

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ



VLIV VÝBĚRU METODY ODHADU POTENCIÁLNÍ
EVAPOTRANSPIRACE NA SIMULAČNÍ ÚČINNOST
MODELU GR4J

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Bakalant: **Stanislav Čihák**

Vedoucí práce: **Martin Heřmanovský**

Praha

2021

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Stanislav Čihák

Krajinářství
Územní technická a správní služba

Název práce

Vliv výběru metody odhadu potenciální evapotranspirace na simulační účinnost modelu GR4J

Název anglicky

Influence of the choice of the method of estimation of potential evapotranspiration on the simulation efficiency of the GR4J model

Cíle práce

Cílem práce je vyhodnotit, jaký vliv mají na simulační účinnost modelu GR4J vstupní časové řady potenciální evapotranspirace vypočtené na základě odlišných metod prezentovaných v odborné literatuře.

Metodika

- 1) Rešerše problematiky zaměřená na evapotransporaci obecně, potenciální evapotranspiraci a metody jejího odhadu.
- 2) Návrh experimentu, popis vybraných povodí, srážko-odtokového modelu GR4J a výběr metod pro odhad PET.
- 3) Kalibrace a validace modelu GR4J na základě různých časových řad PET a vyhodnocení výsledků.
- 4) Diskuze prezentovaných výsledků.

Doporučený rozsah práce

30 až 50 stran

Klíčová slova

srážko-dtokový model, kalibrace, parametry modelu, KGE,

Doporučené zdroje informací

Abtew, W., Melesse, M. A., 2013: Evaporation and Evapotranspiration, Measurements and Estimations. Springer Netherlands. ISBN 978-94-007-4736-4.

Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., 2004: Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of hydrology* 286,19-35.

Birhanu, D., Kim, H., Jang, C., Park, S., 2018: Does the Compexity of Evapotranspiration and Hydrological Models Enhance Robustness? *Sustainability* 10, doi:10.3390/su10082837.

Xu, C. – Y., Singh, V. P., 2001: Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrological processes* 15, 305 – 319.

Předběžný termín obhajoby

2020/21 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Martin Heřmanovský, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 22. 3. 2021

prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 22. 3. 2021

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 31. 03. 2021

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma „Vliv výběru metody odhadu potenciální evapotranspirace na simulační účinnost modelu GR4J“ vypracoval samostatně a citoval jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použil a které jsem rovněž uvedl na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů. Jsem si vědom, že na moji bakalářskou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů, především ustanovení § 35 odst. 3 tohoto zákona, tj. o užití tohoto díla. Jsem si vědom, že odevzdáním bakalářské práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby. Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzí tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

V Praze dne 31. března 2021

.....
Stanislav Čihák

Poděkování

Děkuji vedoucímu mé bakalářské práce Ing. Martinovi Heřmanovskému, Ph.D. za ujmoutí se studenta v nesnázích, kterému věnoval několik desítek hodin svého času a nespočet cenných rad a připomínek při vypracování této práce. Jsem si téměř jistý, že pokud by nebylo jeho péče, nepovedlo by se mi tuto práci dokončit. Taktéž bych rád poděkoval každému ve svém okolí, kdo mě jakkoliv podpořil, aby se mi tato práce zdařila dokončit.

Abstrakt

Bakalářská práce je zaměřena na vyhodnocení vlivu výběru metody odhadu PET na simulační účinnost srážko-odtokového modelu GR4J. Analýza byla provedena na 8 povodích projektu MOPEX. K analýze byly použity tyto metody odhadu PET: metoda dle Oudina, Hargreaves-Samaniho, Blaney a Criddlea a Thornthwaita spolu s referenční potenciální evapotranspirací dle Farnswortha. Simulační účinnost modelu GR4J byla hodnocena na základě kritéria KGE. Získané výsledky ukazují výraznější vliv výběru metody odhadu PET na simulační účinnost srážko-odtokového modelu GR4J na aridních povodích než na humidních povodích. Výsledky dále ukazují velký kompenzační potenciál některých parametrů modelu GR4J při transformaci vstupních časových řad srážky a PET na celkový simulovaný odtok.

Klíčová slova:

srážko-odtokový model, kalibrace, parametry modelu, KGE

Abstract

The bachelor thesis is focused on the evaluation of the influence of the choice of PET estimation method on the simulation efficiency of the rainfall-runoff model GR4J. The analysis was performed on 8 catchments of the MOPEX project. The following PET estimation methods were used for the analysis: the method of Oudin, Hargreaves-Samani, Blaney and Criddle and Thornthwaite, together with the reference potential evapotranspiration according to Farnsworth. The simulation efficiency of the GR4J model was evaluated on the basis of the KGE criterion. The obtained results show a more significant influence of the choice of PET estimation method on the simulation efficiency of the rainfall-runoff model GR4J in arid catchments than in humid catchments. The results also show the large compensatory potential of some parameters of the GR4J model in the transformation of the input time series of precipitation and PET into the total simulated runoff.

Key words:

rainfall-runoff model, calibration, model parameters, KGE

Obsah

1. Úvod	10
2. Cíle práce	11
3. Evapotranspirace	12
3.1. Evaporace	12
3.1.1. Druhy výparu	13
3.2. Transpirace.....	14
3.3. Druhy evapotranspirace	15
3.3.1. Aktuální evapotranspirace.....	15
3.3.2. Referenční evapotranspirace	16
3.3.3. Potenciální evapotranspirace.....	17
4. Metody měření evaporace, transpirace a evapotranspirace	20
4.1. Přímé metody	20
4.2. Nepřímé metody	22
4.2.1. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Penmana	23
4.2.2. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Penman-Monteitha	24
4.2.3. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Thornthwaita.....	24
4.2.4. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Oudina.....	25
4.2.5. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Hargreavesa	26
4.2.6. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Hargreavesa a Samaniho .	26
4.2.7. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Blaneyho a Criddlea	27
5. Vliv vybraných metod k odhadu potenciální evapotranspirace na simulační účinnost modelu GR4J.....	28
5.1. Vstupní data.....	28
5.2. Model GR4J.....	31
6. Výsledky dle použitých metod a jejich popis.....	33
6.1. Porovnání ročních sum potenciální evapotranspirace	33
6.2. Porovnání měsíčních sum potenciální evapotranspirace.....	36
6.3. Výsledky kalibrace a validace modelu GR4J.....	38
2.....	39
6.4. Porovnání optimálních hodnot parametrů modelu GR4J.....	39
6.5. Vliv volby metody potenciální evapotranspirace na roční sumy simulované aktuální evapotranspirace	41
6.6. Porovnání celoroční relativní zásoby v produkčním zásobníku	42
7. Diskuze výsledků	45

8. Závěr	47
9. Seznam použité literatury.....	48

1. Úvod

Výpar v přírodě jinými slovy evapotranspirace je velice důležitá součást vodní bilance na planetě Zemi. Tato práce je zaměřena především na potenciální evapotranspiraci (definovanou zkratkou PET), kterou se zabývají vědci již několik desítek let. Měření evapotranspirace je komplikované, proto se v praxi používají různé empirické rovnice pro její stanovení, které definovala celá řada autorů zabývajících se touto oblastí. Úplně první výpočetní metodou to celé odstartoval nejpravděpodobněji Thornthwaite (1948), který potenciální evapotranspiraci definoval jako “Množství vody, které by se skutečně transpirovalo a vypařovalo, pokud by bylo dostupné neomezené množství vody.”

PET je jedním z důležitých vstupů do srážko-odtokového modelu, který tento vstup převádí na simulovanou aktuální evapotranspiraci. Různé metody odhadu PET mohou dávat odlišné hodnoty v denním časovém kroku v závislosti na tom jaká vstupní data využívají (např. průměrná denní teplota, relativní vlhkost vzduchu, rychlost větru atd.), což může vést často k odlišným měsíčním a ročním sumám PET. Dá se předpokládat, že tato skutečnost může ovlivnit celkový simulovaný odtok z povodí. Je tedy důležité pro konkrétní modelovací úkoly vybírat vhodné metody odhadu PET.

2. Cíle práce

Hlavním cílem této práce, která se zabývá tématem vlivu výběru metody odhadu potenciální evapotranspirace na simulační účinnost modelu GR4J, je vyhodnotit, jaký vliv mají na simulační účinnost modelu GR4J vstupní časové řady potenciální evapotranspirace vypočtené na základě odlišných metod prezentovaných v odborné literatuře. Kromě toho jsou zde stanoveny další dílčí cíle.

Zpracovat z dostupných zdrojů rešerši problematiky, která je zaměřena na evapotranspiraci obecně, potenciální evapotranspiraci a metody jejího odhadu. Kromě toho se zaměřit na samotný výpar, jak se měří či počítá.

Dále představit případovou studii, která řeší hlavní cíl práce. Popsat vybraná povodí, s kterými se v rámci případové studie pracuje, a také srážko-odtokový model GR4J a metody pro odhad PET, které se v případové studii použily.

Kalibrovat a validovat model GR4J podle kritéria KGE na základě různých časových řad PET a následně vyhodnotit získané výsledky, které budou následně diskutovány.

3. Evapotranspirace

Termín evapotranspirace můžeme definovat různými způsoby. Coufal (1986) ji definuje jako celkový výpar, který se vztahuje k určitému území. Brom (2008) uvedl, že evapotranspirace spočívá ve schopnosti rostlin aktivně ovlivňovat množství odpařené vody a tím ovlivňovat také své okolí. Jones (1997) zmínil, že samotnou transpiraci není snadné, proto je lepší a zároveň přesnější měřit ji společně s evaporací, a tím vyjádřit celkovou evapotranspiraci. Evapotranspirace tedy vzniká spojením 2 samostatných procesů, a to evaporace a transpirace. Havlíček (1986) k tomu doplnil, že pokud chceme dojít ke komplexnímu hodnocení evapotranspirace, je třeba počítat i s vodou, která se zachytí při srážkách na nadzemních částech rostlin, tzn. výpar z intercepce.

V procesu evapotranspirace se do atmosféry dostává značné množství vodní páry a následkem ztráty tepla spotřebovaného na výpar se aktivní povrch ochlazuje. To má za následek změny teplotních a vlhkostních poměrů v nejnižších vrstvách ovzduší (Matějka, 1995). Evapotranspirace představuje v našich podmínkách zpravidla nejvýznamnější ztrátovou složku vodní bilance určité lokality (Kučera et al., 2011).

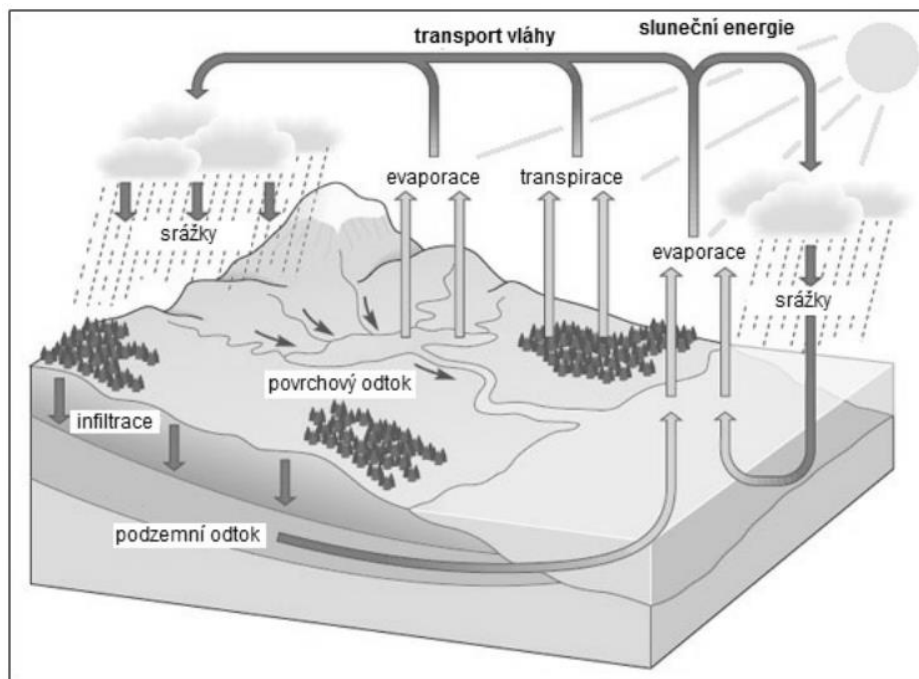
Shrneme-li to jak říká Kešner (1977), tak evapotranspirace se skládá z vypařování povrchu půdy, z transpirace porostu a z vypařování intercepčně zachycené vody na povrchu porostu. Poměr těchto tří složek evapotranspirace na celkovém výparu je určen pokryvností a strukturou porostu, kdy převládající složkou evapotranspirace v zapojených porostech je transpirace rostlin.

3.1. Evaporace

Honsová (2007) zmínila, že evaporace představuje výpar z vodního nebo půdního povrchu nezakrytého vegetací. Sommer (1985) pod pojmem evaporace zahrnuje výpar vody v kapalném skupenství z řek a jezer, půdy a z povrchu vegetace. Pod evaporací tedy spadá i sublimace, což je přechod z pevného skupenství na plynné. Vypařovat se může každá látka, jejíž molekuly mají dostatečné množství energie potřebné na změnu skupenství.

Fídl (1975) uvedl, že pojem výpar lze chápat jako množství vody, které se v plynném stavu transportuje z povrchu Země do atmosféry a je rozhodující složkou vodní bilance, která působí převážně na zemském povrchu. Monteith (1965) přirovnal výpar k procesu, kde dochází k obchodní transakci. V této transakci mokřý povrch prodává svému okolí vodu výměnou za energii. Za každých 2450 J energie, co povrch absorbuje, se uvolní gram vypařené vody při teplotě 20 °C. Tato energie, která působí na vypařující se povrch, může pocházet buď ze slunečního záření nebo prouděním teplého vzduchu z okolí s vyšší teplotou.

Výpar je tedy jedna ze 3 základních složek vodní bilance. Základními složkami vodní bilance na Zemi jsou výpar, srážky a odtok (viz obr. 1) (Pavelková, Frajer, 2013).



Obr. 1: Velký oběh vody (dle Huggeta 2004, upraveno: Pavelková, Frajer, 2013).

Evaporaci ovlivňuje hned několik faktorů. Jedním z nich je sluneční záření, což je největší energetický zdroj, který je schopný přeměňovat vodu z kapalně fáze na páru (Šereš, 2011; Macounová, 2007). Dalším faktorem je teplota vzduchu, čím je vyšší, tím více vodní páry se dostane do ovzduší (Shaw, 1994) Rychlost proudění větru je třetím faktorem, který výpar ovlivňuje. Čím rychlejší je vzdušná turbulence, tím rychleji se vyměňuje nasycený vzduch za nenasycený a tím se zvyšuje míra evaporace (Macounová, 2007). Čtvrtým meteorologickým faktorem, který také ovlivňuje evaporaci je relativní vlhkost vzduchu. Pokud je ovzduší nasycené, evaporace se zpomalí, nedojde-li k výměně vzduchu (Jones, 1997). Všechny tyto faktory jsou důležitým vstupem pro výpočet evapotranspirace (výparu) nejen v Penmanově rovnici.

3.1.1. Druhy výparu

Kvůli rozdílným prostředí a podmínkám výparu rozlišujeme tyto typy výparu (Pavelková, Frajer, 2013):

- Výpar z vodní hladiny (zde množství výparu závisí na velikosti, hloubce vodní masy a také na proudění vzduchu)
- Výpar z půdy – je velmi ovlivněn nasyceností půdy vodou, z nasycené půdy se vypařuje 10-15 mm vody denně, ve vyschlé půdě je vypařovací horizont ve větších hloubkách a je zanedbatelný.

- Výpar z vegetace (podrobněji popsáno v kapitole Transpirace)
- Výpar ze sněhu a ledu – vzhledem k větší tepelné vodivosti ledu a menší schopnosti odrazet sluneční záření (albedo) se z ledu voda odpařuje až 3x více např. v porovnání s výparem z půdy

Novák (1995) zmínil, že i v absolutně totožných meteorologických podmínkách se liší velikost a rychlost výparu z jednotlivých povrchů, proto jsou důležité i jejich vlastnosti.

Ze suché půdy bude výpar nulový, i kdyby byly vynikající podmínky pro výpar. Z půdy plně nasycené vodou se dá očekávat výpar stejný jako z vodní hladiny. Obecně platí, že čím je půda více jemnozrnná, tím větší má úhrnný povrch a také dokáže lépe vzlínat vodu, což zvětšuje výpar z půdy. Určování výparu pouze z holé půdy se provádí zřídka, většinou se stanovuje evapotranspirace z půdy a rostlin (Kemel, 1996).

3.2. Transpirace

Transport vody rostlinnými pletivy a průchod přes stomata rostlin umožňující evaporaci z povrchu, se nazývá transpirace (Shaw, 1994). Penman (1956) řekl, že transpiraci můžeme chápat jako objem vody, který se dokáže transpirovat za jednotku času z krátkého zeleného porostu o stejné výšce, který zcela pokrývá povrch půdy a je zásoben dostatečnou vlhkostí.

Z hlediska cesty, kterou je voda z rostlin transpirována, rozlišujeme transpiraci stomatární (výdej vody štěrbinami průduchů) a kutikulární (výdej přes kutikulární vrstvu epidermis). Poměr mezi stomatární a kutikulární transpirací je u různých druhů odlišný a závisí na druhových vlastnostech a ekologických poměrech. U mladých listů může kutikulární transpirace přesahovat až 50 % celkové transpirace, a u dospělých listů je její podíl jen 3 – 5 % (Švihra, 1989).

3.3. Druhy evapotranspirace

Kromě aktuální evapotranspirace, nebo někdy i současně s ní se často používají pojmy potenciální evapotranspirace a referenční evapotranspirace. Společným motivem pro vznik koncepcí potenciální evapotranspirace nebo referenční evapotranspirace byl požadavek vyloučit vliv změn charakteristik určitého porostu na intenzitu evapotranspirace. Hodnoty potenciální a referenční evapotranspirace se někdy pokládají za rovnocenné charakteristiky evaporačních požadavků atmosféry. Ve skutečnosti však mohou být, v závislosti od metodiky stanovení těchto veličin a měření vstupních dat, mezi jejich korespondujícími hodnotami značné rozdíly (Matějka, Hortalová, 2005).

3.3.1. Aktuální evapotranspirace

Aktuální evapotranspirace je výpar odehrávající se za skutečných klimatologických podmínek, udává množství vody, které se skutečně vypaří (Křížková, 2013). Přesné stanovení aktuální evapotranspirace může také vést například k velmi přesným stanovením produkce biomasy (Šiška et al., 2005).

Aktuální evapotranspiraci získáme pokud potenciální hodnotu výparu vynásobíme poměrným číslem získaným jako poměr průměrné vlhkosti půdy ku její kritické vlhkosti v daném časovém horizontu (Rožnovský, Litschmann, 2003):

$$E = E_0 * \frac{W}{W_0} \quad (1).$$

- E = skutečná (aktuální) evapotranspirace z povrchu půdního pokryvu [mm],
- E₀ = 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],
- W₀ = 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].

Komplexní metodu výpočtu potenciální evapotranspirace navrhli Budyko a Zubenok (1961) přejetím a následným upravením rovnice přenosu vodních par v přízemní vrstvě atmosféry takto:

$$E_0 = \rho * D * (q_s - q) \quad (2).$$

- E₀ = potenciální evapotranspirace [mm],

- D = součinitel rychlosti turbulentního přenosu mezi úrovní vypařujícího povrchu a úrovní měření v meteorologické budce neboli integrální koeficient difúze [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],
- ρ = hustota vzduchu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$],
- 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 [$\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$].

Komplexní metoda bere v úvahu všechny základní faktory, které mají vliv na výpar. (Rožnovský, Litschmann, 2003)

3.3.2. Referenční evapotranspirace

Výpočet a určení referenční evapotranspirace hypotetického povrchu podle metodiky FAO je obecným přístupem k řešení problematiky výparu (evaporace, evapotranspirace). Referenční evapotranspirací se v tomto smyslu 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 ($70 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$), plným (maximálním) zápojem a optimálním zásobováním srážkovou vodou. Jinými slovy, výpočet proběhne pro den nebo jinou časovou jednotku (metodika FAO uvádí též zpracování pro časové intervaly hodina, 10 dní a měsíc) na základě vstupu základních meteorologických údajů (teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, rychlost větru a trvání slunečního svitu), přičemž všechny ostatní parametry jsou nastaveny na konstantní hladinu. (Rožnovský, Litschmann, 2005)

Při takto jednoznačně definované referenční evapotranspiraci její hodnoty nezávisí od vlastnosti půdy, druhu porostu ani jeho vývojového stádia a jsou výhradně určené 18 meteorologickými faktory (Matějka, Hortalová, 2005).

Základní rovnice pro výpočet referenční evapotranspirace hypotetického povrchu ET_0 metodikou FAO vychází z originální Penman-Monteithovy kombinační rovnice pro výpočet potenciální evapotranspirace ve tvaru (Rožnovský, Litschmann, 2005):

$$\lambda * ET = \frac{\Delta * (R_n - G) + \rho_a * c_p * \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma * (1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (3).$$

- ET = intenzita evapotranspirace [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$],
- λ = skupenské (latentní) teplo vypařování neboli měrné teplo vypařování,
 $\lambda = 2,45 \text{ MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$,
- Δ = derivace tlaku nasycené vodní páry podle teploty vzduchu [$\text{kPa}\cdot\text{°C}^{-1}$],
- R_n = radiační bilance na povrch [$\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$],
- G = tok tepla v půdě [$\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$],

- ρ_a = hustota vzduchu při dané teplotě vzduchu a atmosférickém tlaku [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$],
 c_p = specifické (měrné) teplo vzduchu [$\text{kJ}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$],
 e_s = tlak nasycené vodní páry při teplotě vzduchu [kPa],
 e_a = aktuální tlak vodní páry [kPa]
 (rozdíl $e_s - e_a$ je sytostní doplněk),
 r_a = aerodynamický odpor (rezistence) [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$],
 r_s = povrchový odpor (rezistence) plodiny [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$],
 γ = psychrometrická konstanta [$\text{kPa}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$].

Dle předchozí rovnice byl odvozen základní vzorec pro výpočet referenční evapotranspirace hypotetického povrchu metodikou FAO (Rožnovský, Litschmann, 2005):

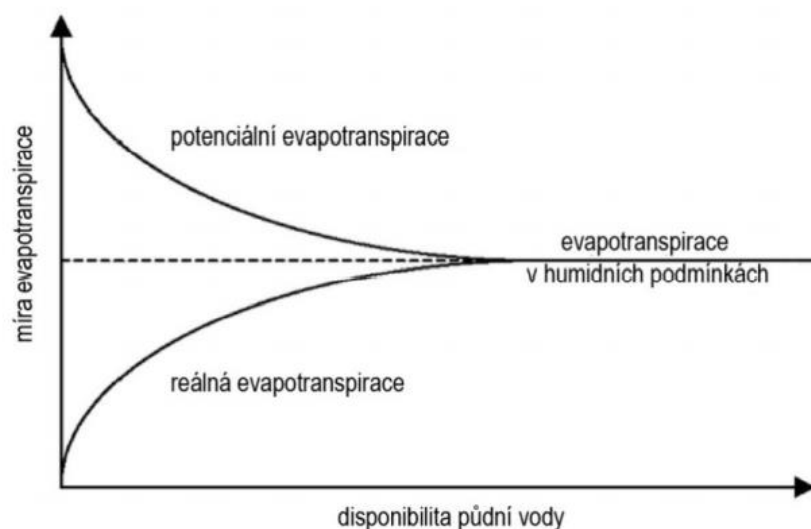
$$ET_0 = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273,16} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (4).$$

- ET_0 = referenční evapotranspirace hypotetického povrchu [$\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$],
 Δ = derivace tlaku nasycené vodní páry podle teploty vzduchu [$\text{kPa}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$],
 R_n = radiační bilance na povrch plodiny [$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$],
 G = tok tepla v půdě [$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$],
 γ = psychrometrická konstanta [$\text{kPa}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$],
 T = průměrná denní teplota vzduchu ve 2 m nad povrchem [$^\circ\text{C}$],
 u_2 = průměrná denní rychlost větru ve 2 m nad povrchem [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],
 e_s = průměrný denní tlak nasycení vodní páry při teplotě vzduchu ve 2 m nad povrchem [kPa].

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 (Rožnovský, Litschmann, 2003).

3.3.3. Potenciální evapotranspirace

Termín potenciální evapotranspirace poprvé definoval nejpravděpodobněji Thornthwaite (1948). Tento proces popsal jako "Množství vody, které by se skutečně transpirovalo a vypařovalo, pokud by bylo dostupné neomezené množství vody." Penman (1956) popsal potenciální evapotranspiraci slovy "Transpirované množství vody za jednotku času z posekaného zeleného porostu s kompletně zastíněným územím, jednotnou výškou a dostatkem vody. V průběhu času se ukázalo, že tato definice není celkově jednoznačná a může vést k různým nedorozuměním. Problémy způsobuje v první řadě to, že vypařující povrch není dost konkrétně specifikovaný (Matějka, Hortalová, 2005).



Obr. 2: Závislost potenciální a reálné evapotranspirace na dostupnosti půdní vody (Bouchet, 1963).

Vezmeme-li v potaz, jak se k potenciální evapotranspiraci vyjádřil Bouchet (1963), můžeme jednoznačně označit, že se většina shodla na tom, že v rámci potenciální evapotranspirace je třeba počítat s povrchem, kde je neomezená zásoba půdní vody. Za humidních podmínek se neliší potenciální evapotranspirace od aktuální (reálné), jejich hodnoty jsou rozdílné až při nedostatku vláh (viz obr. 2).

Proces vypařování může být označený jako potenciální vypařování (transpirace, evapotranspirace), jakmile jsou splněny tyto základní podmínky:

1. Intenzita potenciální evapotranspirace z dané půdy, porostu nebo jiného povrchu je určena jen meteorologickými podmínkami v přízemní vrstvě atmosféry, obsah vody v půdě nezpůsobuje snížení rychlosti evapotranspirace.
2. Vzduch těsně nad vypařujícím povrchem je nasycený vodními parami a parciální tlak vodních par je funkcí jen teploty vypařujícího povrchu.

Metodu výpočtu potenciální evapotranspirace, založené na výše uvedených předpokladech navrhl Penman (1948). Penmanův návrh znamenal zásadní pokrok při rozvoji metod výpočtu potenciální evapotranspirace. Jeho postup použil Monteith (1965) pro kvantitativní vyjádření transpirace porostů.

Často je potřebné stanovit potenciální evapotranspiraci za delší časový interval, případně i během celého roku, a to nejen v období, kdy je porost dostatečně zásoben půdní vodou, ale často i v podmínkách půdního sucha (Matějka, Hortalová, 2005)

Údaje o časovém a prostorovém rozložení potenciální evapotranspirace jsou důležitými vstupními údaji pro celou řadu projektových studií v lesním a vodním hospodářství, zemědělství, energetice a v ochraně životního a přírodního prostředí (Špánik, 1997).

4. Metody měření evaporace, transpirace a evapotranspirace

Metody, kterými měříme evapotranspiraci, se dělí zpravidla na metody přímé a nepřímé. Ty se od sebe liší podle toho, pro jaký vypařující povrch jsou používány, podle časového intervalu, pro který je potřebné určit intenzitu vypařování. Výběr metody je závislý také na požadované přesnosti určení výparu. Ve většině případů o tom, jaká metoda se použije, rozhoduje kvalita a množství dosažitelných vstupních údajů, potřebných pro výpočet (Wood et al., 2011).

Měření evaporace a transpirace porostu má význam pro studium toků vody a energie v přirozených rostlinných společenstvech a na zemědělských plochách (Možný, 2005).

4.1. Přímé metody

K přímému měření se v praxi nejčastěji tedy využívá lyzimetrů. Jejich základní částí je nádoba obsahující vzorek půdy s vegetačním porostem, který co nejreprezentativněji vystihuje podmínky okolního prostředí (Novák, 1995). Lyzimetry jsou různých velikostí, obvykle mají objem 2 až 3 m³, největší až několik tisíc m³ (Hrádek, Kuřík, 2002). Půda v lyzimetru a porost, který v něm roste, by měl mít stejné vlastnosti jako má půda a porost v okolí lyzimetru (Novák, 1995). Nejčastěji se používá měření pod travnatým povrchem, a to u 41 % všech lyzimetrů, naopak nejméně pod lesním porostem, pouze u 1 %. (Šantrůček, 2003). Kvůli složitosti a finanční nákladnosti celého zařízení a následně i jeho provozu se lyzimetry používají zejména pro výzkumné účely (Shaw, 1994).

Hustota porostu, index listové pokrývky a vertikální rozdělení biomasy by měli být v lyzimetru podobné, jako v jeho okolí. Při pohledu na plochu, v které je instalován lyzimetr, by neměla být viditelná nehomogenita porostu. Výška porostu by měla být rovná na celé ploše, aby se nedeformovalo pole rychlostí proudění vzduchu nad porostem (Novák, 1995).

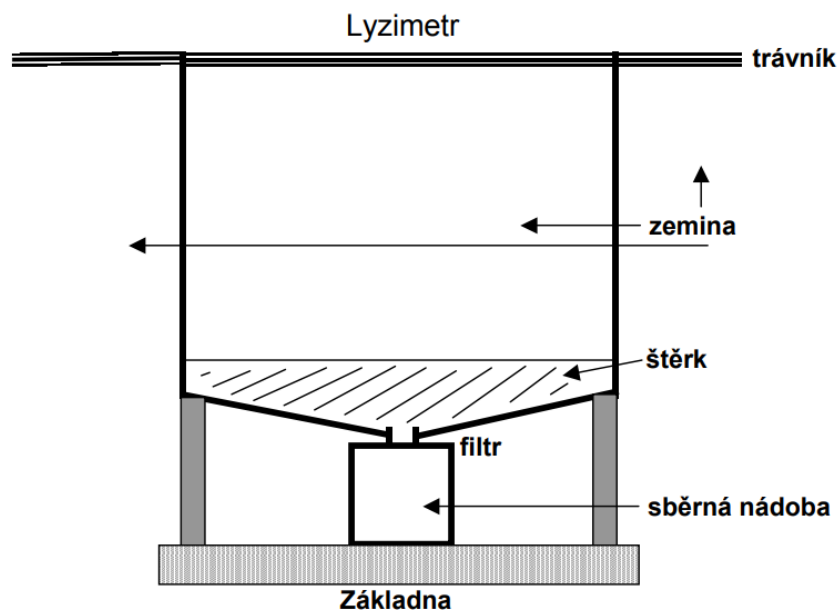
Lyzimetry můžeme rozdělit do 3 kategorií:

a) Lyzimetry nevážící, s konstantní hladinou podzemní vody. Ty poskytují data v intervalech celých týdnů, nebo i delších časových období, a to pouze pro oblasti s běžně vysokou hladinou podzemní vody. Tato hladina musí být udržována v podstatě na stejné úrovni vně i uvnitř lyzimetru.

b) Lyzimetry nevážící neboli infiltrační typy, ve kterých se změny v obsahu půdní vody měří odběrem vzorků nebo pomocí neutronové metody. Tyto lyzimetry jsou obvykle používány v oblastech s vysokými hodnotami srážek.

c) Lyzimetry vážící, ve kterých je změna v obsahu půdní vody zaznamenána zvážením celé jednotky. Tyto lyzimetry poskytují nejpřesnější data, a to i pro krátká časová období. Jde o izolované bloky půdy nebo nádrže naplněné půdou, zavěšené na vážícím mechanismu. Podstatné je, že rostliny na této jednotce rostou v přirozených podmínkách (Allen et al., 2011).

Nejpřesnější měření potenciální evapotranspirace se provádí v rámci ČHMÚ (Český hydrometeorologický ústav) ve velkém gravitačním lyzimetru v OBS (observatoř ČHMÚ). Měření bylo zahájeno již v r. 1991 a postupně se stále zdokonaluje. Schéma lyzimetru je znázorněno na obr. 3. Jedná se o monolitický typ lyzimetru o výparoměrné ploše 2 m². Měření se provádí na střední půdě pod standardním trávníkem (pravidelně sečeném). Regulace vlhkosti půdy v nádobě se dosahuje prostřednictvím periodických závlah. Měření probíhá ve vegetačním období (duben až říjen), každý den v 7 h SEČ se změří množství přirozeně i uměle dodané vody a množství odtoklé vody z půdy. Vlhkost půdy v nádobě se monitoruje kontinuálně, s registrací po 10 minutách. (Možný, 2005)

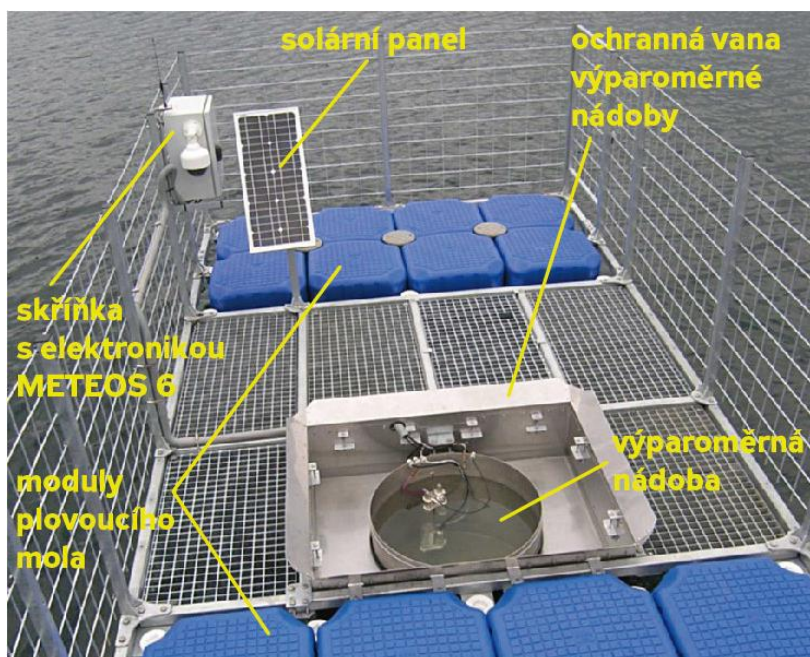


Obr. 3: Schéma lyzimetru v observatoři Doksany (Možný, 2005).

Jedna z dalších přímých metod je výpočet na základě změny obsahu půdní vody. Tato metoda vodní bilance je založena na změně obsahu půdní vody v průběhu času. Její hodnota je rovna výsledku odečtu celkového odtoku z povodí nebo zkoumaného vzorku od celkových srážek. Hlavní problém této metody spočívá v neznalosti hodnot podzemního odtoku, případně vzlínání vody z hlubších a vlhčích vrstev půdy. Obsah půdní vody je stanovován pomocí elektromagnetických zařízení stanovujících obsah vláhy na základě elektrického potenciálu půdy (Allen et al., 2011).

Transpirace se měří pomocí fotometrů a potometrů, které jsou tvořeny nádobou s půdou nebo vodou, se zasazenými rostlinami stejného druhu. Pro zamezení výparu z půdy je zakryta parafínem nebo fólií (Bumerl, 2003; Pavelková, Frajer, 2013)

K měření výparů například z volné vodní hladiny používáme plovoucí výparoměry (viz obr. 4), tj. nádoby určitého obsahu a výparné plochy, u nichž se vypařené množství vody stanoví buď váhově (váhový úbytek se přepočítává na objemový a výška sloupce vypařené vody podle relace $1 \text{ g vody} = 1 \text{ cm}^3 \text{ vody}$), nebo měřením výšky odpařené vody (Možný, 2003).



Obr. 4: Plovoucí výparoměr (Švec, Mullerová, 2020).

Novák (1995) tvrdí, že matematické vyjádření výparu z půdy pomocí vzorců je velmi obtížné, a proto se používá výpočet výparu z volné hladiny a výsledky se 20 redukuje různými koeficienty. V půdách nasycených po celou dobu výparu můžeme převádět dlouhodobé hodnoty výparu z volné hladiny H_v na výpar z půdy nepokryté rostlinami H_p pomocí následujících koeficientů:

- pro lehké a jemné písky $H_p = H_v \cdot 3,38$,
- pro střední půdy (hlíny) $H_p = 0,9 \cdot H_v \cdot 3,39$,
- pro těžké půdy (jíly) $H_p = 0,75 \text{ až } 0,85 \cdot H_v \cdot 3,40$.

4.2. Nepřímé metody

Chceme-li odhadnout hodnotu evapotranspirace pro určitou lokalitu, lze ji spočítat dle následující rovnice vodní bilance (Tomlain, 2005):

$$E = P - O \quad (5).$$

- P = roční úhrn srážek,
- O = roční odtok,

E = roční úhrn evapotranspirace.

4.2.1. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Penmana

Penmanova metoda je v současné době základem pro nejpreferovanější metody odhadu evapotranspirace. Howard Penman v roce 1948 vytvořil rovnici popisující odpařování z otevřené vodní hladiny. Penmanova rovnice byla v popisu procesu odpařování úplná, protože obsahuje složku dostupnosti vlhkosti, složku přenosu hmoty a požadovanou energii pro složku odpařování. Vyžaduje denní průměrnou teplotu, rychlost větru, relativní vlhkost a sluneční záření. Penmanova rovnice zahrnuje koncepty z jiných rovnic. Daltonova rovnice toku hmotnostní vlhkosti je funkcí deficitu tlaku par, rychlosti větru a odporu povrchu. Odpor nabízený molekulám vody k opuštění povrchu vody a pohybu do vzduchu je funkcí hustoty vzduchu, měrného tepla vzduchu, psychometrické konstanty, latentního výparného tepla, odporu povrchu a rychlosti větru. Pokud jde o energii potřebnou pro odpařování, čisté sluneční záření se dělí mezi citelné teplo a latentní teplo (odpařování), za předpokladu, že nedojde k žádným energetickým ztrátám nebo přírůstkům do země. Citelná ztráta nebo zisk tepla vede ke změně teploty (Abtew, Melesse, 2013).

Penmanova rovnice je definována tímto způsobem (Oudin et al., 2005; Abtew, Melesse, 2013):

$$PE = \frac{\Delta R_a + \gamma(e_a - e_s)f(U)}{\lambda\rho(\Delta + \gamma)} \quad (6).$$

- f(U) = 2,63(1+0,536U) a kde U je rychlost větru [m·s⁻¹],
- PE = míra potenciální evapotranspirace [mm·den⁻¹],
- R_n = čisté záření [MJ·m⁻²·den⁻¹],
- λ = latentní výparné teplo [2,45 MJ·kg⁻¹],
- ρ = hustota vody [1000 kg·m⁻³],
- Δ = sklon tlaku páry / křivka teploty při rovnovážné teplotě [kPa·°C⁻¹],
- γ = psychometrická konstanta [6,6·10⁻² kPa·°C⁻¹],
- e_a = tlak nasycených par [kPa],
- e_s = skutečný tlak par [kPa].

4.2.2. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Penman-Monteitha

Penman – Monteithova metoda je složitá metoda, která je nejbližší fyzickému modelu a zohledňuje přenos hmoty, hybnosti a energie se začleněnými vnějšími a vnitřními podmínkami odporu a vodivosti. Výběr metody odhadu evapotranspirace závisí na dostupnosti a kvalitě meteorologických dat a vlastnosti území (Abtew, Melesse, 2013).

Penman-Monteithova rovnice je definována tímto způsobem (Xu, Singh, 2001; Abtew, Melesse, 2013):

$$ET = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p (e_a - e_d) \frac{1}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (7).$$

- ET = míra potenciální evapotranspirace [mm·den⁻¹],
- $e_a - e_d$ = sytostní doplněk [kPa],
- ρ = hustota vody [1000 kg·m⁻³],
- Δ = sklon tlaku páry / křivka teploty při rovnovážné teplotě [kPa·°C⁻¹],
- γ = psychrometrická konstanta [6,6·10⁻² kPa·°C⁻¹],
- λ = latentní výparné teplo [2,45 MJ·kg⁻¹],
- c_p = měrné teplo vzduchu při konstantním tlaku [MJ·kg⁻¹·°C⁻¹],
- R_n = čisté záření [MJ·m⁻²·den⁻¹],
- G = tok tepla do půdy [MJ·m⁻²·den⁻¹];
- r_a = aerodynamický odpor [s·m⁻¹],
- r_c = povrchový odpor porostu [s·m⁻¹].

4.2.3. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Thornthwaita

Při výpočtu evapotranspirace vychází Thornthwaite pouze z průměrné měsíční teploty vzduchu, díky čemuž je jeho metoda velmi často používána při studiích dlouhodobějšího kolísání hodnot potenciální evapotranspirace, kdy dostupné časové řady meteorologických údajů obsahují pouze hodnoty teploty vzduchu. Mezi nevýhody této metody však patří skutečnost, že v případech, kdy je průměrná měsíční teplota vzduchu v daném měsíci menší anebo rovná nule, přiřazuje se nulová hodnota i potenciální evapotranspiraci. Rovnice pro výpočet má tvar (Xu, Singh, 2001; Šereš, 2011; Abtew, Melesse, 2013):

$$ET_0 = 1,6 \cdot \left(\frac{10t}{I}\right)^a \quad (8).$$

- ET₀ = potenciální evapotranspirace [cm·měs⁻¹],
- t = průměrná měsíční teplota,

$$I = \sum_1^{12} \left(\frac{T_i}{S}\right)^{1,51},$$

T_i = dlouhodobá průměrná teplota vzduchu v i-tém měsíci v roce,

$$a = (0,675 \cdot 10^{-6})I^3 + (7,11 \cdot 10^{-6})I^2 + (17,921 \cdot 10^{-3})I + 0,49239.$$

4.2.4. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Oudina

Metoda, kterou prezentoval Oudin et al. (2005), je specifická tím, že ke zjištění potenciální evapotranspirace postačí pouze vstupní teplotní hodnoty. Tato rovnice se formuluje takto:

$$PE = \frac{R_e T_a + 5}{\lambda \rho 100} \quad \text{pouze pokud } T_a + 5 > 0 \quad (9).$$

PE = hodnota potenciální evapotranspirace [$\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$],

R_e = extraterestriální radiace [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$],

λ = tok latentního tepla [$\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$],

ρ = hustota vody [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$],

T_a = denní teplota vzduchu odvozena z dlouhodobého průměru [$^{\circ}\text{C}$].

Extraterestriální radiace je řešena na základě rovnic, které publikoval Allen et al. (1998):

$$R_e(i) = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{SC} d_r [\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s] \quad (10).$$

G_{SC} = sluneční konstanta [$0,082 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$],

d_r = inverzní relativní vzdálenost Země od Slunce.

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (11).$$

J = pořadové číslo dne v roce,

δ = deklinace Slunce (úhlovou vzdálenost od rovníku) (rad).

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39\right) \quad (12).$$

ω_s = hodinový úhel západu Slunce (rad).

$$\omega_s = \arccos[-\tan \varphi \tan \delta] \quad (13).$$

φ = zeměpisná šířka povodí (rad).

4.2.5. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Hargreaves

Hargreaves (1975) odvodil svoji metodu z hodnot přímého měření evapotranspirace travnatého porostu (Alta Fescue) lyzimetrem, které byly naměřeny v osmiletém intervalu v Davisu (38° s. š., 18 m n. m.) v Kalifornii (Hargreaves, Allen, 2003).

Rovnice pro výpočet potenciální evapotranspirace je definována tímto způsobem (Hargreaves, 1975):

$$PET = 0,0135(T + 17,8) \frac{R_s}{\lambda} \quad (14).$$

PET = potenciální evapotranspirace [mm·den⁻¹],

R_s = globální záření [MJ·kg⁻¹·den⁻¹],

λ = skupenské teplo vypařování [MJ·kg⁻¹],

T = průměrná teplota vzduchu [°C].

Hargreavesova rovnice byla původně vytvořena k výpočtu průměrné měsíční potenciální evapotranspirace. Někteří autoři využívají tuto rovnici i pro odhad denních hodnot evapotranspirace, kdy výborných výsledků evapotranspirace dosahuje v sedmidenním a delším časovém období (Hargreaves, Allen, 2003).

4.2.6. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Hargreaves a Samaniho

Hargreaves a Samani (1982) navrhli několik vylepšení pro rovnici zaměřující se na odhad referenční evapotranspirace související s vegetací, kterou předtím navrhnul sám Hargreaves (1975). Vzhledem k tomu, že údaje o slunečním záření často nejsou k dispozici, doporučili Hargreaves a Samani (1982) využít odhad z extraterestrické radiace a rozdíl mezi průměrnou měsíční maximální a minimální teplotou. Výsledná forma rovnice je (Xu, Singh, 2001):

$$PET = 0,0023R_aTD^{\frac{1}{2}}(T_a + 17,8) \quad (15).$$

PET = potenciální evapotranspirace [mm·den⁻¹],

TD = rozdíl mezi denní maximální a minimální teplotou vzduchu [°C],

R_a = extraterestrická radiace [MJ·kg⁻¹·den⁻¹].

4.2.7. Metoda odhadu potenciální evapotranspirace dle Blaneyho a Criddlea

Metoda Blaneyho a Criddlea je obdobně jako Thornthwaitova využitelná tam, kde jsou z meteorologických prvků k dispozici pouze údaje o teplotě vzduchu. Omezená data však limitují její použitelnost pouze na odhad ET pro delší časová období (dekáda či měsíc), nikoliv pro denní či hodinový krok a to vztahem (Xu, Singh, 2001):

$$ET = kp(0,46T_a + 8,13) \quad (16).$$

- ET = referenční evapotranspirace v měsíci [mm·den]
- kp = průměrné denní procento z celkového počtu ročních hodin slunečního svitu v příslušném měsíci [-]
- T_a = průměrná denní teplota v měsíci [°C]

5. Vliv vybraných metod k odhadu potenciální evapotranspirace na simulační účinnost modelu GR4J

V současné době existuje celá řada metod odhadu potenciální evapotranspirace. Tyto metody se mezi sebou liší svým nárokem na vstupní data (např. Penmanova metoda vers. Oudinova metoda), strukturou (tedy tvarem a formou výpočtové rovnice) a zejména výstupními hodnotami potenciální evapotranspirace. Je tedy možné předpokládat, že použití výstupů těchto rovnic (časových řad vypočtené potenciální evapotranspirace) jako jednoho z významných vstupů do srážko-odtokového modelu může ovlivnit jeho simulační účinnost, a tedy i použitelnost v praktických aplikacích. Cílem této případové studie je zjistit, jakým způsobem ovlivňuje výběr metody odhadu potenciální evapotranspirace simulační účinnost vybraného srážko-odtokového modelu.

5.1. Vstupní data

Pro účely této práce byla vybrána povodí z projektu MOPEX (Model Parameter Estimation Experiment) (Duan et al., 2006), kde se jedná o povodí, která se nachází na území USA.

V rámci případové studie byla vybrána taková povodí, kde sněhový index byl menší než 5 %, tzn. na daných povodích tvořily sněhové srážky maximálně 5 % celkové srážky na povodí.

Sněhový index lze zjistit za pomoci rovnice:

$$SI = \frac{\sum_{i=1}^N SN}{\sum_{i=1}^N P} \quad (17).$$

SN = sněhová srážka na povodí [$\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$],

P = celková srážka na povodí [$\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$],

i = 1, ... N je počet časových kroků měřené řady.

Celkové srážky byly rozděleny na sněhové a dešťové na základě porovnání průměrné denní teploty $T_{\text{prům}}$ [$^{\circ}\text{C}$] a předem dané prahové teploty T_{prah} [$^{\circ}\text{C}$] dle rovnic:

$$T_{\text{prům}} \geq T_{\text{prah}} \rightarrow SN = 0 \quad (18),$$

$$T_{\text{prům}} < T_{\text{prah}} \rightarrow SN = P \quad (19).$$

Hodnota T_{prah} byla pro účely této práce nastavena na 0°C .

Při výběru konkrétních povodí byl zohledněn různorodý index aridity z důvodu, aby byla zajištěna co největší rozmanitost souboru povodí.

Pro tuto praktickou část bylo vybráno 8 povodí z projektu MOPEX, která pokrývají různé hydroklimatické podmínky a jejich základní charakteristiky jsou prezentovány v tabulkách (Tab. 1, tab. 2).

ID	NÁZEV POVODÍ, STÁT	LONG [°]	MAP [mm/rok]	IA [-]	MAT [°C]
ARID1	CONCHAS RIVER AT VARIADERO, N. MEX.	35,403	357,725	0,236	12,072
ARID2	BLANCO RIVER AT WIMBERLEY, TEXAS	29,994	817,221	0,553	18,739
ARID3	NECHES RIVER NEAR NECHES, TEXAS	31,892	1042,424	0,786	18,280
ARID4	TWELVEMILE BAYOU NEAR DIXIE, LA	32,646	1122,759	0,943	17,886
HUMID1	PEACE RIVER AT ARCADIA, FLA.	27,222	1255,708	1,034	22,403
HUMID2	AMITE RIVER NEAR DENHAM SPRINGS, LA.	30,464	1525,164	1,420	18,825
HUMID4	CHEHALIS RIVER NEAR GRAND MOUND, WASH.	46,776	1601,919	2,685	10,271
HUMID3	SMITH R NR CRESCENT CITY CA	41,792	2773,323	3,698	10,999

Tab. 1: Vybrané charakteristiky zvolených povodí.

ID	POR [-]	SHC [-]	FOREST [-]	URBAN [-]	ELEV [m n. m.]	SLOPE [°]	AREA [km ²]
ARID1	0,436	0,000	0,000	0,000	1707,510	3,370	1331,830
ARID2	0,464	0,000	0,150	0,220	416,090	3,070	923,580
ARID3	0,389	0,000	0,380	0,600	140,540	1,850	2942,880
ARID4	0,409	0,000	0,770	0,180	100,200	1,840	8349,580
HUMID1	0,345	0,000	0,140	0,330	34,680	0,960	3630,210
HUMID2	0,474	0,000	0,870	0,120	74,100	1,490	3461,290
HUMID4	0,472	0,000	0,970	0,020	251,650	8,780	2290,510
HUMID3	0,450	0,000	1,000	0,000	761,540	19,210	1556,300

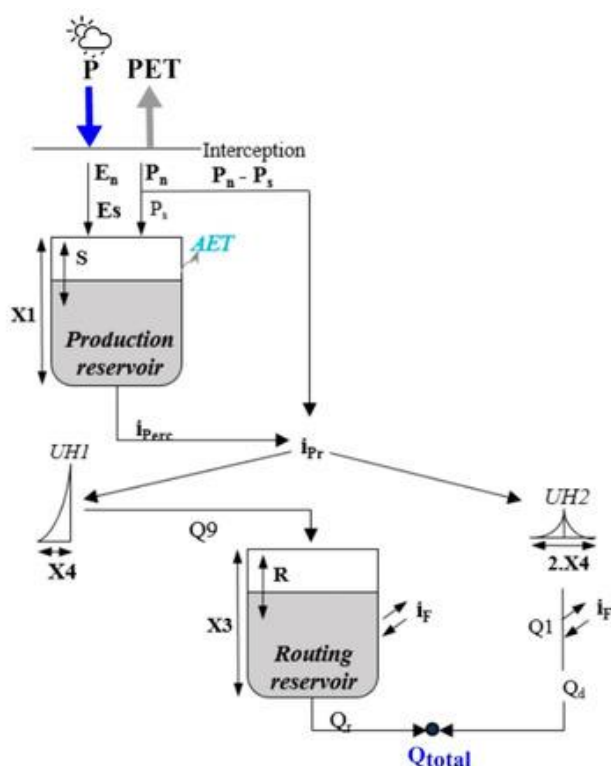
Tab. 2: Vybrané charakteristiky zvolených povodí, pokračování.

Dlouhodobá průměrná roční srážka na povodí (MAP) je odhadnuta z denních záznamů gridovaných srážkových dat projektu PRISM (Daly et al., 1994) a průměrná roční potenciální evapotranspirace je pro výpočet indexu aridity (IA) odvozena z denních záznamů gridovaných hodnot potenciální evapotranspirace z NOAA Evaporation Atlas (Farnsworth et al., 1982). Dlouhodobá průměrná roční teplota (MAT) byla odvozena autorem práce na základě 14leté časové řady průměrné denní teploty vypočtené z denního teplotního minima a maxima. Půdní hydraulické charakteristiky jako pórovitost (POR) a nasycená hydraulická vodivost půdy (SHC) byly odvozeny na základě empirických vztahů, které prezentovali Clapp a Hornberger (1978) a Cosby et al. (1983). Základem pro relativní zastoupení lesních porostů (FOREST) a urbanizovaných ploch (URBAN) je databáze IGBP (Loveland et al., 2000). Morfologické charakteristiky průměrná nadmořská výška povodí (ELEV), průměrný sklon (SLOPE) a plocha povodí (AREA) byly odvozeny digitálním modelem GTOPO30 s prostorovým rozlišením 30 obloukových sekund (vyvinutý US Geological Survey).

Pro každé z 8 vybraných povodí byla sestavena kolekce vstupních časových řad, které obsahovaly denní srážkové úhrny P [$\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$], denní hodnoty potenciální evapotranspirace PET [$\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$], pozorovaný odtok R [$\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$], denní minimální teploty T_{min} [$^{\circ}\text{C}$], denní maximální teploty T_{max} [$^{\circ}\text{C}$]. Celková délka časových řad byla 14 let (1. 1. 1968 až 31. 12. 1981). Toto období bylo následně rozděleno na dvě periody: kalibrační (1. 1. 1968 až 31. 12. 1974) a validační (1. 1. 1975 až 31. 12. 1981).

Časové řady potenciální evapotranspirace byly řešeny metodou dle Oudina (OUD), Hargreavese-Samaniho (HGR), Blaney a Criddlea (BLC), Thornthwaita (THR). Tyto časové řady byly přidány k časové řadě PET vypočtené dle Farnswortha (EVA), které data projektu MOPEX standardně obsahují. Metoda dle Farnswortha je v této případové studii považována za referenční metodu.

5.2. Model GR4J



Obr. 5: Struktura modelu GR4J, P je vstupní srážka, PET je potenciální evapotranspirace a Q_{total} je celkový odtok z povodí (Birhanu et al., 2018).

Model GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier), který představili Perrin et al. (2003), je celistvý konceptuální srážko-odtokový model operující v denním časovém kroku. Struktura modelu (viz obr. 5) je založena na dvou zásobnících (produkční a transformační), jednotkovém hydrogramu a obsahuje 4 kalibrované parametry: $X1$ [mm] - maximální kapacita produkčního zásobníku, $X2$ [-] - maximální výměnný koeficient povodí, $X3$ [mm] - maximální kapacita transformačního zásobníku a $X4$ [den] - časový parametr jednotkového hydrogramu. Vstupem do modelu jsou časové řady srážek P [mm/den], potenciální evapotranspirace PET [mm/den] a výstupem je časová řada simulovaného odtoku R [mm/den]. Výpočet celkového simulovaného odtoku lze shrnout do následujících kroků:

1) výpočet efektivní srážky na základě intercepčního zásobníku s nulovou kapacitou a produkčního zásobníku,

2) rozdělení efektivní srážky do dvou komponent (90 % pomalá odezva povodí, 10 % rychlá odezva povodí) a jejich transformace pomocí pouze jednotkového hydrogramu (rychlá odezva), nebo jednotkového hydrogramu a nelineárního transformačního zásobníku (pomalá odezva),

3) korekce na základě maximálního výměnného koeficientu povodí (v případě pomalé odezvy řešena jako součást bilance v nelineárním transformačním zásobníku),

4) výpočet celkového odtoku z povodí.

Model GR4J byl kalibrován na základě kritéria KGE (Gupta et al., 2009), které je v současné době hojně využívaným hodnotícím kritériem simulačních účinností srážko-odtokových modelů. Rovnice pro výpočet KGE je následující:

$$KGE = 1 - \left((1 - \alpha)^2 + (1 - \beta)^2 + (1 - r)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (20).$$

- α = poměr směrodatných odchylek simulovaného a měřeného odtoku
- β = poměr průměrných hodnot simulovaného a měřeného odtoku
- r = Pearsonův korelační koeficient mezi simulovaným a měřeným odtokem.

KGE nabývá hodnoty od $-\infty$ do 1, ideální shoda mezi pozorovanými a simulovanými daty je při $KGE = 1$.

6. Výsledky dle použitých metod a jejich popis

Veškeré výsledky jsou prezentovány formou krabicových grafů, ve kterých medián je zobrazen tlustou černou čarou, krabice je vymezena zdola dolním kvantilem a shora horním kvantilem. Vousy představují 1,5 násobek mezikvartilového rozpětí.

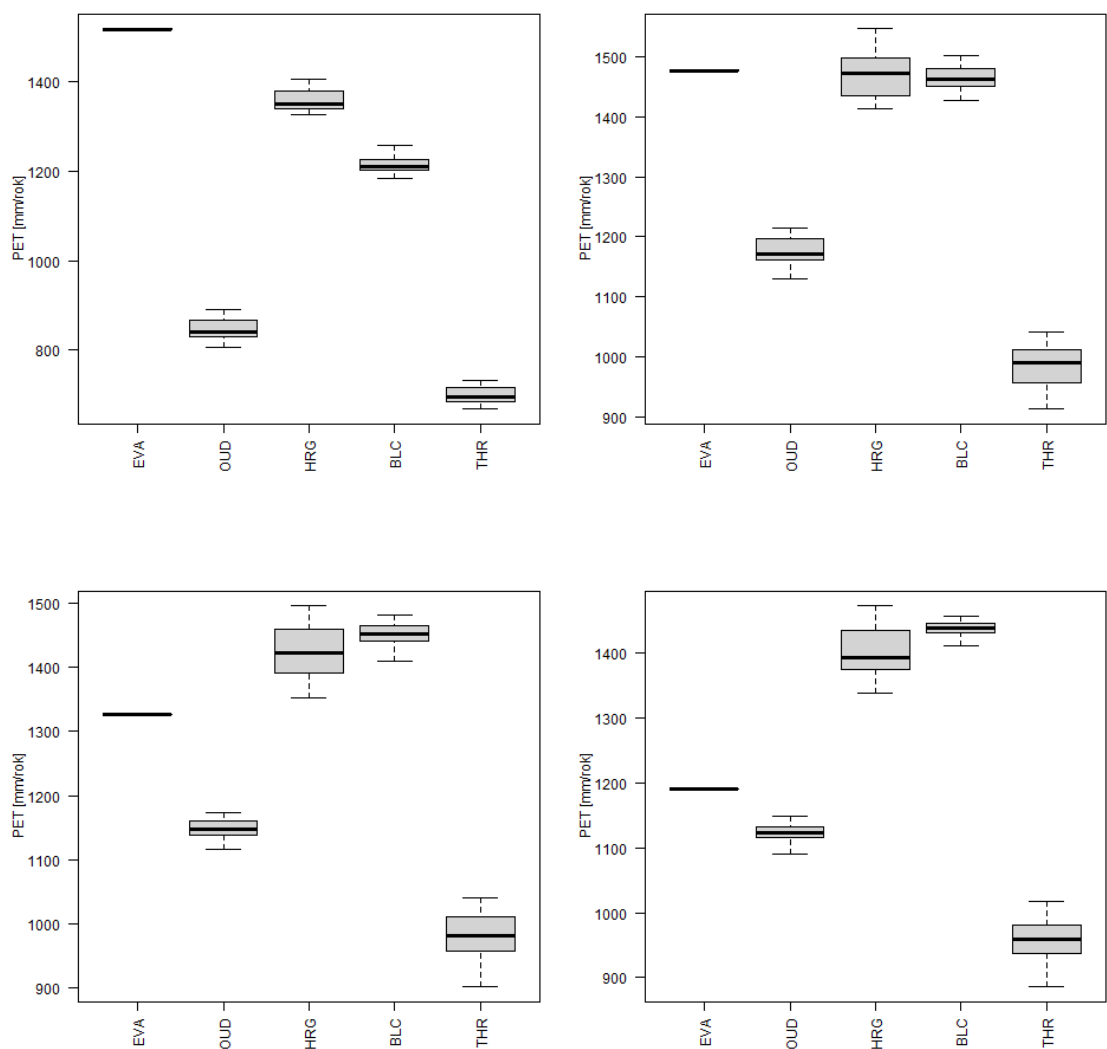
6.1. Porovnání ročních sum potenciální evapotranspirace

V této části výsledků je prezentováno porovnání ročních sum potenciální evapotranspirace (dále jen PET) odvozených na základě 5 výpočetních metod - Oudina (OUD), Hargreavese-Samaniho (HGR), Blaneyho a Criddlea (BLC), Thornthwaita (THR) s referenční PET dle Farnswortha (EVA) na souboru 8 zvolených povodí. K vyhodnocení byly použity vypočtené časové řady PET o délce 14 let (7 let kalibrace a 7 let validace).

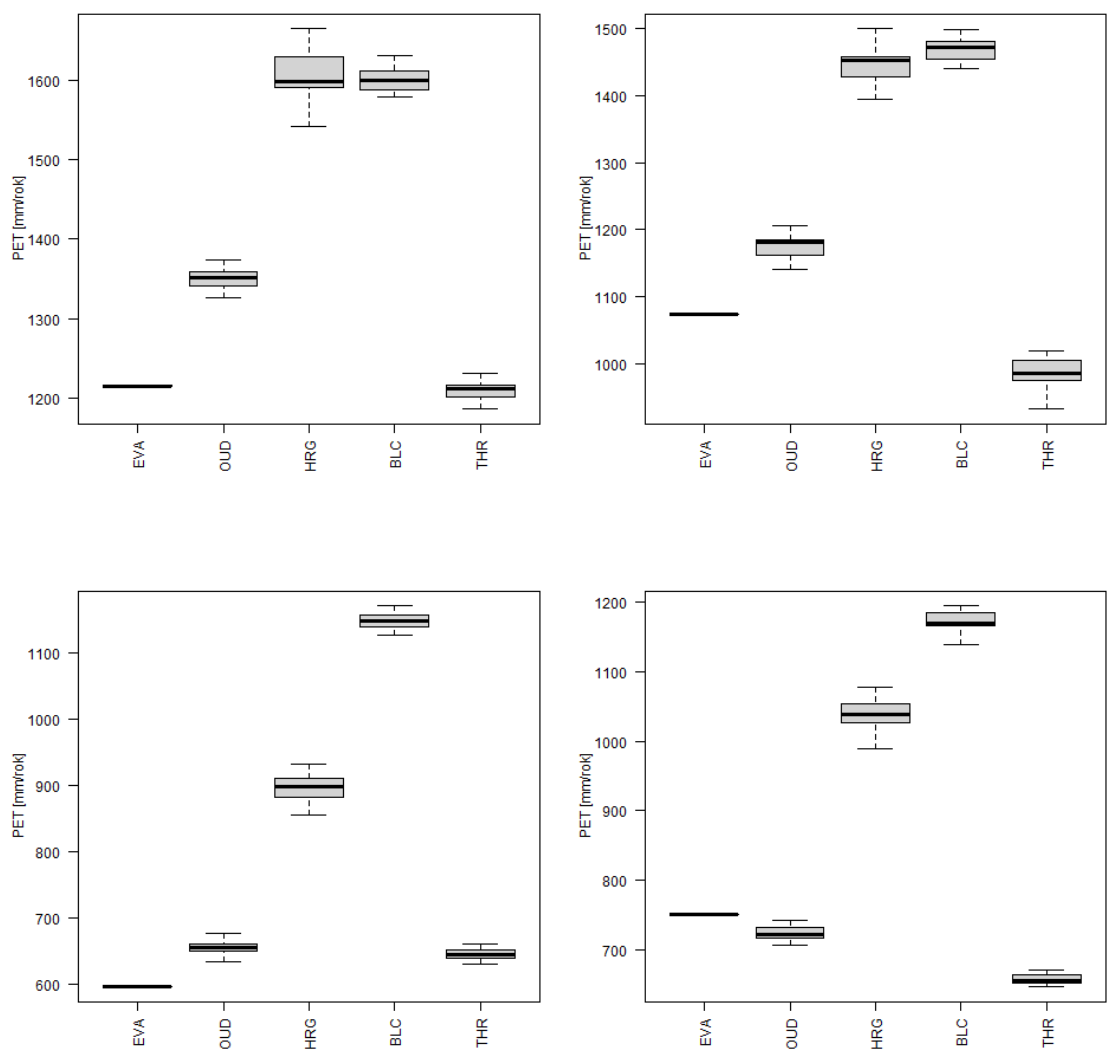
Získané výsledky na aridních povodích ukazují velmi vysoké roční sumy PET u referenční metody a metod Hargreavese-Samaniho a Blaneyho a Criddlea (viz obr. 6). Mediány ročních sum těchto 3 metod na aridních povodích přesahují 1000 mm, přičemž rozdíl mezi nimi se zvyšuje s klesajícím indexem aridity. Např. u povodí s nejnižší hodnotou indexu aridity (viz povodí ARID1 v tabulce T1 s charakteristikami povodí) je medián roční sumy referenční PET o 167 mm vyšší v porovnání s metodou dle Hargreavese-Samaniho, resp. o 307 mm vyšší v porovnání s metodou dle Blaneyho a Criddlea. U povodí, jejichž index aridity se blíží 1 (např. viz povodí ARID4 v tabulce T1), dávají metody dle Hargreavese-Samaniho a Blaneyho a Criddlea vyšší roční sumy než referenční PET, a to v mediánu o 202 mm (metoda Hargreavese-Samaniho) resp. 247 mm (metoda Blaneyho a Criddlea).

Nízkých ročních sum na aridních dosahují metody dle Oudina a Thornthwaita (viz obr. 6). Tyto metody dávají v porovnání s referenční PET roční sumy v mediánu o 67 až 823 mm nižší. I zde platí, že s klesající hodnotou indexu aridity povodí se zvyšuje rozdíl mezi ročními sumami PET. Např. u povodí ARID1 je medián roční sumy referenční PET o 678 mm vyšší v porovnání s metodou dle Oudina, resp. o 823 mm vyšší v porovnání s metodou dle Thornthwaita. U povodí ARID4 je pak medián roční sumy referenční PET vyšší o 67 mm v porovnání s metodou dle Oudina, resp. o 230 mm vyšší v porovnání s metodou dle Thornthwaita.

Na humidních povodích metody dle Hargreavese-Samaniho a Blaneyho a Criddlea výrazně nadhodnocují referenční PET i metody dle Oudina a Thornthwaita (viz obr. 7), a to v mediánu o 287 mm až 551 mm. Metody dle Oudina a Thornthwaita dávají podobné roční sumy jako referenční PET. V mediánu se tyto metody od referenční PET liší o 28 mm až 138 mm (metoda dle Oudina) a o 2 mm až 94 mm (metoda dle Thornthwaita).



Obr. 6: porovnání ročních sum potenciální evapotranspirace vypočtených metodami dle Oudina (OUD), Hargreaves-Samaniho (HRG), Blaney a Criddlea (BLC) a Thornthwaita (THR) s referenční potenciální evapotranspirací dle Farnswortha (EVA) na povodí ARID1 (horní graf vlevo), ARID2 (horní graf vpravo), ARID3 (dolní graf vlevo) a ARID4 (dolní graf vpravo).



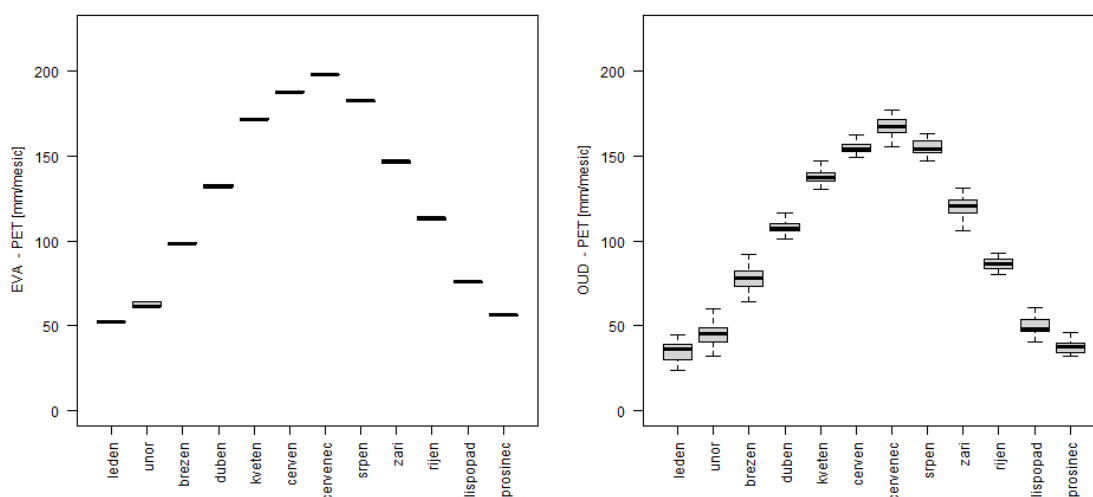
Obr. 7: porovnání ročních sum potenciální evapotranspirace vypočtených metodami dle Oudina (OUD), Hargreaves-Samaniho (HRG), Blaney a Criddlea (BLC) a Thornthwaita (THR) s referenční potenciální evapotranspirací dle Farnswortha (EVA) na povodí HUMID1 (horní graf vlevo), HUMID2 (horní vpravo), HUMID3 (dolní graf vlevo) a HUMID4 (dolní graf vpravo).

6.2. Porovnání měsíčních sum potenciální evapotranspirace

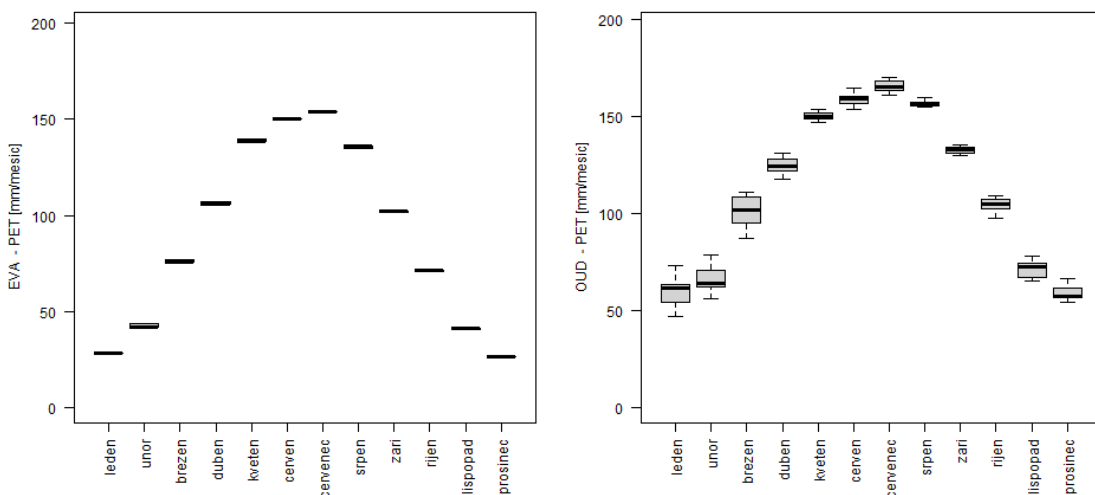
V této kapitole jsou prezentovány výsledky porovnání měsíčních sum potenciální evapotranspirace odvozených na základě 5 výpočetních metod - Oudina (OUD), Hargreavese-Samaniho (HGR), Blaneyho a Criddlea (BLC), Thornthwaita (THR) s referenční PET dle Farnswortha (EVA) na souboru 8 zvolených povodí. K vyhodnocení byly použity vypočtené časové řady PET o délce 14 let.

Výsledky ukazují podobné chody měsíčních sum PET, kdy nejvyšších hodnot bylo dosahováno v měsících červenec a srpen, naopak nejnižších měsíčních sum bylo dosahováno v měsících leden a prosinec. Rozdíly mezi použitými metodami PET jsou pouze ve velikostech dosažených sum. Toto je prezentováno na obr. 8 a 9, kde jsou porovnány měsíční sumy referenční PET (viz obr. 8 a 9 vlevo) a PET dle Oudina (viz obr. 8 a 9 vpravo) na aridním povodí (viz obr. 8) a humidním povodí (viz obr. 9).

Z hlediska velikosti měsíčních sum výsledky ukazují, že s rostoucí hodnotou indexu aridity povodí se snižují měsíční sumy referenční PET (viz maxima v červenci i minima v lednu na obr. 8 a 9 vlevo). Obecně nejvyšších měsíčních sum bylo dosahováno při použití metod dle Hargreavese-Samaniho a Blaney a Criddlea, kdy např. mediány červencových sum byly o 30 až 50 mm vyšší v porovnání s ostatními metodami (velikost rozdílu se zvyšovala s rostoucím indexem aridity). Nejnižší měsíční sumy dávaly metody PET dle Oudina (viz obr. 8 a 9 vpravo) a Thornthwaita.

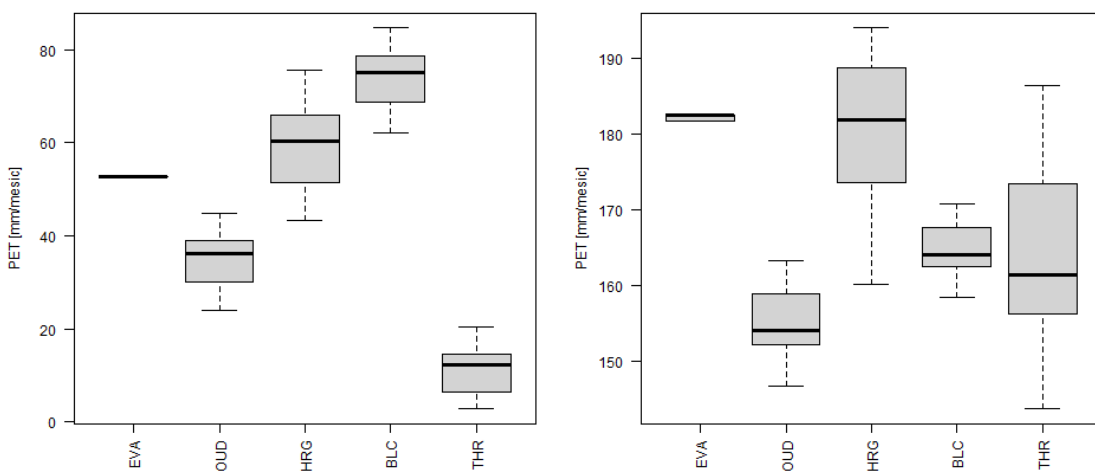


Obr. 8: porovnání měsíčních sum referenční evapotranspirace dle Farnswortha (vlevo) a PET dle Oudina na povodí ARID2.



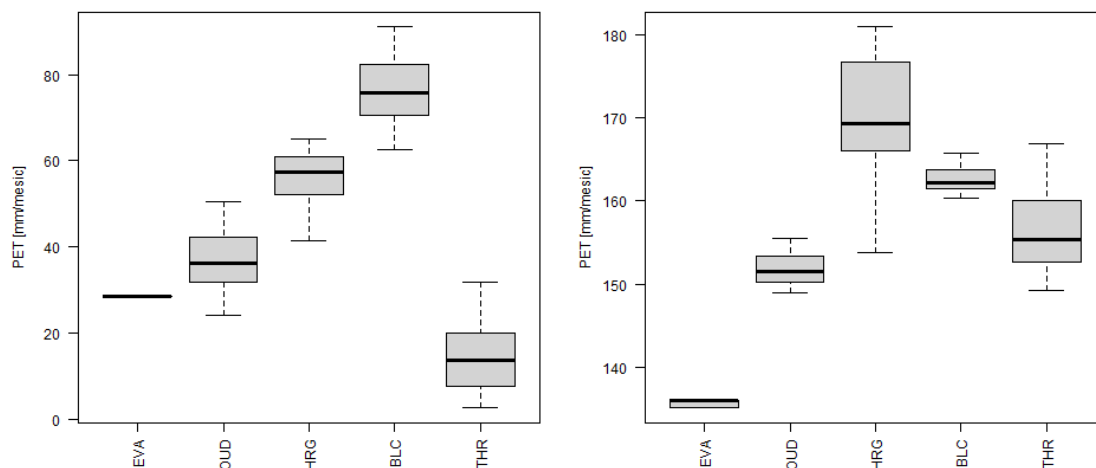
Obr. 9: porovnání měsíčních sum referenční evapotranspirace dle Farnswortha (vlevo) a PET dle Oudina na povodí HUMID2.

Z výsledků porovnání jednotlivých metod v rámci jednotlivých měsíců je dále patrné, že v na konci podzimu, v zimě a na začátku jara (tj. listopad až březen) vedla k nejvyšším měsíčním sumám metoda dle Blaney a Criddlea (viz obr. 10 a 11 vlevo), k nejvyšším měsíčním sumám ve zbývajících měsících vedla metoda dle Hargreaves-Samaniho (viz obr. 10 a 11 vpravo). Podobných výsledků, jako metoda dle Hargreaves-Samaniho, ve vegetačním období dosahovala na povodích s nejnižší hodnotou indexu aridity i referenční PET (viz obr. 10 vpravo). K obecně nejnižším měsíčním sumám v průběhu celého roku (nejvýrazněji v mimovegetačním období) vedla metoda dle Thornthwaita (viz obr. 10 a 11), pouze v případe nejteplejších měsíců v roce dosahovala nižších měsíčních sum referenční PET a to pouze na humidních povodích.



Obr. 10: porovnání měsíčních sum potenciální evapotranspirace v měsíci lednu (vlevo) a červenci (vpravo) vypočtených metodami dle Oudina (OUD), Hargreaves-Samaniho (HRG), Blaney a Criddlea

(BLC) a Thornthwaita (THR) s referenční potenciální evapotranspirací dle Farnswortha (EVA) na povodí ARID2.



Obr. 11: porovnání měsíčních sum potenciální evapotranspirace v měsíci lednu (vlevo) a červenci (vpravo) vypočtených metodami dle Oudina (OUD), Hargreavese-Samaniho (HRG), Blaney a Criddlea (BLC) a Thornthwaita (THR) s referenční potenciální evapotranspirací dle Farnswortha (EVA) na povodí HUMID2.

6.3. Výsledky kalibrace a validace modelu GR4J

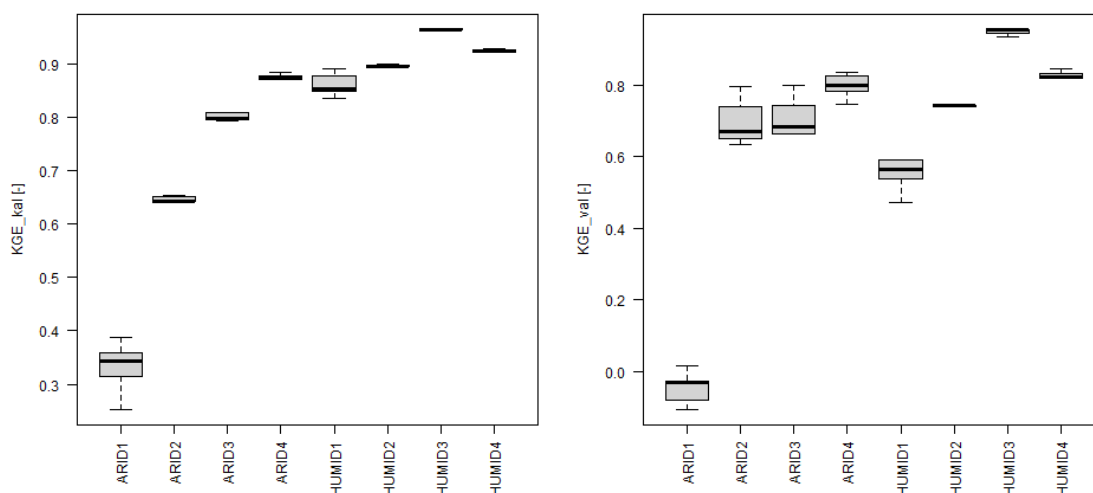
Model GR4J byl kalibrován na časové řadě (1. 1. 1968 až 31. 12. 1974) a validován na časové řadě (1. 1. 1975 až 31. 12. 1981), kdy vstupem do modelu byly časové řady srážek a potenciální evapotranspirace (dále jen PET) vypočtené dle zvolených metod. V rámci kalibrace i validace byla uvažována „warm-up“ perioda o délce 1 rok.

Výsledky kalibrace a validace jsou prezentovány na obr. 12. Z obr. 12 vlevo jsou patrné vyšší simulační účinnosti modelu GR4J v kalibraci na humidních povodích (mediány KGE se pohybovaly v rozmezí od 0,85 do 0,96) než na aridních povodích (mediány KGE se pohybovaly v rozmezí od 0,34 do 0,88). Z obr. 12 vlevo je patrné, že simulační účinnost modulu roste s rostoucí hodnotou indexu aridity. Výsledky dále ukazují že vstupní PET vypočtené na základě zvolených metod ovlivňují simulační účinnost v kalibrační fázi většinou velmi nevýrazně, přičemž na humidních povodích je tento vliv menší než na aridních povodích (pouze s výjimkou povodí ARID1 a HUMID1).

Na obr. 12 vpravo jsou patrné vyšší simulační účinnosti modelu GR4J ve validaci na humidních povodích (mediány KGE se pohybovaly v rozmezí od 0,56 do 0,95) než na aridních povodích (mediány KGE se pohybovaly v rozmezí od -0,03 do 0,80). Pokles simulační účinnosti byl při přechodu z kalibrační fáze do fáze validace výraznější na aridních povodích. Z obr. 12 vpravo je dále patrné, že volba PET měla výraznější vliv na simulační účinnost modelu ve validační fázi v porovnání s kalibrační fází, zejména na aridních povodích. Např.

na povodí ARID2 byl rozdíl v KGE 0,16 mezi nejvhodnější a nejméně vhodnou metodou odhadu PET.

Porovnáme-li vhodnost jednotlivých metod odhadu PET, pak výsledky ukazují, že na aridních povodích vede k nejvyšším hodnotám KGE v kalibrační fázi použití PET dle Hargreavese-Samaniho a Blaney a Criddlea. Ve validační fázi vede k nejvyšším hodnotám KGE použití PET dle Thornthwaita. Na humidních povodích v kalibrační fázi bylo dosahováno nejvyšších hodnot KGE s použitím PET dle Oudina a ve validační fázi s PET dle Thornthwaita a Blaney a Criddlea.



Obr. 12: Výsledky kalibrace (vlevo) a validace (vpravo) modelu GR4J hodnocené na základě kritéria KGE na souboru 8 povodí v závislosti použitým vstupem potenciální evapotranspirace.

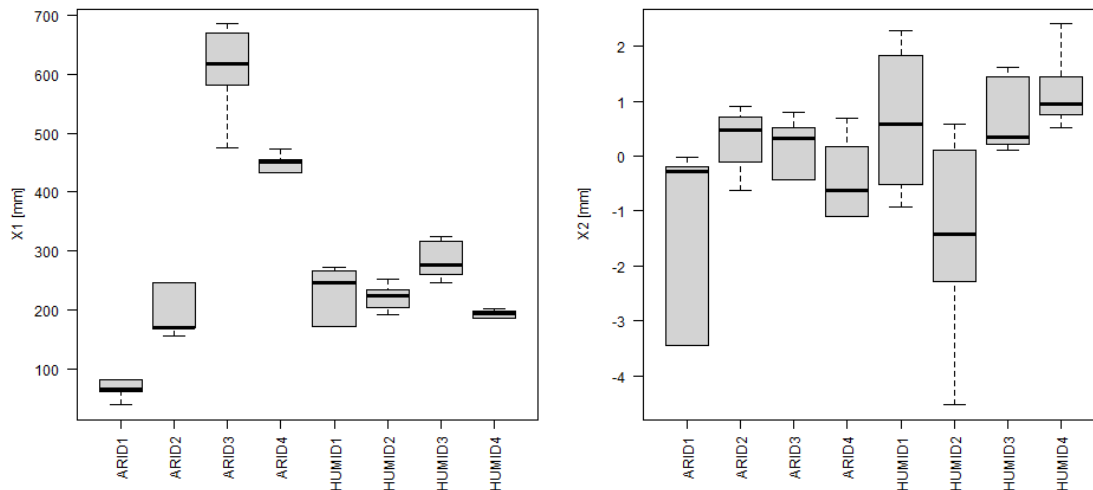
2.

6.4. Porovnání optimálních hodnot parametrů modelu GR4J

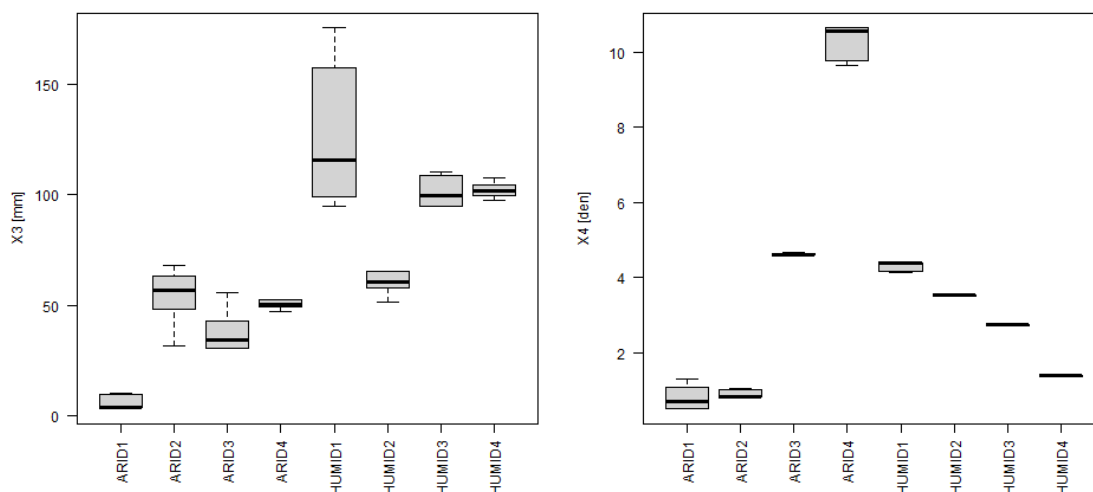
Na obr. 13 a 14 jsou prezentovány optimální hodnoty parametrů X1 (obr. 13 vlevo), X2 (obr. 13 vpravo), X3 (obr. 14 vlevo) a X4 (obr. 14 vpravo) modelu GR4J, které byly získány při kalibraci s použitím zvolených metod PET. Z obr. 13 a 14 je patrné, volba PET jako vstupu do modelu má výrazný vliv zejména na optimální hodnoty parametru X2, naopak vliv volby PET na optimální hodnoty parametru X4 nebyl příliš výrazný.

Z obr. 13 a 14 jsou patrné výraznější rozdíly maxim a minim mezi optimálními hodnotami parametrů X1, X2 a X4 na aridních povodích než na humidních povodích. Pro parametr X1 (viz obr. 13 vlevo) jsou na aridních povodích minima optimálních hodnot o 24 % až 74 % nižší než maxima, na humidních povodích jsou minima optimálních hodnot jsou o 18 % až 36 % nižší než maxima. Pro parametr X2 (obr. 13 vpravo) jsou na aridních povodích minima optimálních hodnot o 168 % až 47961 % nižší než maxima, na humidních povodích jsou minima optimálních hodnot jsou o 78 % až 874 % nižší než maxima. Nejvýraznější rozdíl u parametru X2 byl zjištěn na povodí ARID1, kdy minimum optimální hodnoty parametru X2

souviselo se vstupem PET byl dle Thornthwaita a maximum se vstupem referenční PET. Pro parametr X4 (viz obr. 14 vpravo) jsou na aridních povodích minima optimálních hodnot o 2 % až 60 % nižší než maxima, na humidních povodích jsou minima optimálních hodnot jsou o 2 % až 22 % nižší než maxima. Pro parametr X3 (viz obr. 14 vlevo) byly zjištěny podobné rozdíly maxim a minim mezi optimálními hodnotami tohoto parametru na humidních i aridních povodích (s výjimkou povodí HUMID1). Minima optimálních hodnot jsou o 9 % až 75 % nižší než maxima pro parametr X3.



Obr. 13: Optimální hodnoty parametrů X1 (vlevo) a X2 (vpravo) získané při kalibraci modelu GR4J při použití zvolených metod odhadu PET.



Obr. 14: Optimální hodnoty parametrů X3 (vlevo) a X4 (vpravo) získané při kalibraci modelu GR4J při použití zvolených metod odhadu PET.

6.5. Vliv volby metody potenciální evapotranspirace na roční sumy simulované aktuální evapotranspirace

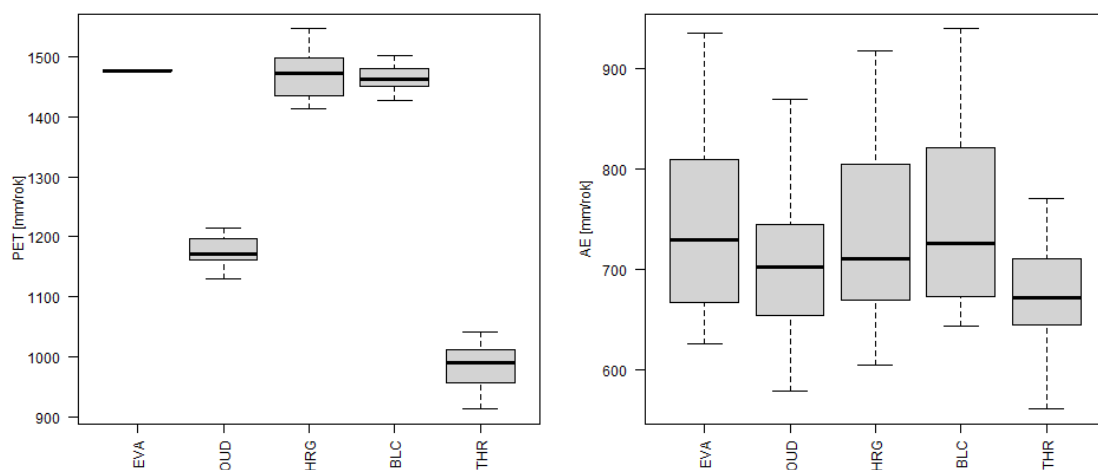
V této kapitole jsou prezentovány výsledky porovnání ročních sum aktuální evapotranspirace simulované modelem GR4J. Důvodem této analýzy bylo ověření, zda je model GR4J schopen reagovat na různé vstupy ve formě PET a tyto přetransformovat do výstupů (aktuální evapotranspirace, dále jen AET), které jsou si v roční sumě podobnější než původní vstupní PET. Výsledky jsou prezentovány na obr. 17 a 18 pro zvolené aridní a humidní povodí spolu s ročními sumami PET pro tato povodí pro porovnání.

Získané výsledky ukazují velkou podobnost mediánů ročních sum simulované aktuální evapotranspirace, přičemž tyto jsou více podobné na aridních povodích (viz obr. 15 vpravo) než na humidních povodích (viz obr. 16 vpravo). Rozdíl mezi maximem a minimem mezi mediány ročních sum AET je na aridních povodích 54 mm až 203 mm. Na humidních povodích byl tento rozdíl v mediánech 94 mm až 354 mm.

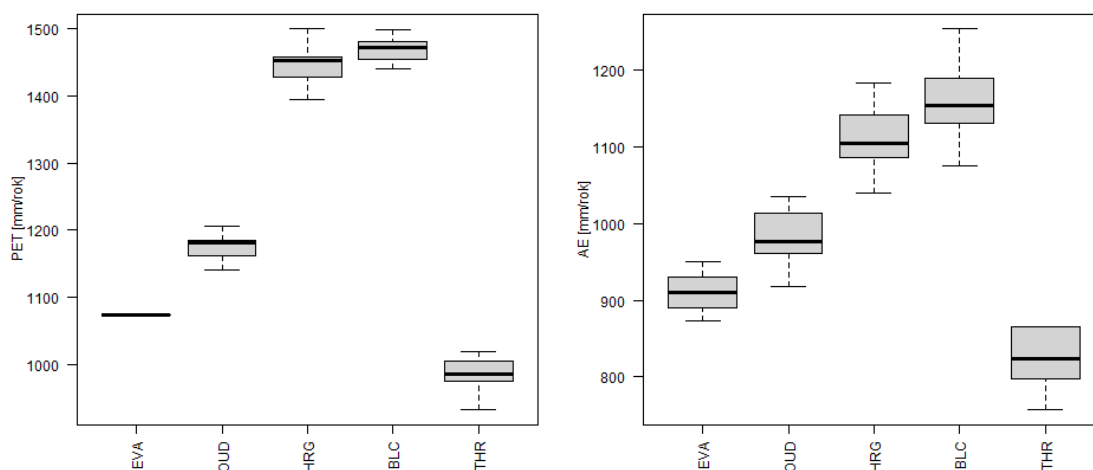
Z výsledků jsou dále patrné výraznější rozdíly mezi ročními sumami referenční PET a PET dle Hargreavese-Samaniho a Blaney a Criddlea a odpovídajících simulovaných AET na aridních povodích (viz obr. 15 vlevo i vpravo). Např. na povodí ARID1 tento rozdíl činí v mediánu 1184 mm u referenční PET, 1018 mm u PET dle Hargreavese-Samaniho a 877 mm u PET dle Blaney a Criddlea. Naopak, rozdíly mezi mediány ročních sum PET dle Oudina a Thornthwaita a mediány ročních sum odpovídajících AET nejsou tak výrazné (cca. 266 mm až 526 mm).

Na humidních povodích nejsou rozdíly mezi roční sumou PET a odpovídající roční sumou AET tak výrazné jako na aridních povodích (viz obr. 16 vlevo i vpravo). Vyšší rozdíly jsou patrné mezi PET dle Hargreavese-Samaniho a Blaney a Criddlea a odpovídajících simulovaných AET (rozdíl mediánů ročních sum je 284 mm až 554 mm). U referenční PET a PET dle Oudina a Thornthwaita a odpovídajících AET jsou rozdíly mediánů ročních sum 127 mm až 340 mm.

Výsledky dále ukazují, že rozdíl mezi roční sumou PET a odpovídající roční sumou AET klesá s rostoucí hodnotou indexu aridity (tj. rozdíly jsou výraznější na aridních povodích než na humidních povodích).



Obr. 15: porovnání ročních sum potenciální evapotranspirace (vlevo) vypočtených metodami dle Oudina (OUD), Hargreavese-Samaniho (HRG), Blaney a Criddlea (BLC) a Thornthwaita (THR) s referenční potenciální evapotranspirací dle Farnswortha (EVA) a odpovídajících ročních sum simulované aktuální evapotranspirace (vpravo) na povodí ARID2.

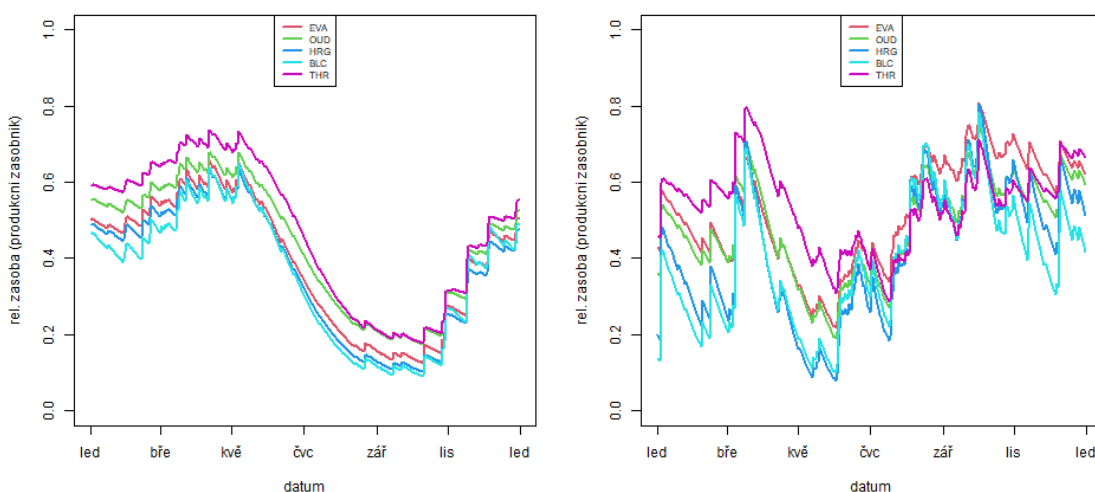


Obr. 16: porovnání ročních sum potenciální evapotranspirace (vlevo) vypočtených metodami dle Oudina (OUD), Hargreavese-Samaniho (HRG), Blaney a Criddlea (BLC) a Thornthwaita (THR) s referenční potenciální evapotranspirací dle Farnswortha (EVA) a odpovídajících ročních sum simulované aktuální evapotranspirace (vpravo) na povodí HUMID2.

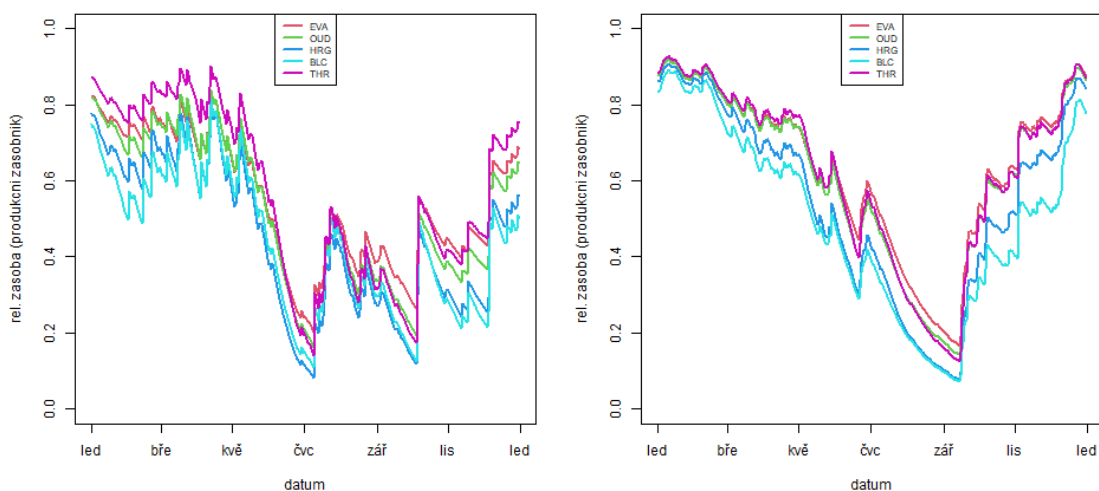
6.6. Porovnání celoroční relativní zásoby v produkčním zásobníku

V této kapitole jsou prezentovány výsledky analýzy vlivu volby metody potenciální evapotranspirace na vybrané stavové veličiny modelu GR4J. Vybranou stavovou veličinou je zásoba vody v produkčním zásobníku, neboť tento zásobník je vyprazdňován právě výparem a dále perkolací. Průběhy zásoby vody v produkčním zásobníku jsou kvůli porovnání prezentovány v relativní formě (tj. časové řady zásoby byly vyděleny optimální hodnotou parametru X1, který byl výsledkem optimalizace se vstupem PET dle zvolené metody).

Výsledky ukazují podobné změny zásoby v reakci na příčinné srážky, přičemž zásobník se více plní, pokud jsou vstupem PET, které dávají nižší měsíční a roční sumy (viz obr. 17 a 18) – tj. PET jsou vypočteny dle Oudina a dle Thornthwaita. V případě metod dle Hargreaves-Samaniho, Blaney a Criddlea a referenční PET dle Farnswortha se zásobník plní méně. V období nízkých srážek, případně bezsrážkových období, dochází k výraznějšímu poklesu zásoby v produkčním zásobníku, pokud je vstupem PET dle Hargreaves-Samaniho, Blaney a Criddlea (viz obr. 17 a 18). Rozdíly v průběhu relativní zásoby v produkčním zásobníku se snižují, pokud je vstupní PET vypočtena dle Oudina, Thornthwaita ve srovnání s referenční PET, s rostoucí hodnotou indexu aridity povodí.



Obr. 17: změna relativní zásoby v produkčním zásobníku modelu GR4J, pokud byla vstupní PET vypočtena dle Oudina (OUD), Hargreaves-Samaniho (HRG), Blaney a Criddlea (BLC), Thornthwaita (THR) a referenční potenciální evapotranspirace dle Farnswortha (EVA) na povodí ARIDX (vlevo) a ARIDX (vpravo), prezentován je časový úsek 1. 1. 1969 až 31. 12. 1969.



Obr. 18: změna relativní zásoby v produkčním zásobníku modelu GR4J, pokud byla vstupní PET vypočtena dle Oudina (OUD), Hargreavese-Samaniho (HRG), Blaney a Criddlea (BLC), Thornthwaita (THR) a referenční potenciální evapotranspirace dle Farnswortha (EVA) na povodí HUMIDX (vlevo) a HUMIDX (vpravo), prezentován je časový úsek 1. 1. 1969 až 31. 12. 1969.

7. Diskuze výsledků

Získané výsledky ukazují, že jednotlivé testované metody odhadu potenciální evapotranspirace (dále jen PET) poskytují často velmi odlišné denní hodnoty, což se následně odráží v prezentovaných ročních i měsíčních sumách. Nejvyšších hodnot PET dosahují metody dle Hargreaves-Samaniho a Blaney a Criddlea. Důvodem tohoto výsledku bude pravděpodobně forma těchto rovnic, kdy např. v zimním období (prosinec až únor) dávají tyto metody častěji nenulové hodnoty denní PET, narozdíl od metody dle Oudina (která dává při průměrné denní teplotě pod 5 °C nulové hodnoty PET) nebo Thornthwaita (která dává při průměrné denní teplotě pod 0 °C nulové hodnoty PET).

Přestože jednotlivé metody odhadu PET poskytují často velmi odlišné časové řady denní PET, tak výsledky prezentované v kapitole 6.4 ukazují nepříliš výrazný vliv těchto časových řad na simulační účinnost modelu GR4J zejména v kalibrační fázi a častěji na humidních povodích. Tento výsledek ukazuje na robustnost struktury modelu GR4J a rovnic v něm použitých, resp. té části modelu, která transformuje vstupní srážku na efektivní srážku (produkční zásobník spolu s intercepčním zásobníkem) a kompenzačního efektu některých parametrů. Tyto rovnice pak dokážou transformovat rozdílné vstupní časové řady PET, s pomocí vhodných hodnot parametrů modelu, na časové řady aktuální simulované evapotranspirace (AET), které jsou si v měsíčních i ročních sumách výrazně podobnější, než vstupní řady PET (viz kapitola 6.6). Výstupem z produkčního zásobníku jsou pak časové řady efektivní srážky, které jsou si relativně podobné. Případné rozdíly jsou pak dále kompenzovány v další části modelu.

Z výsledků kapitoly 6.4 je patrné, že model GR4J lépe simuloval celkový odtok na humidních povodích. Tento výsledek je očekávatelný, neboť hydrologické chování humidních povodí (resp. srážko-odtokový proces na nich) je více lineární a prostorově méně variabilní. Nízké simulační účinnosti na aridních povodích můžeme spojit s výraznější komplexností srážko-odtokového procesu a častých nelineárních vztahů mezi příčinou srážkou a celkovým odtokem z povodí (Parajka et al., 2013).

Z výsledků kapitoly 6.5 je patrné, že volba PET, jako vstupu do modelu, měla výrazný vliv zejména na optimální hodnoty parametru X2 a dále na optimální hodnoty parametrů X1 a X3. Parametr X2 řídí směr přesunu vody v modelu GR4J a určuje jeho maximální velikost. Při záporné hodnotě tohoto parametru dochází k ponížení celkového simulovaného odtoku (část vody, kterou povodí generuje, opouští povodí mimo jeho uzávěrový profil). Naopak, při kladné hodnotě tohoto parametru dochází k navýšení celkového simulovaného odtoku (model by měl přivádět vodu ze sousedních povodí). Volba vstupní PET ovlivňuje bilanci v intercepčním a produkčním zásobníku a tím i velikost efektivní srážky. Pokud je vstupní PET příliš velká (metody dle Hargreaves-Samaniho a Blaney a Criddlea), pak v těchto zásobnících dochází k nadměrné ztrátě vody výparem (viz např. výraznější zaklesávání zásoby v produkčním zásobníku na obr. 17 a 18), což ovlivňuje velikost efektivní srážky (tyto jsou podhodnoceny).

Nastalou situaci model kompenzuje kladnou hodnotou parametru X2 a tím částečně dorovná ztrátu vody výparem. Tato situace byla častá na humidních povodích. V případě aridních povodí a nízkých vstupních PET (metody dle Oudina a Thornthwaita) byla bilance v intercepčním a produkčním zásobníku výrazně pozitivní, což opět ovlivňovalo velikost efektivní srážky (tato byla nadhodnocena). Model pak tyto nadhodnocené efektivní srážky понížil právě na základě záporné hodnoty parametru X2. Rozdílné optimální hodnoty parametrů X1 a X3 v závislosti na použité vstupní PET souvisí s tím, že parametr X1 pomáhá určit dodatkový aktuální výpar z produkčního zásobníku a parametr X3 spolu s parametrem X2 upravuje velikost efektivní srážky.

Z výsledků kapitoly 6.5 je dále viditelné, že volba PET neměla prakticky žádný vliv na optimální hodnoty parametru X4 (s výjimkou povodí ARID4). Tento výsledek je očekávatelný, neboť tento parametr řídí transformaci efektivní srážky na celkový simulovaný odtok metodou jednotkového hydrogramu. V případě, že parametry X1, X2 a X3 jsou při vzájemné kooperaci schopny kompenzovat nadměrnou ztrátu vody výparem, případně nadhodnocenou efektivní srážku, pak parametr X4 již nemusí nic kompenzovat a při různých vstupech PET po optimalizaci modelu jsou získány velmi podobné hodnoty tohoto parametru.

Kromě toho z výsledků kapitoly 6.6 je zřejmé, že na humidních povodích jsou roční sumy AET více podobné ročním sumám PET než na aridních povodích. Důvodem je pravděpodobně skutečnost, že humidní povodí mají díky vhodným klimatickým podmínkám dostatek vody pro výpar i transpiraci. Tento výsledek je v souladu s prací, které prezentoval Bouchet (1963) (viz obr. 2). Aridním povodím, která mají obecně více energie pro výpar, většinou chybí voda v půdním profilu, která by byla odstraňována výparem i transpirací. Proto i aktuální evapotranspirace je výrazně nižší v porovnání s potenciální evapotranspirací.

8. Závěr

Z výsledků případové studie můžeme usoudit, že srážko-odtokový model GR4J je dostatečně robustní na to, aby si alespoň částečně poradil se vstupními PET, které se od sebe mohou výrazně lišit v měsíčních i ročních sumách, a přitom nedošlo k výraznějšímu poklesu simulační účinnosti. I přestože vstupy nejsou optimální, model je schopen vytvořit rozumný výstup, s kterým lze i nadále pracovat.

Vliv výběru metody pro odhad PET měl menší vliv při simulaci celkového odtoku na humidních povodích než na aridních povodích. Tento výsledek pravděpodobně souvisí s efektivnější transformací vstupní PET a tedy i výstupu z produkčního zásobníku pomocí vybraných parametrů GR4J. Navíc hydrologické chování humidních povodí je více lineární a prostorově méně variabilní než chování aridních povodí.

Z hlediska prezentovaných výsledků je důležité klást větší důraz na výběr vhodné metody odhadu PET, pokud chceme simulovat celkový odtok aridního povodí.

9. Seznam použité literatury

Abtew W., Melesse M. A., 2013: Evaporation and Evapotranspiration, Measurements and Estimations. Springer, Netherlands. ISBN 978-94-007-4736-4.

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., 1998: Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO – Food Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Howell, T. A.; Jensen, M. E., 2011: Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy, Agricultural Water Management, Volume 98, Issue 6, Pages 899-920, ISSN 0378-3774

Birhanu, D., Kim, H., Jang, C., Park, S., 2018: Does the Complexity of Evapotranspiration and Hydrological Models Enhance Robustness? Sustainability Volume 10, Issue 8, Pages 34.

Bouchet, R. J., 1963: Evapotranspiration réelle et potentielle – Signification climatique. International Association of Hydrological Sciences Publication, Volume 62, Pages 134-142.

Brom, J., 2008: Toky energie v ekosystémech a evapotranspirace (online) [cit. 2011.04.25], dostupné z <www.jbrom.wz.cz/vyuk/Toky%20energie.pdf>

Budyko, M. I., Zubenok, L. I., 1961: Estimation of evaporation from the Earth. Izvestija AN SSR, Ser. Geograf., Volume 6, Pages 3-17.

Clapp, R. B., Hornberger, G. M., 1978: Empirical equations for some soil hydraulic properties. Water Resources Research, Volume 14, Pages 601-604.

Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., Ginn, T. R., 1984: A statistical relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. Water Resources Research., Volume 20, Pages 682-690.

Coufal, V., 1986: Agrometeorologie. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 264 s.

Daly, C., Neilson, R. P., Phillips, D. L., 1994: A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. Journal of Applied Meteorology, Volume 33, Pages 140-158.

Duan, Q., Schaake, J., Andréassian, V., Franks, S., Goteti, G., Gupta, H. V., Gusev, Y. M., Habets, F., Hall, A., Hay, L., Hogue, T., Huang, M., Leavesley, G., Liang, X., Nasonova, O. N., Noilhan, J., Oudin, L., Sorooshian, S., Wagener, T., Wood, E. F., 2006: Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX): An overview of science strategy and major results from

the second and third workshops. *Journal of Hydrology*, Volume 320, Issue 1 - 2, Pages 3 - 17.

Farnsworth, R. K., Thompson E. S., Peck, E. L., 1982: *Evaporation Atlas for the contiguous 48 United States*, NOAA Technical Report, National Weather Service 33, Washington, DC, Pages 26.

Fídl, J., 1975: *Meliorace*. Státní pedagogické nakladatelství. Praha, 334 s.

Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., Martinez, G. F., 2009: Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, Volume 377, Issue 1-2, Pages 80 - 91.

Hargreaves, G. H., 1975: *Moisture, Availability and Crop Production*. Trans. American Soc. Agricultural Engineering, Volume 18, Pages 980-984.

Hargreaves, G. H., Allen, R. G., 2003: History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Volume 129, Issue 1, Pages 53–63.

Hargreaves, G. H., Samani, Z. A., 1982: Estimating potential evapotranspiration. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, Volume 108, Issue 3, Pages 225–230.

Havlíček, V. 1986: *Agrometeorologie*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 260 s.

Honsová, D., 2007: *Evapotranspirace*. (online) [cit. 2013-03-21], dostupné z <<http://www.priroda.cz/clanky.php?detail=922>>

Hrádek, F., Kuřík, P., 2002: *Hydrologie*, Skriptum FLE ČZU Praha, 280 s.

Jones, J. A. A., 1997: *Global Hydrology: processes, resources and environmental management*. Addison Wesley Longman Limited, London, Pages 399.

Kemel, M., 1996: *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. Vydavatelství ČVUT, Praha, 291 s. ISBN 80-01-01456-8.

Kešner, B., 1977: *Agrometeorologie*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 272 s.

Křížková, P., 2013: *Změna vodní bilance stromu/porostu v závislosti na probírkovém zásahu*. Mendelova univerzita v Brně, Lesnická a dřevařská fakulta, (diplomová práce). „nepublikováno“. D84 s.

Kučera, J., Urban, J., Trnka, M., Fischer, M., Krofta, K., Duffková, R., 2011: *Evapotranspirace vybraných druhů zemědělských plodin a lesních porostů*. In Šír, M., Tesař, M.: *Hydrologie malého povodí*. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha, 271-276 s.

Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown, J. F., Ohlen, D. O., Zhu, Z., Yang, L., Merchant, J. W., 2000: Development of a global land cover characteristics database and igbp discover from 1 km avhrr data. *International Journal of Remote Sensing*, Volume 21, Issue 6-7, Pages 1303-1330.

Macounová, A., 2007: Problematika určení evapotranspirace. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 53 s. (bakalářská práce). „nepublikováno“. Digitální repozitář UK.

Matějka, F., 1995: Vplyv meteorologických činitelov na evapotranspiráciu. *Meteorologické zprávy*, ročník 48, číslo 3, 87-90 s.

Matějka, F., Hurtalová, T., 2005: Vzťah medzi potenciálnou a referenčnou evapotranspiráciou. In Rožnovský, J, Litschmann, T.: *Evaporace a evapotranspirace*. Sborník z mezinárodního vědeckého semináře, ČHMÚ, Brno, 37-44 s. ISBN 80-86690-24-5.

Monteith, J. L., 1965: Evaporation and the environment. In Fogg, G. E. (Ed.): *The state and movement of water in living organisms*. Cambridge University Press, Cambridge, Pages 205–234.

Možný, M., 2003: Automatizace měření výparu z volné vodní hladiny. *Meteorologické zprávy*, ročník 56, číslo 5, 150-155 s.

Možný, M., 2005: Problematika měření evapotranspirace v ČHMÚ. In: Rožnovský, J., Litschmann, T., 2005: *Evaporace a evapotranspirace*. Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. ČHMÚ, Brno, 7-10 s.

Novák, V., 1995: *Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania*, vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava 158 - 191 s.

Oudin, L, Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V., Anctil, F., Loumagne, C., 2005: Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?; Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling, *Journal of Hydrology*, Volume 303, Pages 290 – 306.

Parajka, J., Viglione, A., Rogger, M., Salinas, J. L., Sivapalan, M., and Blöschl, G., 2013: Comparative assessment of predictions in ungauged basins – Part 1: Runoff-hydrograph studies. *Hydrology and Earth System Sciences*, Volume 17, Pages 1783–1795.

Pavelková Chmelová, R., Frajer, J., 2013: *Základy fyzické geografie: Hydrologie* (online) [cit. 2021.01.30], dostupné z <<https://geography.upol.cz/soubory/studium/e-ucebnice/978-80-244-3844-3.pdf>>.

Penman, H. L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London A*, Volume 193, Issue 1032, Pages 120-146.

Penman, H.L., 1956: Evaporation an Introductory Survey. Netherlands Journal of Agricultural Science, Volume 4, Pages 9-29.

Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003: Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. Journal of hydrology, Volume 279, Pages 275–289.

Rožnovský, J., Litschmann, T. (ed), 2003: Seminář „Mikroklima porostů“, Brno, 172-186 s. ISBN 80-86690_05-9,172-186.

Rožnovský, J., Litschmann, T. (ed), 2005: Seminář „Evaporace a evapotranspirace“, Brno, 25 - 38 s. ISBN 80-86690-24-5.

Shaw, E. M., 1994: Hydrology in practice. Taylor & Francis, London, 592 s.

Sommer, M., 1985: Hydrologie, SNTL – Nakladatelství technické literatury, Praha, 33- 36 s.

Šantrůček, J., 2003: Vodní režim rostlin. In.: Fyziologie rostlin. Academia, Praha, 52-88 s.

Šereš, M., 2011: Role evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, 56 s. (bakalářská práce). „nepublikováno“.

Šiška, B., Špánik, F., Igaz, D., 2005.: Vývoj evapotranspirácie počas veľkého vegetačného obdobia vo výškovom profile Slovenska z pohľadu možného vývoja klímy. In Rožnovský, J., Litschmann, T.: Evaporace a evapotranspirace. Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. Brno, ČHMÚ, 79-82 s. ISBN 80-86690-24-5.

Špánik, F. a kol., 1997: Aplikovaná agrometeorológia. SPU Nitra, 194 s. ISBN 80-7137-421-0.

Švec, J., Müllnerová, D., 2020: Výparoměr na hladině jezera Most. (online) [cit. 2020.11.11], dostupné z <<https://vesmir.cz/cz/casopis/archiv-casopisu/2020/cislo-9/vyparomer-hladine-jezera-most.html>>.

Švihra, J. et al., 1989: Fyziológia rastlín; Príroda, Bratislava, 354 s. ISBN 80-07-00049-6.

Wood, E. F., Ferguson, C. R., Fisher, J. B., 2011: Global estimates of evapotranspiration for climate studies using multi-sensor remote sensing data: Evaluation of three process-based approaches, Remote Sensing of Environment, Volume 115, Pages 801–823.

Xu, C. Y., Singh, V. P., 2001: Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. Hydrological processes, Volume 15, Pages 305 – 319.