		priemer	0,1		
3	Sneh	starý	0,4		
		čerstvý	0,7	0,01	
		priemer	0,5		
4	Les	ihličnatý	0,15	ihličnatý	0,4
		listnatý	0,25	bez listov	0,3
				olistený	0,2
5	Krovie	olistené	0,25		
		neolistené	0,15	0,1	
6	Tráva		0,25		0,03
7	Ozimná pšenica Jarný jačmeň Kukurica Cukrová repa Lucerna		0,25	0,02 0,032 0,11 0,1 0,1	
8	Nepriepustné povrchy	asfalt	0,1		
		betón	0,25	0,0001	

Tabuľka 6. Maximálne hodnoty albeda a_m a dynamickej drsnosti z_o pre viacročné krmoviny.

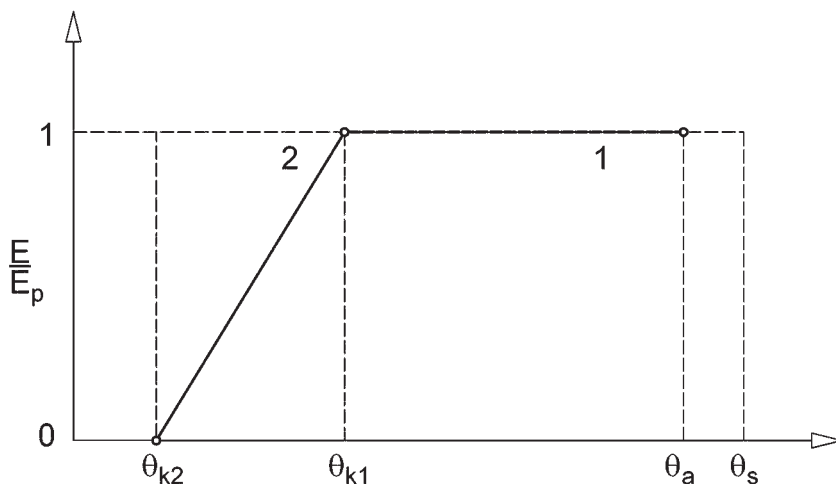
Vývojové štádium porastu	Ihneď po kosbe	Maximálna hodnota
Albedo, a_m	0,15	0,25
Dynamická drsnosť, z_o [m]	0,02	0,1

Tabuľka 7. Priemerná denná intenzita globálneho žiarenia na hornej hranici atmosféry R_a za mesiac pre 48 -52° severnej zemepisnej šírky [$W m^{-2}$].

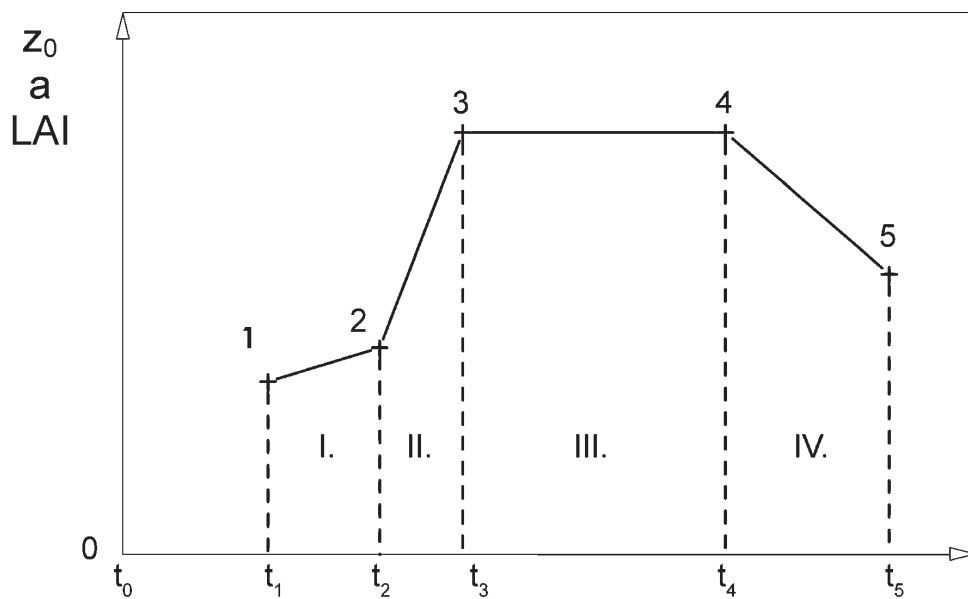
SŠ	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
48°	116	174	264	352	427	458	443	388	300	209	134	102
49°	108	169	257	351	424	458	442	384	296	202	127	94
50°	104	162	252	347	423	458	442	382	291	197	122	87
51°	96	155	246	343	422	458	440	379	287	190	114	80
52°	90	150	240	340	420	457	439	375	279	184	109	75

Tabuľka 8. Priemerná denná hodnota maximálneho trvania slnečného svitu s_0 za mesiac pre interval severných zemepisných šírok 48 -52° [v hodinách].

SŠ	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
52°	8,0	9,6	11,6	13,7	15,5	16,4	15,9	14,3	12,3	10,3	8,5	7,5
51°	8,1	9,7	11,6	13,6	15,4	16,3	15,8	14,3	12,3	10,3	8,6	7,7
50°	8,5	10,1	11,8	13,8	15,4	16,3	15,9	14,5	12,7	10,8	9,1	8,1
48°	8,8	10,2	11,8	13,6	15,2	16,0	15,6	14,3	12,6	10,9	9,3	8,3



Obr.1. Charakteristický priebeh závislosti medzi pomerným výparom E/E_p (pomerom medzi aktuálnou evapotranspiráciou, a potenciálnou evapotranspiráciou), alebo tiež medzi pomernou transpiráciou, pomerným výparom – tieto závislosti majú rovnaký charakter, samozrejme hodnoty kritických vlhkostí sú iné – a vlhkosťou koreňovej oblasti pôdy θ . Kritické vlhkosti θ_{k2} a θ_{k1} sa vypočítajú pomocou rovníc (36 – 38). $\theta_a \approx \theta_{pk}$ (θ_a je vlhkosť pôdy, kedy korene nemajú dost kyslíka na dýchanie - tzv. anaeróbny prah- rovná sa približne vlhkosti pôdy, korešpondujúcej poľnej vodnej kapacity). θ_s je vlhkosť vodou nasýtenej pôdy. Horeuvedené charakteristiky pôdy sú štandardnými charakteristikami; posledné dve nemajú pre výpočet výparu zvláštny význam.



Obr.2. Schematizovaný sezónny chod kvantitatívnych charakteristík porastov (albedo a , dynamická drsnosť z_0 , index listovej pokryvnosti LAI); štyri vývojové štádiá (I, II, III, IV), sú oddelené kritickými časmi (t_1, t_2, t_3, t_4, t_5). (Podľa Allena et al., 1998).

Literatúra

- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., Smith, M. 1998. Crop Evapotranspiration, Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, 56, FAO Rome, 300 pp.
- Bac, S.J. (1970). Study of relations between water table evaporation, field evaporation and potential evapotranspiration. Prace. Stud. Komit. Gosp. Wodnej., 10.
- Budagovskij, A.I. (1964). Evaporation of soil water. Moskva, Nauka. Budagovskij, A.I. (1981). Soil water evaporation. In: Physics of soil water, Moskva, Nauka.
- Budyko, M.I. (1956). Heat balance of Earth surface. Gidrometizdat, Leningrad.
- Budyko, M.I., Zubenok, L.I. (1961). Estimation of evaporation from the Earth. Izvestija AN SSR, Ser. Geograf., 6, 3-17.
- Budyko, M.I. (1974). Climate and life. Leningrad, Gidrometeoizdat.
- Burman, R., Pochop, L.O., 1994. Evaporation, Evapotranspiration and Climatic data. Developments in Atmospheric Science, 22, Elsevier, Amsterdam, pp.278.
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O. (1977). Guidelines for predicting crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, FAO, Rome, v.24.
- Hydrologický výkladový slovník, MŽP SR, Bratislava, 2002, s.157.
- Chrgijan, A.Ch. (1986). Physics of atmosphere. Moskva, Izdat. Moskovskovo Universiteta.
- Ivanov, N.N. (1954). About potential evapotranspiration estimation. Izv. VGO, T.86, N.2, 189-196. Kutílek, M., Nielsen, D. R., (1994). Soil hydrology. Cremlingen - Destedt, Germany, Catena Verlag.
- Monteith, J.L. (1965). Evaporation and environment. Symp. Soc. Exp. Biol. 29, 205-234.
- Novák, V., Hurtalová, T. (1987). Velocity coefficient of turbulent transport and its use for potential evapotranspiration estimation. Vodohosp. Čas., 35, č.1, s.3-21.
- Novák, V. (1989) Výpočet denných úhrnov evapotranspirácie modifikovanou penmanovskou metódou. Vodohosp. Čas., 37, č.1, 113-129.
- Novák, V. (1990). Critical soil water contents estimation to calculate evapotranspiration. Počvovedenie, č.2, 137-141.
- Novák, V., Majerčák, J. (1992). Simulácia prenosu vody v koreňovej oblasti pôdy počas vegetačného obdobia: II. Priebeh stavových charakteristík pôdenj vody pod porastom kukurice. Vodohosp. Čas., 40, 333-344.
- Novák, V. (1995). Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania. Veda, Vydavateľstvo SAV, Bratislava, s. 260.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. Ser. A, 193, 120-145.
- Slayter, R.O. (1967). Plant – water relationships. London, New York. Acad. Press.
- Tanner, C.B. (1960). Energy balance approach to evapotranspiration from crops. Soil Sci.Soc.Am.Proc., 24, 1-9.
- Tomlain, J. (1980). Evaporation from soil and its distribution over territory of Czechoslovakia. Vodohosp. Čas., 29, 170-205.

Tomlain, J. (1985). Maps of evapotranspiration over territory of Slovakia in period 1951-1980). Meteorol zprávy, 38, 140-145.

Tomlain, J. (1990). Potential evaporation and its distribution over territory of Slovakia in period 1951-1980. Meteorologické zprávy, 43, 161-166.

Zubenok, L.I. (1976). Evaporation of continents. Leningrad, Gidrometeoizdat.

Velebný, V., Novák, V., Skalová, J., Štekauerová, V., Majerčák, J. (2000). Vodný režim pôdy. STU Bratislava, s.208.