

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ
KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ A ENVIRONMENTÁLNÍHO
MODELOVÁNÍ

STANOVENÍ MÍRY POTENCIÁLNÍ EVAPOTRANSPIRACE NA
EXPERIMENTÁLNÍ PLOŠE TRHOVÉ DUŠNÍKY POMOCÍ
RŮZNÝCH METOD VÝPOČTU
DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Mgr. Lukáš Trakal, Ph.D.

Diplomant: Bc. Miroslav Píchal

2017

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Miroslav Píchal

Environmentální modelování

Název práce

Stanovení míry potenciální evapotranspirace na experimentální ploše Trhové Dušničky pomocí různých metod výpočtu

Název anglicky

Determination of potential evapotranspiration on experimental site Trhové Dušničky using different methods of its calculation

Cíle práce

Cílem práce je porovnat různé metody výpočtu potenciální evapotranspirace (ET_p) s použitím dat dvou následných hydrologických roků. Tyto hodnoty ET_p budou následně použity v rámci zkoumané plochy a nejvhodnější metoda bude následně použita pro další výpočty.

Metodika

Práce se bude sestávat z rešerše literatury týkající se různých přístupů používaných ke stanovení míry potenciální evapotranspirace v odlišných podmínkách. Budou vybráni reprezentativní představitelé jednotlivých přístupů, které je možné využít v přírodních podmínkách České republiky a v rámci dostupných meteorologických dat. Dalším krokem bude analýza a homogenizace meteorologických dat. Následně budou pro experimentální lokalitu vypočteny hodnoty potenciální evapotranspirace pomocí metod založených na denních teplotách, sluneční radiaci a kombinovaném přístupu. Tyto výsledky budou porovnány s měřenými hodnotami výparu a dojde ke stanovení optimální metody výpočtu pro danou lokalitu.

Doporučený rozsah práce

50-60 stran

Klíčová slova

transpirace, výpar, meteorologická data, sluneční radiace

Doporučené zdroje informací

Anderson, M.G., McDonnell, J.J. (eds.) 2005. Encyclopedia of hydrological sciences. John Wiley & Sons, Hoboken, N.J., 3243 s.

BAKER, R S. – WARRICK, A W. – ROSENZWEIG, C. – HILLEL, D. *Environmental soil physics*. San Diego: Academic Press, 1998. ISBN 0-12-348525-8.

HILLEL, D. *Introduction to environmental soil physics*. San Diego: Elsevier, 2004. ISBN 0-12-348655-6.

Novák, V. 1995. Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania. Veda, Bratislava, 253 s.

Oudin L, Hervieu F, Michel C, Perrin C, Andréassian 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* 303: 290–306.

Oudin L, Michel C, Anctil F. 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? Part 1 – Can rainfall–runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? *Journal of Hydrology* 303: 275–289.

Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of Royal Society London* 193, 120–145.

Předběžný termín obhajoby

2016/17 LS – FŽP

Vedoucí práce

Mgr. Lukáš Trakal, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra geoenvironmentálních věd

Konzultant

RNDr. Václav Šípek, Ph.D.

Elektronicky schváleno dne 28. 3. 2017

prof. RNDr. Michael Komárek, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 28. 3. 2017

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 03. 04. 2017

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně pod vedením Mgr. Lukáše Trakala, Ph.D., a že jsem uvedl všechny literární prameny, ze kterých jsem čerpal.

V Praze 18. 4. 2017

.....

Bc. Miroslav Píchal

Poděkování

Děkuji Mgr. Lukáši Trakalovi, Ph.D. za pomoc při vedení diplomové práce a zejména RNDr. Václavu Šípkovi, Ph.D. za ochotu, trpělivost, odborné rady a připomínky, které mi poskytoval při konzultacích ohledně řešení diplomové práce.

Abstrakt

Jednou ze tří složek základní hydrologické bilance koloběhu vody (srážky, odtok, výpar) je výpar, který má významnou roli v udržování biologických systémů na Zemi.

Přesný popis evapotranspirace je experimentálně velmi náročný. Problémy s experimentálním určováním lze obejít matematickými metodami/postupy založenými na teoretických předpokladech a empirických zkušenostech. Výběr metody vhodné v daném zájmovém území k správnému popisu evapotranspirace je však velmi obtížný.

Experimentální zájmové území se nachází v Trhových Dušnicích, okres Příbram, Středočeský kraj. Zadáním této práce je určit nejvhodnější metodu výpočtu potenciální evapotranspirace pro toto území s použitím dat dvou následných hydrologických roků a zhodnotit vhodnost metod k určení potenciální evapotranspirace na tomto území.

Výpočty byly provedeny 11 odlišnými metodami stanovení potenciální evapotranspirace s užitím naměřených fyzikálních vlastností půdy a dat získaných v období 2015 – 2016 experimentální meteorologickou stanicí umístěnou v tomto území.

Pro období let 2015 – 2016 byly vypočteny denní úhrny potenciální evapotranspirace.

Pro rok 2016 byl z výsledků jednotlivých metod proveden výpočet průběhu tlakové výšky ve dvou kontrolních hloubkách (30 cm a 75 cm) půdního profilu programem HYDRUS.

Výsledky výpočtů programem HYDRUS byly zhodnoceny statisticky (MRE, RMSE, r , CE, variační součinitel) a graficky (srovnáním vypočtených hodnot programem HYDRUS s experimentálně získanými hodnotami in situ).

Klíčová slova: transpirace, výpar, meteorologická data, sluneční radiace

Abstract

One of the three main basic components of the hydrological balance of the hydrological cycle (precipitation, runoff, evaporation) is evaporation, which has an important role in maintaining biological systems on Earth.

The exact description of evapotranspiration is experimentally very demanding experimentally. The problems with the experimental determination can be avoided with a use of proper mathematical methods/ procedures based on theoretical assumptions and empirical experience. Selecting appropriate methods in the area of interest for the correct description of evapotranspiration is very difficult.

Experimental area is located in Trhové Dušníky, Píbram district, Central Bohemia. Main objectives of this study is to determine the most appropriate method for calculating potential evapotranspiration for the area using two consecutive hydrological years and to evaluate every method for calculating potential evapotranspiration.

Calculations were made by 11 different methods using measured physical properties of soil and data obtained in the period 2015-2016 at experimental meteorological station in the area. For the period 2015-2016 were calculated Sums of daily potential evapotranspiration were calculated for the period 2015-2016.

Calculations of pressure heads were made in HYDRUS program for two different soil depths (30 and 75 cm) for year 2016.

Computed results were statistically evaluated statistically (MRE, RMSE, r, CE, coefficient of variation) and also with graphical method (comparison of calculated results with data obtained experimentally in situ were carried out using HYDRUS program).

keywords: transpiration, evaporation, meteorological data, solar radiation

Obsah

1. Úvod.....	10
2. Cíle práce	11
3. Literární rešerše.....	12
3.1 Výpar, transpirace a evapotranspirace.....	12
3.1.1 Výpar vody	12
3.1.2 Radiační bilance.....	13
3.1.3 Výpar z intercepce	15
3.2 Transpirace	16
3.3 Evapotranspirace	17
3.3.1 Terminologie.....	18
3.3.2 Metody stanovení evapotranspirace.....	19
3.3.2.1 Strojová měření – výparoměry.....	20
3.3.2.2 Strojové měření – perkolátor.....	21
3.3.2.3 Strojové měření – lyzimetr.....	21
3.3.2.4 Přístup vodní bilance.....	22
3.3.3 Odhad hodnot aktuální evapotranspirace ze satelitních dat.....	22
3.3.4 Výpočetní metody.....	23
3.3.4.1 Teplotně založené metody	23
3.3.4.2 Radiačně založené metody.....	24
3.3.4.3 Aerodynamický přístup.....	24
3.3.4.4 Kombinované metody.....	25
4. Metodika a data.....	26
4.1 Charakteristika experimentálního území.....	26
4.1.1 Fyzikální vlastnosti půdy.....	27
4.1.2 Meteorologická stanice	28
4.1.2.1 Tenzometr	29
4.2 Aerodynamický přístup	30
4.2.1 Aerodynamická metoda (Penmanova metoda).....	30
4.3 Radiační přístup.....	31
4.3.1 Doorenbos – Pruitt (1977)	32

4.3.2 Oudin (2005).....	32
4.3.3 Turc - Ivanov (1961).....	33
4.3.4 Jensen - Haise (1963).....	33
4.3.5 McGuinness - Bordne (1972)	33
4.3.6.Hargreaves - Samani (1985)	34
4.3.7 Priestley-Taylor (1972).....	34
4.4 Kombinovaný přístup	35
4.4.1 Kombinovaná metoda (1948)	36
4.4.2 Penman – Monteithova metoda s aerodynamickým členem	36
4.4.3 Metoda Penman – Monteith (1965).....	38
4.5 Program HYDRUS 1D	38
4.6 Statistické součinitele	40
4.6.1 Odmocnina střední kvadratické chyby	41
4.6.2 Součinitel účinnosti.....	41
4.6.3 Korelační součinitel	42
4.6.4 Průměrná relativní chyba	42
4.6.5 Variační součinitel	42
4.7 Použitá data	43
5 Výsledky	45
5.1 Porovnání měsíčních úhrnů potenciální evapotranspirace	45
5.2 Porovnání sacích tlaků v půdním profilu	48
6 Diskuze.....	63
7 Závěr	68
8 Přehled literatury a použitých zdrojů	69

1. Úvod

Výpar je proces, při kterém se voda v tekutém stavu mění ve vodní páru a dojde k jejímu odstranění z vypařovaného povrchu. Voda se vypařuje z různých povrchů, například jezer, řek, silnic, zemědělské půdy a vegetace. Výpar je jednou ze tří složek základní hydrologické bilance koloběhu vody (srážky, odtok, výpar) a zastává významnou roli v udržování biologických systémů na Zemi. Transpirace vody listy vegetace zapříčiňuje přesun minerálních látek z půdy do těl rostlin a poskytuje jejich chlazení (ANDERSON a MCDONNELL, 2005).

Jednotlivé metody výpočtu potenciální evapotranspirace požadují znalost různých meteorologických dat, jejich shromažďování je však podmíněno vybaveností meteorologické stanice. Čím lepší (a dražší) experimentální vybavení, tím je samozřejmě nákladnější i měření dat. Je proto vhodné znát „vhodnost“ jednotlivých metod pro konkrétní lokalitu a vědět, s jakými základními meteorologickými daty lze potenciální evapotranspiraci rozumně určit.

2. Cíle práce

Hlavním cílem práce bylo zhodnocení 11 rozdílných metod výpočtu potenciální evapotranspirace s použitím dat dvou po sobě následujících hydrologických roků. Vypočtené hodnoty potenciální evapotranspirace budou použity v rámci zkoumané plochy a nejvhodnější metoda bude následně použita pro další výpočty. V rámci hlavního cíle práce budou řešeny tyto dílčí cíle:

- Výpočet denních hodnot potenciální evapotranspirace pro oba roky
- Nastavení modelu HYDRUS a následná simulace průběhu tlakových výšek pro jednotlivé metody pro rok 2016
- Statistické vyhodnocení simulovaných tlakových výšek se změřenou tlakovou výškou dvěma tenzometry
- Vyhodnocení vhodnosti metod výpočtu potenciální evapotranspirace na území experimentální meteorologické stanice Trhové Dušníky

3. Literární rešerše

3.1 Výpar, transpirace a evapotranspirace

3.1.1 Výpar vody

Výpar vody lze popsat fázovým přechodem/změnou skupenství, nastávajícím při přesunu molekul vody z vypařovaného povrchu. Sublimací se obecně myslí přechod pevné látky v plynnou. Vypařovat se může libovolná látka, jež má zajištěný dostatečný přísun energie (ohřev) nutný ke změně skupenství. Dle typu povrchu, na kterém probíhá výpar, rozšiřujeme názvosloví výparu. Popisujeme-li výpar vody, (vedlejší činnost dýchání) z živých tkání vegetace (mající významnou roli v koloběhu vody na Zemi), nazýváme ho transpirací. Výpar z půdního a vodního povrchu probíhající současně s transpirací z rostlin nazýváme evapotranspirací (NOVÁK, 1995).

Výpar z půdního povrchu závisí na mocnosti vrstvy zhutnění povrchu půdy a rychlosti infiltrace srážkové vody do půdy. Celosvětově roční objem vody uvolněné z povrchů formou výparu, je téměř shodný s ročním úhrnem povětrnostních srážek, malé rozdíly ve vodní bilanci jsou způsobeny změnami obsahu vody v ledovcích, vlhkosti půdy a nárůstem, resp. poklesem zásob podzemní vody (ANDERSON a MCDONNELL, 2005).

Výpar definuje množství vypařené vody za jednotku času. Výpar je vždy spojen s vysokou spotřebou energie (nezbytnou ke změně skupenství vody, viz též van der Waalsova rovnice a skupenské teplo vypařování). Monteith (1965) přirovnal výpar „básnický“ k „obchodní operaci, kdy mokrá povrch prodává vodní páru svému okolí výměnou za teplo. Pro každý gram vody vypařené při 20 °C požaduje vypařovaný povrch 585 cal (2448 J) energie a jsou přijaty skrze vícero forem platby“.

Dle Hillela (2004) je tvorba a existence výparu podmíněna několika podmínkami.

Zprv musí existovat přiměřeně silný a trvanlivý zdroj energie (zpravidla sluneční záření), který dodá nezbytné skupenské teplo ($\sim 2,6 \times 10^6$ J/kg při 15°C) potřebné k odpaření vody. Toto teplo lze odebrat z těla rostliny, rostlina se současně zchlazuje, nebo v častějším případě teplo přijde ve formě vyzářené energie a advekce.

Intenzita dopadajícího slunečního záření je závislá na poloze místa dopadu (zeměpisné šířce), ročním období a délce expozice. Proto je množství výparu v tropických oblastech zpravidla vysoké a v polárních končinách nízké. Podobný rozdíl nastává při střídání letních a zimních období (SHAW a kol. 2011).

Druhá podmínka je spojena s teplotou a obsahem vodních par ve vzduchu. Měřítkem množství vodních par ve vzduchu je parciální tlak a existuje jedinečný vztah mezi tlakem nasycených par a teplotou vzduchu. Výpar je závislý na nasyceném deficitu vzduchu, což je množství vodní páry, které vzduch může pojmout, než se stane nasyceným. Nasycený deficit je určen rozdílem mezi tlakem nasycených par při dané teplotě vzduchu a aktuálním tlakem páry vzduchu. Proto je výpar ve vnitrozemských oblastech se sušším vzduchem zpravidla silnější a slabší v přímořských oblastech, kde je vzduch zvlhčován mořem (SHAW a kol. 2011). Mezi vypařovaným povrchem a atmosférou musí být gradient tlaku vodních par. Oba režimy, dodávka energie a odvod par, probíhají mimo odpařující se tělo rostliny a jsou ovlivněny meteorologickými (povětrnostními) podmínkami. Významnou úlohu má i rychlost větru nad vypařovaným povrchem. Pokud se vzduch pohybuje, je výpar kvůli přísunu suššího vzduchu vyšší.

I třetí podmínka souvisí s povětrnostními podmínkami. Okraje anticyklón poskytují vhodné podmínky pro výpar za předpokladu pohybu vzduchu ve spojení s vysokým tlakem vzduchu. Nízký atmosférický tlak je spojen s vlhkým, nestálým počasím, ve kterém je vzduch nasycen vodními párami a proto nedochází k silnějšímu výparu. Důležitou roli má i pohyb větru urychlující výměnu vlhkého vzduchu za suchý.

Dále – charakter odpařovaného povrchu ovlivňuje výpar změnami větrných struktur. Drsnost a nepravidelnost povrchu vyvolává v proudícím větru turbulence. Tyto turbulence navodí vertikální proudění vzduchu, které podpoří odsun vlhkého vzduchu z vypařovaného povrchu a tím napomáhají vzniku výparu. Nad hladkým rovným povrchem se turbulence netvoří, a proto je zde výpar ovlivněn hlavně horizontální rychlostí proudění vzduchu.

3.1.2 Radiační bilance

Hlavním zdrojem energie umožňující výpar je sluneční záření. Sluneční záření se uplatňuje ve více podobách: dopadající přímé záření může půda absorbovat a později vyzářit do okolí s jinou vlnovou délkou. Tento proces lze popsat výsledným

tepelným tokem, definovaným jako součet všech tepelných toků na povrchu půdy. Výsledný tepelný tok se rovná součtu toků pocitového tepla, skupenského tepla a tepelné bilance půdy (DAVIE, 2008). Pocitové teplo lze chápat jako záření, které vnímáme pokožkou těla. Tok pocitového tepla je intenzita přenosu této energie. Skupenské teplo je teplo, které je přijato či odevzdáno během změny skupenství, např.: led – tekutá voda, nebo z tekuté vody ve vodní páru. V případě změny kapaliny na páru je teplo přijímáno/absorbováno. V opačném případě, kdy se pára mění ve vodu, je odevzdané do okolí. Půda teplo jednak pohlcuje (spíše ve dne) a jednak vyzařuje (spíše v noci). V rámci 24 hodinového cyklu je bilance tepla půdy blízko nuly, čili do celkové bilance jinak zvlášť tepelný tok půdy nepřispívá a proto se zanedbává. Čistá radiace je aritmetický rozdíl mezi dopadnuvší energií ve formě slunečního záření a odraženou energií ve formě dlouhovlnného záření.

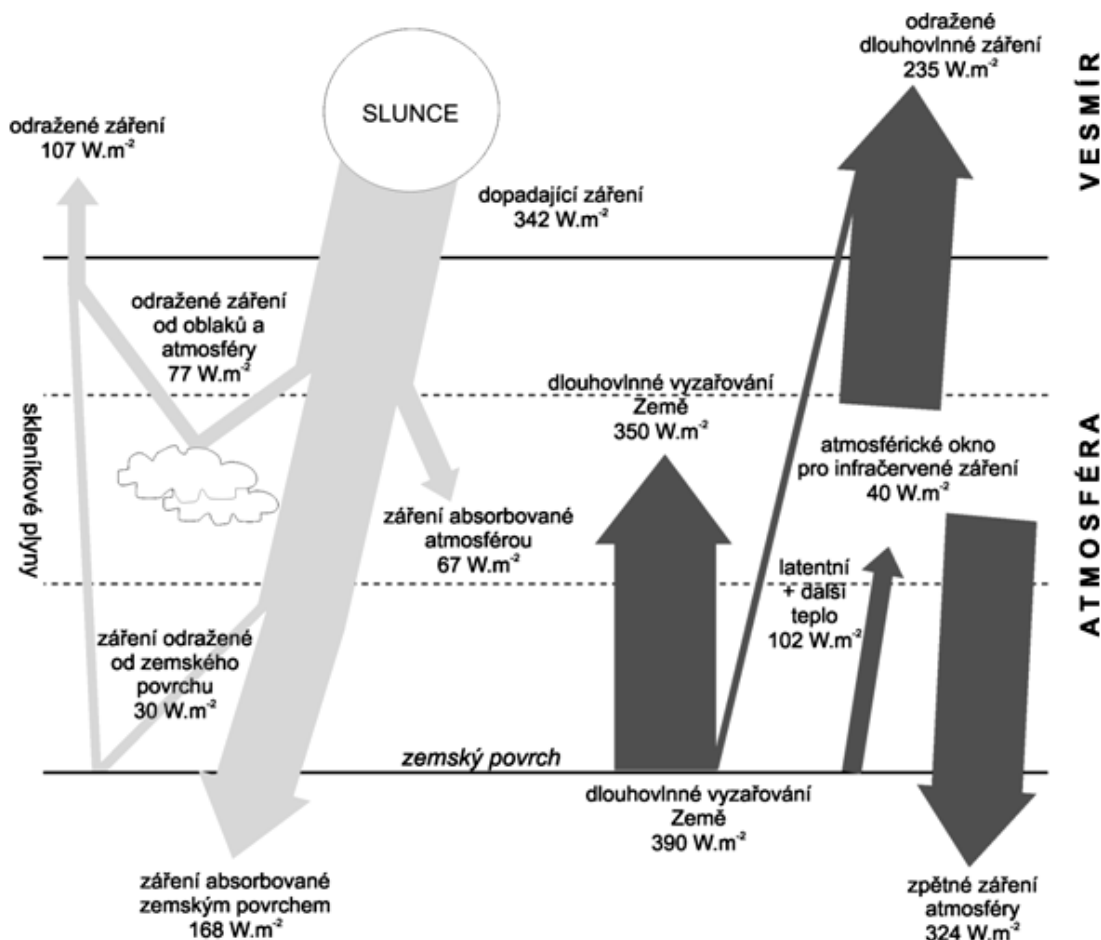
Radiační bilanci lze zapsat ve tvaru (HATFIELD a kol. 2004 in HILLEL, 2004):

$$R_n = (1 - \alpha)S_t + L_d - \varepsilon\sigma T_s^4, \quad (1)$$

kde R_n je čistá radiace na povrchu [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], α je albedo (odrazivost povrchu) [-], S_t je příchozí sluneční záření [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], L_d je vstup dlouhovlnného záření [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] a $\varepsilon\sigma T_s^4$ je energie vyzařovaná z povrchu ve formě dlouhovlnného záření [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$].

Na povrch Země dopadne jen ta část slunečního záření, jež dopadá na vnější okraj zemské atmosféry (ultrafialová složka je pohlcena zemskou atmosférou). Složky slunečního záření, které projdou atmosférou a dopadají na zemský povrch, lze popsat jako záření „krátkovlnné“, vlnové délky jsou z viditelné a infračervené části spektra, tj. (100-1000) nm (SLINEY a kol. 1976). Na zemský povrch dopadá záření krátkovlnné (vyzařované Sluncem) a dlouhovlnné (vyzařované Zemí a odražené zpět atmosférou). Tento popis není zcela přesný, neboť mraky a vodní pára v atmosféře společně se stromy a vysokými budovami odrážejí do okolí dlouhovlnné záření, které taktéž dosáhne povrchu. Na povrch proto dopadá krátkovlnné a dlouhovlnné záření i zemského původu. Vyzařované záření může být odražené krátkovlnné záření, nebo v jiné formě energie vyzařovaná ze zemského povrchu (obr. č. 1). V tomto druhém případě se obvykle jedná o záření v infračerveném spektru a dlouhovlnné záření. Tato část odraženého záření je významný zdroj energie pro tvorbu výparu (DAVIE, 2008). Za určitých podmínek, i další dvě formy energie mohou být významným

zdrojem výparu. Prvním mohou být stavby zahřáté lidskou činností (zejména ve velkých městech). Toto antropogenní teplo může zcela zásadně přispívat do energetické bilance zejména v zimních měsících. Druhou formou může být vliv advekce, která představuje přenos objemu vzduchu na horizontální vzdálenosti. Advekční energie může pocházet ze vzdáleného místa a byla přemístěna k odpařovanému povrchu většinou ve formě latentního tepla, kde se stane dostupnou v podobě pocitového tepla. Tento děj si lze představit pod bouřkovými buňkami – cyklóny.



Obrázek 1: Radiační bilance, (URL 1)

3.1.3 Výpar z intercepce

Část dopadající srážkové vody zůstává v průběhu srážky na povrchu rostliny (intercepční ztráta) a po skončení srážky se odpaří. Protože tato voda neprojde tělem rostliny, nelze vypařenou intercepční vodu přičíst do bilance transpirace. Množství vody zadržené rostlinou se nazývá intercepční kapacita porostu, je sezónního

charakteru a závisí na druhu rostliny, hustotě a pokryvnosti povrchu půdy, indexu plochy listů, tvaru a mikromorfologii (povrchová struktura listu patrná pod mikroskopem) listu a jeho sklonu k povrchu a hydrofilnosti či hydrofobnosti. V případě hydrofilnosti je list obalen vodou v tenké vrstvičce. Pokud je povrch listu hydrofobní, což je častější případ, vytvářejí se na povrchu listu kapky vody a stékají po něm dolů (NOVÁK, 1995).

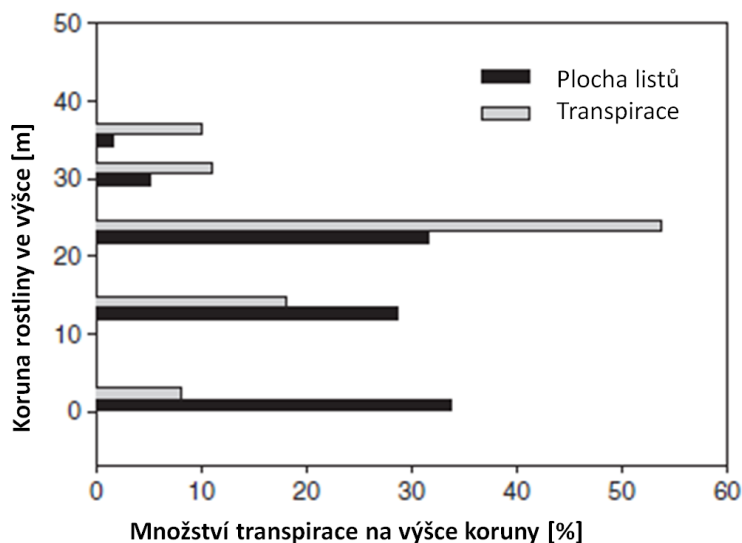
Měrná intercepční kapacita rostliny je stanovena jako tloušťka vrstvy vody na povrchu listu s jednotkovým indexem plochy listu (tedy ta část listů, která se aktivně zúčastní přenosu tepla a vodních par) v bezvětří a při malé intenzitě deště. Různá měření ukázala, že průměrný mnohoroční výpar z intercepce lesního porostu je (1,5-9,69) krát větší, než transpirace bez intercepční vody. Dlouhodobý průměrný výpar zadržené vody bez transpirace zemědělských rostlin může být (1,5 - 2,5) krát větší než jejich potenciální transpirace (NOVÁK, 1995).

3.2 Transpirace

Transpiraci nazýváme výpar vody z vegetace, tj. z cévního systému rostlin do atmosféry. Transpirace zahrnuje vstřebání vody kořeny rostliny, přemístění této vody cévním systémem kořene, stonku a větví k listům a následně transport cévním systémem listu k jeho průduchům (stomatární transpirace). Výpar probíhá průduchy (DINGMAN, 2015). Voda se může vypařovat i přes kutikulu (tedy nebuněčnou svrchní vrstvu povrchu těl rostlin), tato transpirace se projevuje na celkové transpiraci (5 - 10) % (NOVÁK, 1995). Ztráta vody transpirací vede k růstu vodního potenciálu (záporná hodnota tlaku, při jehož působení se začne voda pohybovat z pletiva ven) (SCIMUNI, 2017a), který popisuje pohyb vody vaskulárním systémem rostliny směrem nahoru, od kořene k listům. Tento pohyb vytváří objemový gradient vody (směr růstu) mezi kořeny rostliny a půdou, čímž dojde k pohybu vody z půdy do kořenů rostliny. Vstřebáním vody povrchem kořenů se sníží objem vody v půdě obklopující kořeny, čímž se vyvolá mírný pohyb vody v okolní půdě směrem ke kořenům rostliny (DINGMAN, 2015).

Přes den převládá transpirace průduchy listu, která může být ovlivněna několika faktory. Zejména se jedná o změnu povrchového napětí vodní páry bezprostředně nad povrchem listu, teploty listu, vodního potenciálu listu, koncentraci oxidu uhličitého na povrchu, nebo uvnitř listu, koncentraci kyslíku v kořenové zóně půdy a

index plochy listů Jedná se obvykle o horní, Sluncem osvětlenou část rostliny (NOVÁK, 1995).



Obrázek 2: Vliv výšky porostu na transpiraci, (ANDERSON a MCDONNELL, 2005)

Obrázek č. 2 ukazuje, jak se s klesající výškou porostu zmenšuje/klesá transpirace porostu kvůli snižující se rychlosti větru, snižujícímu se množství dopadajícího slunečního záření stíněného korunou vegetace a snižujícímu se deficitu nasycených vodních par při skoro stejné velikosti indexu plochy listů.

Je vidět, že transpirace je složitější proces než výpar, jehož intenzita je ovlivněna pouze atmosférickými podmínkami. Transpirace má velký podíl na celkovém výparu (evapotranspiraci). Výpar a transpirace se obvykle vyskytují společně a nelze je jednoduše odlišit, podíl transpirace na výsledném ději je zpravidla vyšší. Míra evapotranspirace závisí na velikosti vegetačního pokryvu a zeměpisné šířce. Je prokázáno, že při setí je téměř 100% vypařené vody následkem výparu z půdy; je-li však půda plně pokryta vegetací, více než 90% celkové vypařené vody je důsledkem transpirace (ALLEN a kol. 1998).

3.3 Evapotranspirace

Evapotranspirace je podle Dingmana (2015) hromadný termín označující procesy, při kterých voda ve stavu pevném, či kapalném, v blízkosti zemského povrchu, přechází do plynného skupenství. Evapotranspirací se označuje výpar z volné vodní hladiny, z povrchu půdy, z povrchu rostlin, výpar z listů (transpirace) a sublimace sněhu a ledu. Ze všech dopadnuvších srážek na zemský povrch evapotranspirace jako celek tvoří zhruba 62%.

Výpar z povrchu může být aktuální (tj. skutečná míra výparu) nebo potenciální (výpar, který by nastal z velké oblasti rovnoměrně pokryté rostoucí vegetací, která má neomezený zdroj vody a neprobíhají zde advekční děje) (LI a kol. 2016). Výpar z živých tkání rostlin je důsledkem fotosyntézy a samotného dýchání rostlin. Míra transpirace je kontrolována otvíráním a zavíráním průduchů na listu. Transpiraci lze na úrovni rostliny popsat průtokem vody tělem rostliny. Každý druh rostliny má míru transpirace jinou, určenou množstvím volné vody v půdě, schopností rostliny přesunout tuto vodu ze země do svého těla a listů a schopností atmosféry absorbovat vydýchanou vodu. Dingman (2015) uvádí, že při neomezené dodávce vody ovlivňují evapotranspiraci i další veličiny:

- albedo, tj. odrazivost povrchu, která ovlivňuje čistou radiaci,
- maximální vodivost listu (zde propustnost listového pletiva) (SCIMUNI 2017b),
- atmosférická vodivost (schopnost atmosféry vést elektrický proud), ovlivněna je zejména výškou vzrostlé vegetace,
- přítomnost, či nepřítomnosti zadržené vody na povrchu rostliny.

3.3.1 Terminologie

Evapotranspiraci lze podle podmínek rozdělit na potenciální a aktuální evapotranspiraci. Dle THORNTHWAITA (1948) popisuje potencionální evapotranspirace situace, při kterých dochází k evapotranspiraci z velké plochy zcela a jednotně zarostlé vegetací mající neomezený přístup k půdní vodě. Tvrdí, že „...při zvýšení dodávky vody, jak je tomu v případě závlahových projektů v poušti, se evapotranspirace zvýší na maximální hodnotu, jež závisí pouze na klimatu. Tuto hodnotu lze nazvat potencionální evapotranspirací na rozdíl od aktuální evapotranspirace“. Cílem zavedení tohoto pojmu bylo definovat takovou intenzitu vypařování, která neovlivňuje množství vody na vypařujícím se povrchu. Je to ideální referenční, ale také maximální intenzita možné evapotranspirace (NOVÁK, 1995).

Potenciální evapotranspirace je stav, kdy nastává výpar a transpirace z plně nasycené vegetace, tedy v potenciálních podmínkách. Za těchto podmínek je potenciální evapotranspirace stejná jako potenciální výpar, avšak je uplatnitelná pouze pro povrch s vegetací. Stejně jako u potenciálního výparu, je její hodnota závislá na

atmosférických podmínkách a albedu povrchu, které se mění s charakteristikou povrchu, zejména v závislosti na jeho aerodynamické drsnosti. Evapotranspirace by měla být vázána na určitou výšku dané vegetace, plochu listů a aerodynamickou drsnost povrchu. Tomuto stavu odpovídá tvar rovnice Penman – Monteith s velmi malým, či nulovým povrchovým odporem a aerodynamickými a světelnými podmínkami, jež vyhovují vegetaci (NOVÁK, 1995).

PENMAN (1948) zavedl první kvantitativní definici potenciální evapotranspirace. Uvádí ji jako „množství vody vypařené za jednotku času z nízkého, hustého, zdravého, nestresovaného, se suchým povrchem listů zeleného porostu stejné výšky, který zcela pokrývá povrch půdy a má vždy dostatek vody“. Podmínky plně nasycené vegetace se vyskytují pouze v krátkém období, které vzniká během a krátce po padání rosy, deště, nebo zvlhčení mechanickými postřikovači, a je obtížné zaznamenat okrajové podmínky pro předpověď měření potenciální evapotranspirace pro volnou vodní hladinu (ANDERSON a MCDONNELL, 2005).

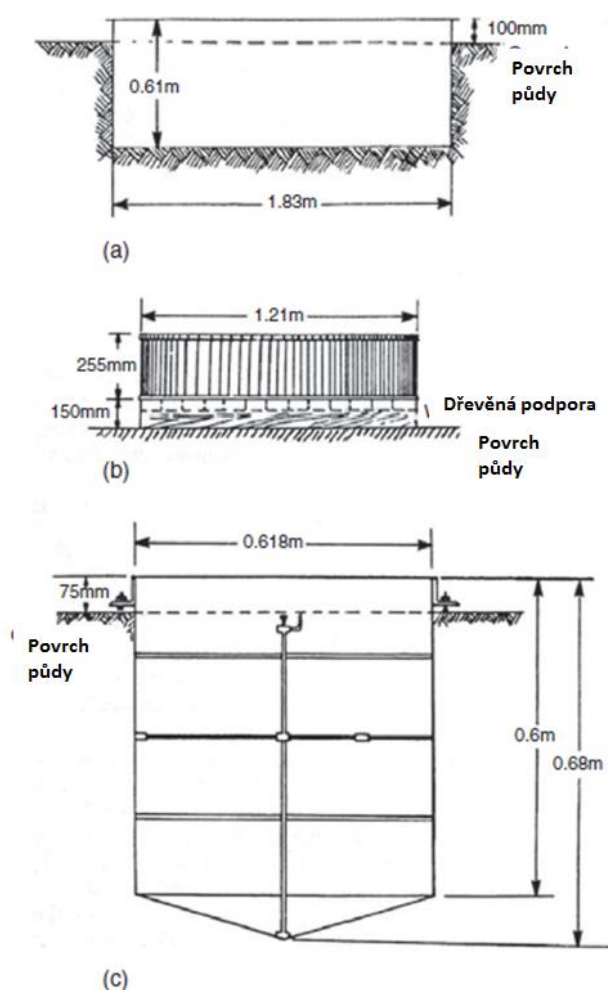
Pro sjednocení terminologie, experti z panelu FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) určili referenční evapotranspiraci jako: intenzitu evapotranspirace hypotetického travního povrchu s výškou vzrůstu 0,12m, s fixním povrchovým odporem 70 s/m a albedem 0,23. Referenční povrch je velmi podobný k rozsáhlému zelenému, dobře zavodněnému travnatému povrchu stejné výšky vzrůstu, aktivně rostoucímu a celkově zastíňujícímu půdní povrch. Tato definice je zcela nezávislá na vlastnostech půdy a druhu porostu, jelikož k výpočtu je postačující znalost meteorologických dat, (intenzity záření, teploty vzduchu, vzdušné vlhkosti a rychlosti větru). K odhadu hodnot referenční evapotranspirace měřením lze použít výparoměry. Vztah mezi úbytkem vody ve výparoměru a referenční evapotranspirací lze odvodit pomocí empirických koeficientů (ALLEN, 1998).

3.3.2 Metody stanovení evapotranspirace

Stanovení výparu (evapotranspirace) se provádí buď přímo (přístroje), nebo nepřímo (početně). Přímě měříme výparoměry různých konstrukcí, nepřímo určujeme výpočtem (empirické vzorce pro jednotlivé druhy výparu). Existuje celá řada vzorců vykazující různé hodnoty evapotranspirace. Ve světě je jako referenční vzorec pro výpočet evapotranspirace užíván postup/ metoda Penmana – Monteitha v úpravě FAO. (ROŽNOVSKÝ a LITSCHMANN, 2005).

3.3.2.1 Strojová měření – výparoměry

Strojové výparoměry fungují na principu bilance vodní hladiny, která popisuje rovnováhu celého systému. Tedy: $PE = P \pm \Delta S$, kde PE je evapotranspirace, P je úhrn srážek a ΔS je změna zásob (vše v [mm]). Přestože je problém stanovit vztah mezi měřeným výparem z malé vodní hladiny a opravdovou ztrátou z velkého reservoáru, výhody používání výparoměrů převyšují nevýhody. V současnosti se nejvíce užívají tři druhy výparoměrů. Britský, americký a ruský. Navzájem se liší vzhledem, rozměry, způsoby ukotvení do země a způsobem sběru dat (SHAW a kol. 2011)



Výparoměry: (a) standardní nádrž GB (Symonova); (b) US výparoměr třídy A; (c) Ruský GGI-3000

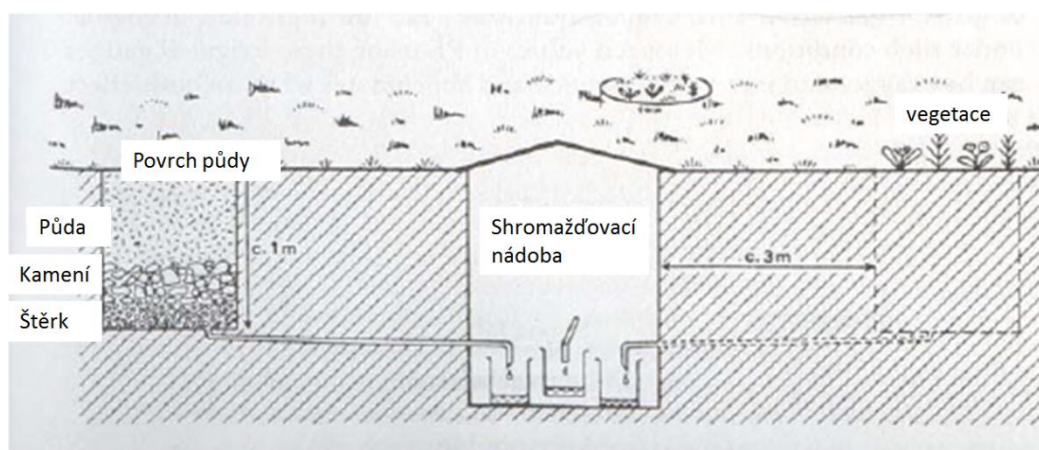
Obrázek 3: výparoměry, (SHAW a kol. 2001)

Hodnota výparu z výparoměrů je vypočtena bilancí měření na výparoměru a spadlých srážek. Dle typu výparoměru je třeba výsledek přenásobit koeficientem 0,88, resp. 1,0 (VAN ZYL a kol. 1989).

3.3.2.2 Strojové měření – perkolátor

Perkolátory jsou speciálně navržena k měření evaporace a transpirace z povrchů s vegetací. V principu se stále jedná o unikátní vědecká zařízení, a tedy každé má svůj jedinečný vzhled a konstrukci. Pro velké pořizovací náklady a náročnou konstrukci se nejedná o běžné přístroje, kterými by se osazovaly meteorologické stanice. Zpravidla je tvoří válec, nejčastěji 1m hluboký, který je naplněn reprezentativní zeminou (dno válce je pokryto štěrkem) a vsazen do půdy. Jejich vegetační pokryv by měl být k nerozeznání od okolní vegetace. V blízkosti musí být umístěn srážkoměr měřící srážky. Evapotranspirace ET je vypočtena dle: $ET = \text{srážky} - \text{verikální perkolace}$ (vše v [mm]).

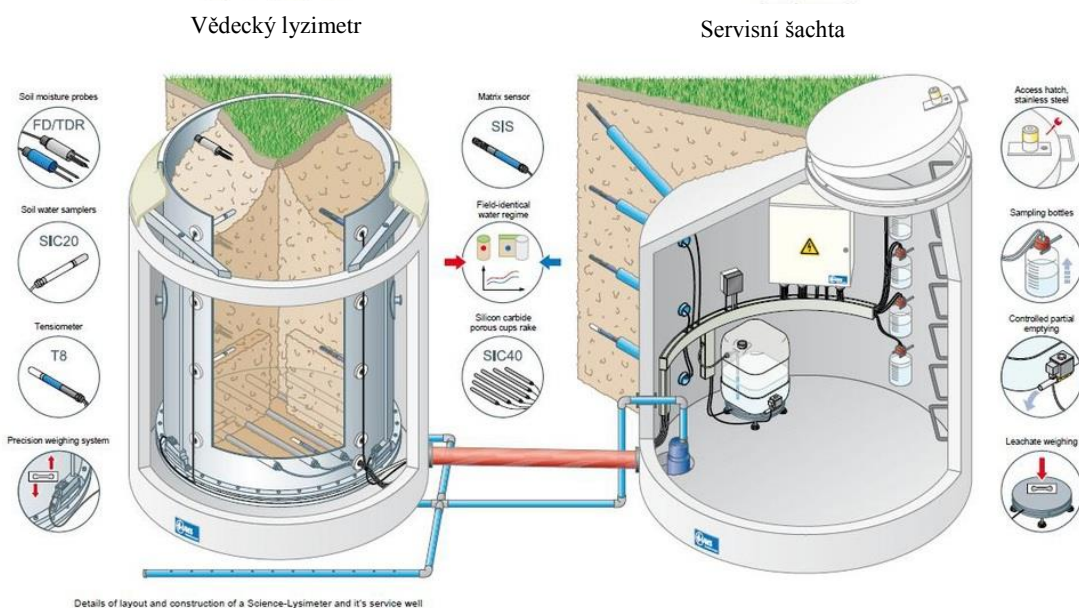
Perkolátory neměří okamžitou změnu půdní vlhkosti v čase a měření by měla být prováděna během delšího časového úseku, a pouze tehdy, když je půda v perkolátoru plně nasycená vodou (SHAW a kol, 2011).



Obrázek 4: perkolátor, (URL 2)

3.3.2.3 Strojové měření – lyzimetr

Lyzimetry jsou vědecká zařízení pro měření evapotranspirace (ET), která se stejně jako perkolátory, liší svým vzhledem a velikostí. Se známou změnou množství vody v půdě, lyzimetr vylepšuje výpočet ET . Podobně jako perkolátor, lyzimetr je velmi drahý a nákladný na provoz a vybudování, nejsou proto rozšířené. Lyzimetr sestává z velkého bloku neporušené zeminy pokrytého reprezentativní vegetací, který je vsazen do vodotěsného kontejneru zapuštěného do země. Vážicí zařízení je umístěno pod dno kontejneru (SHAW a kol, 2011). Tedy: $ET = \text{srážky} - \text{verikální perkolace} \pm \text{váhová změna}$.



Obrázek 5: lyzimetr, (URL 3)

3.3.2.4 Přístup vodní bilance

Vodní bilance použitelná pro stanovení evapotranspirace z vodní nádrže je teoreticky velmi jednoduchá, avšak v reálných podmínkách velmi obtížná, protože je obtížné měřit přesně veškeré druhy přítoků a odtoků do nádrže. Je dána vztahem $ET = P + GW_{in} - Q - GW_{out} - \Delta S$, kde ET je evapotranspirace [mm], P je úhrn srážek [mm], GW_{in} je podpovrchový přítok [$m^3 \cdot den^{-1}$], GW_{out} je podpovrchový odtok [$m^3 \cdot den^{-1}$], Q je povrchový přítok [$m^3 \cdot den^{-1}$] a ΔS je změna zásob [m^3] (DINGMAN, 2015).

3.3.3 Odhad hodnot aktuální evapotranspirace ze satelitních dat

Probíhající výpar na povrchu způsobuje i ochlazování vypařovaného povrchu. Dálkovým průzkumem Země lze toto ochlazování zmapovat a odlišit ho od teplých povrchů. Snímky povrchu mají zpravidla rozlišení okolo $250 m^2$ na pixel. V prvním kroku zpracování dat je třeba nejprve ze snímků určit teplotu povrchu a v druhém kroku je odhadnut Land use povrchu. Výsledné hodnoty evapotranspirace se pohybují s 15 až 30 % chybou odhadu (ANDERSON a kol. 2015).

3.3.4 Výpočetní metody

Existují různé způsoby výpočtu/určování evapotranspirace, jednoduché (bilanční metody), náročnější na množství vstupních dat a technickou vybavenost (kombinované metody) a složité (výpočet vyžaduje měření toku mízy ve vodivých pletivech rostliny). Metody lze rozdělit dle NOVÁKA (1995) na:

- Mikrometeorologické metody výpočtu
- Vodní bilance v reprezentativním objemu
- Pomocí empirických metod
- Výpočet transpirace měřením toku mízy ve vodivých pletivech rostlin
- Metoda na základě přenosu vody v kořenové oblasti půdy

DINGMAN (2015) metody výpočtu evapotranspirace třídí dle dat, která vyžadují:

- Teplotně založené – užívají pouze teplotu vzduchu (často klimatické průměry) a občas délku dne (čas od východu po západ Slunce)
- Radiačně založené – používají čistou radiaci a teplotu vzduchu
- Kombinované – založené na Penmanově kombinované rovnici; používají čistou radiaci, teplotu vzduchu, rychlost větru a vlhkost
- Založené na výsledcích měření výparoměrem – používají data z výparoměrů, občas s korekcí pro vstupní data - rychlosti větru, teplotu a vlhkosti.

V této práci budu dále užívat Dingmanovu klasifikaci. Jednotlivé proměnné vstupující do výpočtů metod jsou v celé práci stejné a opakují se.

3.3.4.1 Teplotně založené metody

Modely, které využívají pouze teplotu jako vstupní data, jsou považovány za teplotně založené modely. Jedná se o jedny z prvních modelů pro výpočet potenciální evapotranspirace. Vztah mezi evapotranspirací a teplotou vzduchu byl poprvé k výpočtu užít ve dvacátých letech minulého století. Nejčastěji jej lze popsat rovnicí

$$PET = c_1 d_1 T (c_2 - c_3 h), \quad (2)$$

potenciální evapotranspirace PET [$\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$], c_1 , c_2 , c_3 jsou konstanty a d_1 je délka dne, T je teplota [$^{\circ}\text{C}$] a h je relativní vlhkost [%]. Pro velkou nesourodost meteorologických dat se liší tvary evapotranspiračních rovnic různých autorů,

všechny však vycházejí z podobného modelového popisu. Všeobecně je přijímáno, že empirické rovnice mohou být přesné v oblastech a pro časový interval, pro které byly vytvořeny. Při použití stejné rovnice pro nepůvodní oblast bez dodatečné kalibrace konstant, lze očekávat velké chyby měření (XU a SINGH, 2001).

3.3.4.2 Radiálně založené metody

Radiačně založený přístup má široké uplatnění při odhadu výparu z vodních hladin a evapotranspirace z povrchu krajiny. Podobně jako v teplotně založených modelech, i tento přístup zahrnuje rovnice různých autorů. Výpočty vycházejí z energetické bilance:

$$\lambda PET = C_r(wR_s) \text{ nebo } \lambda PET = C_r(wR_n) \quad (3)$$

kde λ je latentní teplo výparu [J.kg^{-1}], R_s je celkové sluneční záření [$\text{J.m}^{-2}.\text{den}^{-1}$], R_n je čistá radiace [$\text{J.m}^{-2}.\text{den}^{-1}$], w je teplotně a na nadmořské výšce závislý váhový činitel a C_r je součinitel s hodnotami závislými na relativní vlhkosti a rychlosti větru (XU a SINGH, 2000).

3.3.4.3 Aerodynamický přístup

Aerodynamický přístup je jednou z nejstarších metod výpočtu potenciální evapotranspirace. Vychází z Daltonovy rovnice, kterou lze zapsat:

$$E_a = C(e_s - e_a), \quad (4)$$

kdy E_a je výpar z volné vodní hladiny [mm.den^{-1}], e_s je nasycený tlak vodní páry při teplotě vodní hladiny [kPa], e_a je aktuální tlak páry [kPa] a C je aerodynamická vodivost. Ačkoliv hodnoty parametru C závisí na rychlosti větru ve směru povrchu, aerodynamické drsnosti povrchu a tepelnými změnami vyvolanou větrnou turbulencí, běžně je považováno, že je závislý na rychlosti větru u . Proto lze rovnici (4) vyjádřit:

$$E_a = f(u)(e_s - e_a), \quad (5)$$

kde $f(u)$ je funkcí rychlosti větru. Funkční hodnoty $f(u)$ závisí na výšce měření rychlosti větru. Tato poloha/výška není nijak předepsána, ale měla by být stejná, jako

byla použita při přesném odvození konkrétní podoby rovnice aerodynamického přístupu. (SINGH a XU, 1997).

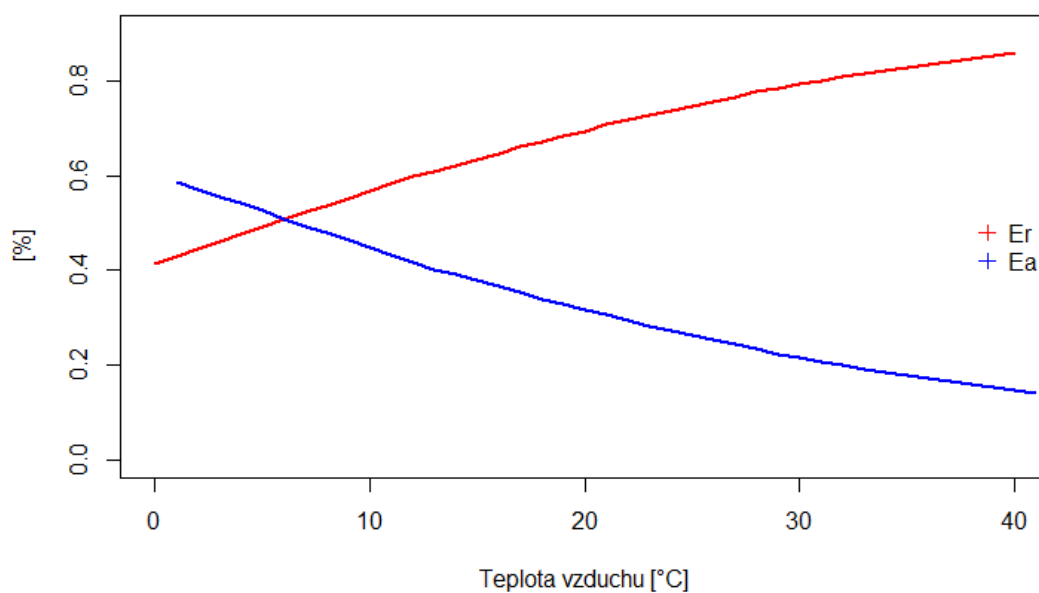
3.3.4.4 Kombinované metody

Metoda výpočtu potenciální evapotranspirace spadající pod kombinovaný přístup, skládají se z kombinace aerodynamické a radiační části.

Nejznámější kombinovaný přístup užil Penman (1948), aby se vyhnul nutnosti měřit hodnoty povrchové teploty:

$$PET = \frac{\Delta}{(\gamma + \Delta)} E_r + \frac{\gamma}{(\gamma + \Delta)} E_a, \quad (6)$$

kde Δ je sklon změny tlaku nasycené vodní páry v závislosti na teplotě vzduchu [$\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$] a γ psychometrická konstanta [$\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$]. E_r je radiační člen a E_a aerodynamický člen.

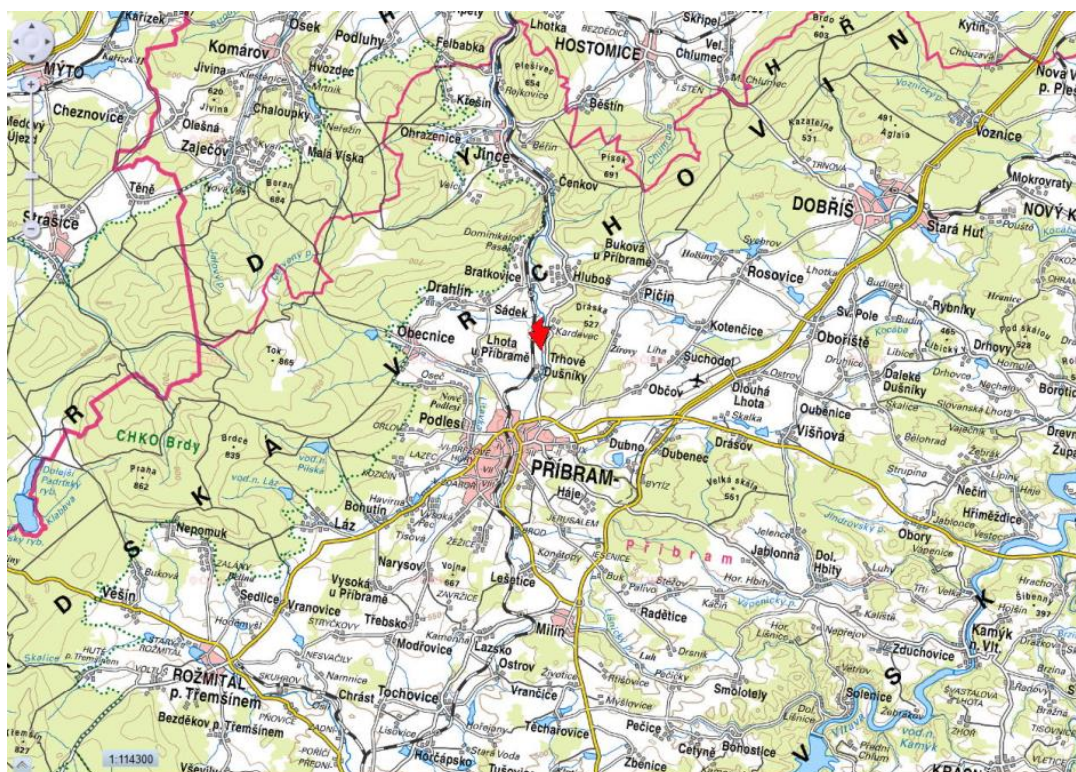


Obrázek 6: Vztah E_r a E_a na teplotě

Obrázek 6 ukazuje, jak se zvětšuje, resp. zmenšuje hodnota radiačního členu E_r a aerodynamického členu E_a . Při nižších teplotách v rozmezí (0 - 5,5) °C převažuje aerodynamická složka.

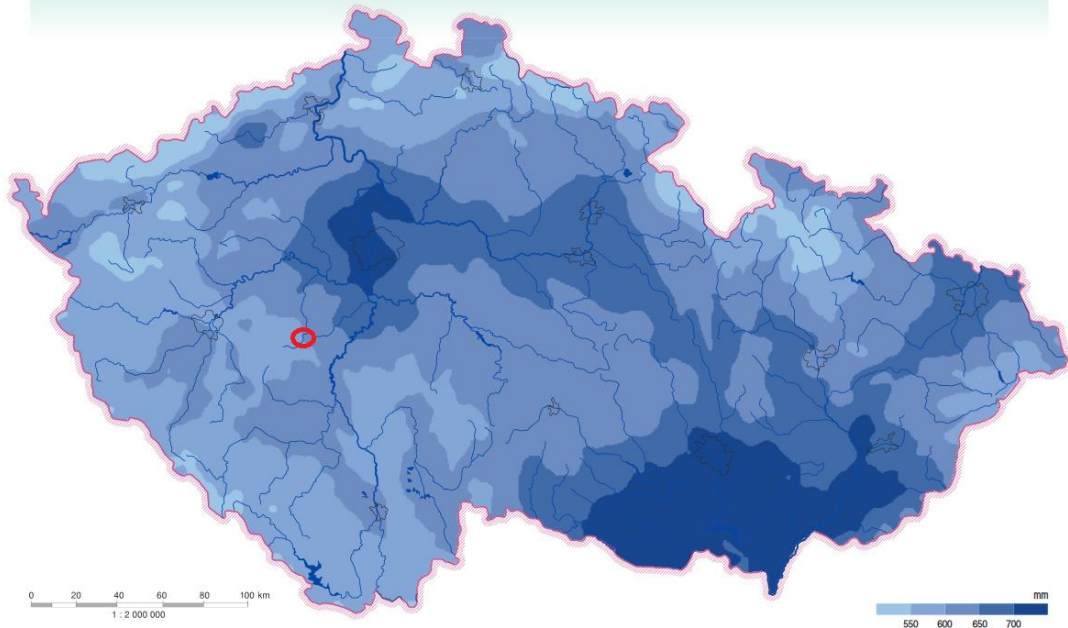
4. Metodika a data

4.1 Charakteristika experimentálního území



Obrázek 7: Umístění experimentální stanice, pokud není uvedeno jinak, sever směřuje nahoru (URL 4)

Meteorologická data použitá k výpočtu potencionální evapotranspirace pocházejí z experimentální meteorologické stanice v obci Trhové Dušníky, okres Příbram, Středočeský kraj. Meteorologická stanice je umístěna severně od obce, v nivě při levém břehu řeky Litavky. GPS souřadnice jsou: 49.7201758N, 14.0129422E. V okolí stanice je trvalý travní porost. Plocha je pravidelně sečena. Nadmořská výška je 440 m. n. m.



Obrázek 8: Průměrný roční úhrn potenciální evapotranspirace (TOLASZ, 2007)

Průměrné roční úhrny potenciální evapotranspirace dle Tolasz (2007) se pohybují mezi (550 - 600) mm a průměrná roční teplota je kolem (7 - 8)°C. Průměrný celoroční úhrn srážek se pohybuje mezi (650 - 700) mm. Trhové Dušníky spadají do klimatického regionu MT7 dle Quitta, průměrný roční úhrn srážek je (650 – 750) mm (SISPO, 2017).

Tabulka 1: průměrné roční hodnoty pro experimentální plochu Trhové Dušníky

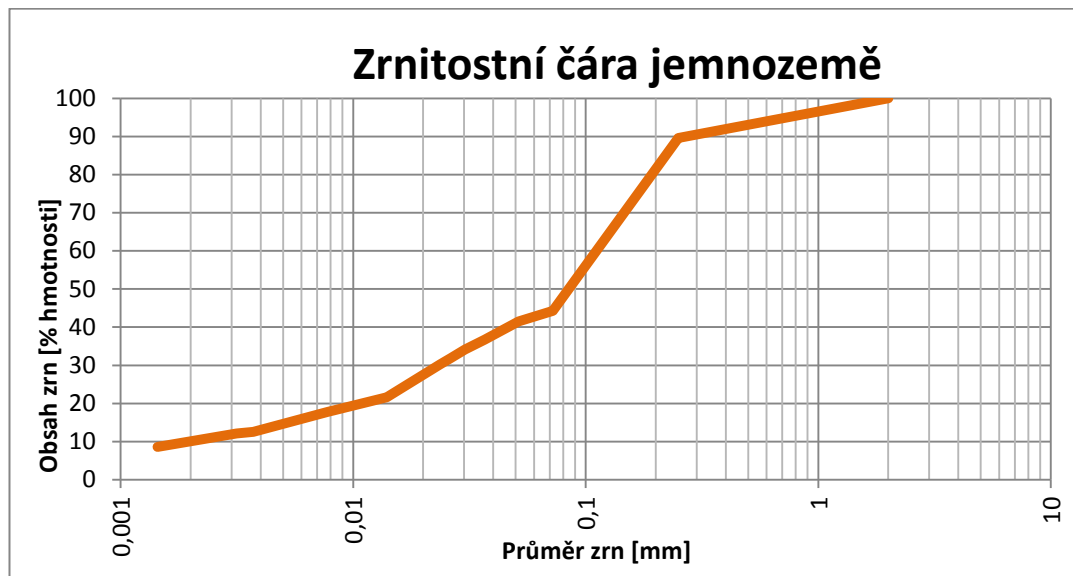
rok	Úhrn srážek [mm]	průměrná teplota [°C]
2015	306,4	9,2
2016	617,6	9,3

4.1.1 Fyzikální vlastnosti půdy

V lokalitě byl proveden zrnitostní rozbor na jednom vzorku v listopadu 2014. Na základě naměřených hodnot byla hustoměrnou metodou stanovena zrnitostní křivka a procentuální zastoupení jemnozeme, tedy jílu, prachu, písku a skeletu. Je patrné, že skelet se ve vzorku nenacházel. Dále bylo provedeno stanovení typu půdní třídy dle trojúhelníkového diagramu zrnitostních tříd. Bylo vyhodnoceno, že se jedná o písčitohlinitou půdu.

Tabulka 2: Procentuální zastoupení částic v jemnozemi, autor: Ing. L. Jačka, PhD.

jemnozemi		
Průměr zrn [mm]	částice	Obsah zrn [% z hmotnosti]
<0,002	jíl	10
0,002-0,05	prach	31,5
0,05-2	písek	58,5



Obrázek 9: zrnitostní křivka zeminy, autor: Ing. L. Jačka, PhD.

Dle Půdní mapy České Geologické Služby se v lokalitě nachází fluvizem glejová. V rámci taxonomického klasifikačního systému půd ČR je fluvizem glejová charakteristická vrstevnatostí, nepravidelným rozložením organických látek s obsahem > 0,5 % v celém profilu s výraznějšími reduktomorfními znaky pod 0,6 m hloubky profilu (KLASIFIKACE.PEDOLOGIE.CZ, 2017).

4.1.2 Meteorologická stanice

Měřicí systém stanice obsahuje datalogger FIEDLER Hydro Controller H7 zaznamenávající data z elektrických snímačů TSH22 pro měření hloubky hladiny podzemní vody [mm]; srážkoměr SR03 – plocha 500 cm² [mm]; sluneční radiaci (příchozí a odchozí) Pyranomar Kipp & Zonen CMP3 [W.m⁻²]; teplotu a vlhkost vzduchu ve výškách 0,5 m a 2m nad zemí [°C] resp. [%] (čidlo FIEDLER RVT10/RK5); rychlost a směr větru [m.s⁻¹] resp. [°] (anemometr FIEDLER W2t). Sací tlaky měří tenzometry UMS T4 napojené na dataloggery UMS VS Pro Vacuum Controller System a na Delta-T Devices GP1 Data Logger umístěný v hloubce 30cm,

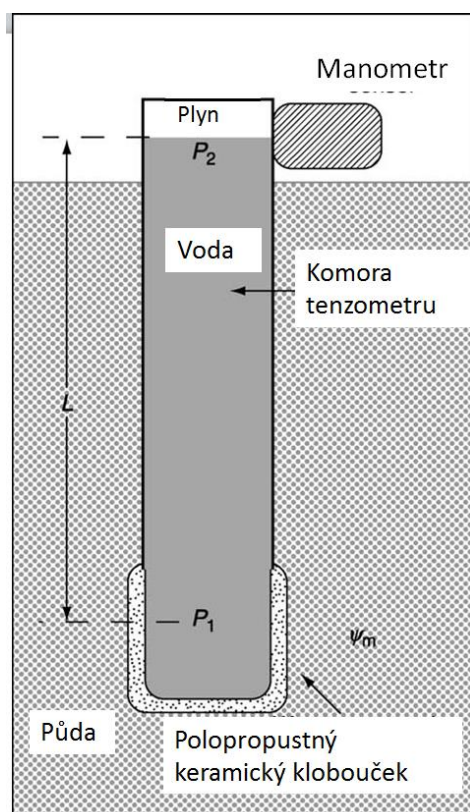
resp. 65 cm. Datalogger FIEDLER má zabudovaný GSM/GPRS komunikační modul umožňující posílat data na server výrobce, kde jsou dále přístupné přes webové rozhraní.



Obrázek 10: Experimentální meteorologická stanice Trhové Dušnice (URL 5)

4.1.2.1 Tenzometr

Tenzometr je přístroj (ruční nebo automatický), měření s ním patří mezi terénní metody určení sacího tlaku půdy (tlak, který rostliny musí překonat k získání vody z půdy). Skládá se z porézního polopropustného keramického kloboučku, který je spojen přes trubičku s manometrem (mechanické měřidlo tlaku kapaliny). Klobouček je uvnitř zavodněn. Při měření musí být klobouček v přímém kontaktu s půdou. V případě styku s nenasyceným prostředím, začnou prázdné půdní kapiláry působit na kapalinu v plně nasyceném keramickém kloboučku. Rovnováhu tlaku mezi půdou a tenzometrem lze mechanicky vyjádřit jako rovnováhu mezi kapilárními a adsorpčními silami držící vodu v půdě a hydrostatickým tlakem vody uvnitř tenzometru. V plně nasyceném prostředí je měřená hodnota nulová (HILLEL, 2004) a (TOKUNAGA in HILLEL a HATFIELD, 2004).



Obrázek 11: schéma tenzometru (vlevo) (TOKUNAGA, 2017)



Obrázek 12: tenzometr UMS T4 (vpravo), (URL 6)

4.2 Aerodynamický přístup

4.2.1 Aerodynamická metoda (Penmanova metoda)

Aerodynamickou metodu založenou na rovnici Daltona (1802) navrhl Penman (1948). Vychází z předpokladu, že potenciální výpar z vodní hladiny je výsledkem působení větru a rozdílu tlaků vodních par mezi vypařovaným povrchem a atmosférou. Jedná se o empirickou metodu odvozenou původně pro měření na meteorologické stanici Rothamsted ve Velké Británii.

$$E_a = 0,35(7,5(e_s - e_a)) \left(1 + 9,81 * 10^{-3} \left(u_z \left(\frac{86400}{1609} \right) \right) \right), \quad (7)$$

kde e_s je hodnota nasyceného tlaku par [kPa] ve 2 m, e_a je hodnota aktuálního tlaku par [kPa] ve 2 m a u_z je rychlost větru ve 2 m [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]. Činitel 7,5 slouží pro převod

mezi [kPa] a [mm Hg] a 86400/1609 slouží k převodu mezi rychlostmi větru v [míle.den⁻¹] na [m.s⁻¹].

4.3 Radiační přístup

Pro ucelení a snadnější orientaci v textu bude zde nejprve definováno několik typů radiace, které některé metody využívají.

R_n je čistá radiace [MJ.m⁻²], která se vypočte

$$R_n = GR_{in} - GR_{out} - R_{nl}, \quad (8)$$

kde přichází globální záření GR_{in} [MJ⁻²] a odchozí globální záření GR_{out} [MJ.m⁻²] jsou naměřené hodnoty a R_{nl} [MJ.m⁻²] je bilance dlouhovlnného záření:

$$R_{nl} = \sigma \frac{(T_{max})^4 + (T_{min})^4}{2} (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \left(1,35 \frac{GR_{in}}{R_{so}} - 0,35\right), \quad (9)$$

kde σ je Stefan-Boltzmannova konstanta, ($= 4,903 \cdot 10^{-9}$ MJ.K⁻⁴.m⁻².den⁻¹, po přepočtení), R_{so} je globální záření za předpokladu bezoblačné oblohy [MJ.m⁻².den⁻¹]

$$R_{so} = (0,75 + 2 * 10^{-5}z)R_a, \quad (10)$$

kde z je nadmořská výška zájmového území [m.n.m], R_a je mimozemská radiace na horní hranici atmosféry [MJ.m⁻².den⁻¹]:

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{SC} d_r [\omega_s \sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)], \quad (11)$$

kde G_{SC} je solární konstanta (0,082 MJ.m⁻².min⁻¹), d_r je relativní inverzní vzdálenost Slunce – Země, ω_s je hodinový úhel západu Slunce [rad], ϕ je zeměpisná šířka [rad] a δ je solární deklinace [rad]. Relativní inverzní vzdálenost Slunce – Země, hodinový úhel západu Slunce a solární deklinace:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right) \quad (12)$$

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1,39\right), \quad (13)$$

kde J značí pořadové číslo dne v roce.

$$\omega_s = \arccos(-\tan(\phi) * \tan(\delta)) \quad (14)$$

V dalších podkapitolách budou popsány používané tvary rovnic vybraných autorů.

4.3.1 Doorenbos – Pruitt (1977)

Tato metoda vychází z rovnice autorů Blaney – Criddle, která byla původně odvozena pro výpočet potencionální evapotranspirace západního pobřeží USA. Lze však, při užití vhodných hodnot součinitelů a , b , tuto rovnici užít i pro jiné klimatické zóny. Hodnoty součinitelů a , b jsou určeny klimatickými podmínkami regionu a jsou závislé zejména na radiaci, vlhkosti a rychlosti větru.

$$PET = a + b \left(\xi(0,46T_{avg} + 8,13) \right), \quad (15)$$

kde $a = -1,55$ a $b = 0,96$. Procentuální doba dne ξ (jak dlouho během dne [%] dopadá na povrch v dané lokalitě sluneční záření) je ovlivněna zeměpisnou šířkou a roční dobou (SCHRÖDER, 1985). T_{avg} je denní průměrná teplota ve výšce 2 m nad povrchem [°C].

4.3.2 Oudin (2005)

Porovnáním výsledků 27 různých metod pro výpočet evapotranspirace z 308 záznamů v širokém klimatickém spektru z Austrálie, Francie a USA navrhl (OUDIN a kol., 2005) metodu, která je nenáročná na vstupní data a je zároveň účinná.

$$PET = \frac{R_a T_{avg} + 5}{\lambda \rho 100}, \quad (16)$$

kde λ je latentní teplo výparu vody [MJ.kg⁻¹] a ρ je hustota vody [kg.m⁻³]:

$$\lambda = 2,501 - (2,361 * 10^{-3})T_{avg} \quad (17)$$

4.3.3 Turc - Ivanov (1961)

Metoda vyvinutá původně pro severní Afriku a Francii. Je vhodná pouze pro výpočty kladných teplot vzduchu a při teplotách blízcích se 0 °C je nepřesná. Jedná se o jednu z nejpoužívanějších metod měření potenciální evapotranspirace zejména travních porostů.

$$PET = a \left(\frac{T_{avg}}{T_{avg} + 15} \right) (GR_{in} + b), \quad (18)$$

kde konstanty $a = 0,31$, $b = 2,094$ pro časový krok 1 den jsou empiricky odvozeny (EMPIRICAL EVAPOTRANSPIRATION METHODS, 2017).

4.3.4 Jensen - Haise (1963)

Jensen – Haise metodu empiricky odvodili na základě 3000 hodnot evapotranspirace stanovených na vzorcích půdy během let 1925 až 1960 na západě USA. Tato metoda poskytuje uspokojivé výsledky ve srovnání s datově náročnějšími metodami, které jsou založeny na principu Penman – Monteithovy metody (OUDIN a kol. 2005). Jensen a Haise (1963) navrhují 5 ti až 10 ti denní časový krok výpočtu.

$$PET = \left(\frac{R_a}{\lambda \rho} \right) \left(\frac{T_{avg}}{40} \right) \quad (19)$$

4.3.5 McGuinness - Bordne (1972)

McGuinness a Bordne navrhli metodu pro výpočet potenciální evapotranspirace vycházející z analýz výsledků měření lyzimetru na Floridě. Dle Oudin a kol. (2005) lze tuto metodu použít i pro srážkově – odtokové modelování při užití průměrných hodnot.

$$PET = \left(\frac{R_a}{\lambda \rho} \right) \left(\frac{T_{avg} + 5}{68} \right), \quad (20)$$

4.3.6. Hargreaves - Samani (1985)

Upravená původní Hargreavesova metoda z roku 1975 (HARGREAVES a ALLEN, 2003) byla navržena pro suché oblasti Kalifornie a je náročná na vstupní meteorologická data, zejména na hodnotu globálního záření. Proto hodnota globálního záření byla nahrazena hodnotou mimozemské radiace a rozdílem maximální a minimální teploty (SAMANI, 1985).

$$PET = 0,0023 \frac{R_a}{\lambda \rho} \sqrt{(T_{max} - T_{min})} (T_{avg} + 17,8), \quad (21)$$

kde T_{max} a T_{min} jsou maximální denní, resp. minimální denní teploty [°C] ve výšce 2m nad povrchem.

ALLEN a kol. (1998) uvádí, že tato metoda je vhodná pro výpočty mimo pobřežní oblasti, protože není ovlivněna výparem z hladin oceánů. Lepších výsledků se dosáhne užitím několikadenních kroků, jako jsou týdenní, či měsíční krok a současně dojde ke zmenšení chyby odhadů hodnot PET.

4.3.7 Priestley-Taylor (1972)

Penman – Monteithova (P-M) rovnice umožňuje měřit evapotranspiraci, máme-li k dispozici podrobné meteorologické údaje. Priestley-Taylor (1972) zjednodušili původní P-M rovnici tak, aby bylo umožněno určit evapotranspiraci v případě omezeného souboru meteorologických dat. Navrhli zanedbat aerodynamickou část a radiační část upravili zavedením bezrozměrového součinitele α_{pt} . Rovnice byla odvozena pro dny bez advekce, kondenzace a inverzi. Je vhodná pro rozmezí denních teplot (10 – 35) °C (PRIESTLEY a TAYLOR, 1972).

$$PET = \frac{\alpha_{pt} \Delta R_n}{\lambda \rho (\Delta + \gamma)}, \quad (22)$$

pro denní výpočet volně se vypařujících se povrchů byl Priestley - Taylorův součinitel α_{pt} stanoven pro hodnotu (= 1,26) pro výpočet denních hodnot z volných vypařujících se povrchů. Tato hodnota je vhodná pro nasycený povrch, volnou hladinu a mokrou louku (FLINT a CHILDES, 1991). Psychometrická konstanta γ [kPa.°C⁻¹]:

$$\gamma = \frac{c_p p_a}{\lambda \varepsilon}, \quad (23)$$

kde c_p je specifické teplo při konstantním tlaku ($=1,012 \cdot 10^3 \text{ MJ.kg}^{-1}\text{.}^\circ\text{C}^{-1}$), p_a je atmosférický tlak vzduchu [kPa], a ε je poměr molekulárních hmotností vodní páry a suchého vzduchu ($=0,622$). Sklon křivky napětí vodních par při průměrné denní teplotě Δ [$\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$] vychází ze vztahu:

$$\Delta = \frac{(4098e_s)}{T_{avg}^2}, \quad (24)$$

kde e_s je nasycený tlak páry [kPa] ve výšce 2 m nad povrchem. Je dán vztahem:

$$e_s = \frac{e^{oT_{max}} + e^{oT_{min}}}{2}, \quad (25)$$

kde $e^{oT_{max}}$ a $e^{oT_{min}}$ jsou tlaky nasycené vodní páry [kPa] příslušející maximální a minimální denní teplotě. Platí:

$$e^{oT} = 0,6108 \exp \left[\frac{17,27T}{T+237,3} \right], \quad (26)$$

kde T je T_{max} či T_{min} v $[\text{}^\circ\text{C}]$.

Průměrný aktuální tlak vodních par e_a [kPa] vychází z nasyceného tlaku páry ve 2m nad povrchem:

$$e_a = \left(\frac{Rh}{100} \right) e_s, \quad (27)$$

kde Rh je relativní vlhkost vzduchu [%] ve výšce 2 m nad povrchem.

4.4 Kombinovaný přístup

Protože skoro žádné studie neprovedly vzájemné porovnání více výpočtů metod kombinovaného přístupu, byly v této práci provedeny výpočty třemi kombinovanými metodami a jedné aerodynamické metodě.

1. Aerodynamický přístup rovnice č. (7), je originálně kalibrovaný pouze pro meteorologickou stanici Rothamsted ve Velké Británii.

2. Kombinace aerodynamického přístupu a radiačního členu (s využitím předešlé kalibrace aerodynamického členu), které jsou založeny na práci Penmana (1948).
3. Dvě varianty rovnice Penman – Monteith (1965), odlišné výpočtem aerodynamického členu.

4.4.1 Kombinovaná metoda (1948)

Penman (1948) jako první ukázal možnost výpočtu výparu kombinací energetické bilance a přesunu hmoty, bez znalosti teplotních dat povrchu zájmového území. Několik autorů dokázalo, že tato rovnice, či její úpravy, poskytuje výsledky shodné s experimentálně určenými hodnotami aktuálního výparu. Je třeba zmínit, že kombinovaná Penmanova rovnice se užívá hlavně pro určení hodnot výparu z volné vodní hladiny (DINGMAN, 2015).

$$PET = \frac{R_n \Delta}{(\gamma + \Delta)} + \frac{\gamma}{(\gamma + \Delta)} (e_s - e_a) U, \quad (28)$$

kde U je rychlost větru [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] ve výšce 2 m nad povrchem.

4.4.2 Penman – Monteithova metoda s aerodynamickým členem

Monteith začal v roce 1954 pracovat v Rothamstedské experimentální stanici pod vedením Penmana a v roce 1965 dle analogie s elektrickým odporem zavedl povrchové odpory, které lépe popisují vliv působení větru a typ povrchu na výpočtu potenciální evapotranspirace (ALLEN, 2013).

Penman – Monteithova metoda může být zapsána ve tvaru:

$$PET = \frac{\Delta}{\left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)\right)} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)\right)} E_a, \quad (29)$$

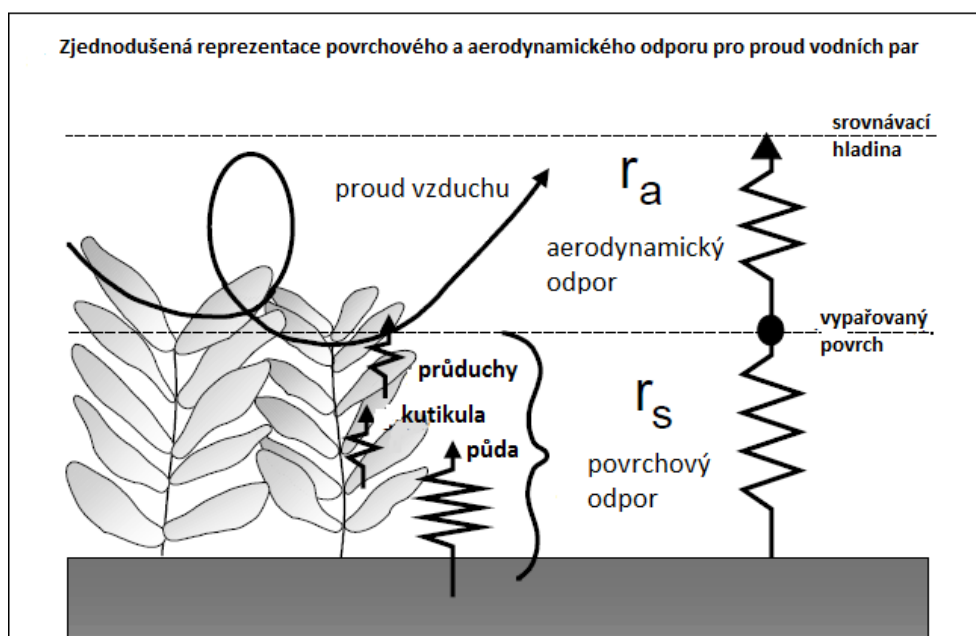
kde E_a je výsledek aerodynamické metody, r_s [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$] je povrchový odpor povrchu vyjádřený vztahem

$$r_s = \frac{r_1}{LAI_{active}}, \quad (30)$$

kde r_l je odpor průduchů dobře ozářeného listu (v souladu s literaturou bylo pro výpočty zvoleno $r_l = 100 \text{ s.m}^{-1}$). LAI_{active} [$\text{m}^2.\text{m}^{-2}$] je index plochy listů, které se aktivně účastní přenosu tepla a vodních par. Jedná se obvykle o horní, Sluncem osvětlenou část rostliny. Empirický vztah odvodil Herza (2005):

$$LAI_{active} = 5 \left[(h_{max} - h_{min}) \sin \left(\ln \left(1 + 8 \frac{i}{N} \right) \right) + h_{min} \right], \quad (31)$$

h_{max} je maximální výška trávy v růstové sezóně a h_{min} je minimální výška v sezóně. Hodnoty pro h_{max} a h_{min} byly nastaveny na 0,35m, respektive na 0,05m. i je pořadové číslo dne v sezóně a N je délka vegetační sezóny vyjádřená počtem dní.



Obrázek 13: schématické zobrazení druhů odporů, (ALLEN a kol. 1998)

r_a je aerodynamický odpor pro přenos tepla mezi povrchem a objektem nad povrchem [s.m^{-1}], dle vztahu:

$$r_a = \frac{\ln \frac{(z_u - d)}{z_0} \ln \frac{(z_h - d)}{z_{0h}}}{k^2 u}, \quad (32)$$

kde výška anemometru a výška vlhkoměru jsou $z_u = z_h = 2 \text{ m}$, k je von Karmanova konstanta ($=0,41$) a „zero displacement height“ d [m] vychází ze vztahu:

$$d = \frac{2}{3}h, \quad (33)$$

kde h je výška porostu v [m] (=0,12). „Roughness length governing momentum transfer“ z_0 [m] a z_{oh} [m] vychází ze vztahů:

$$z_0 = 0,123h \quad (34)$$

$$z_{oh} = 0,0123h \quad (35)$$

4.4.3 Metoda Penman – Monteith (1965)

Tato rovnice se liší od vzorce (29) tím, že nevyužívá empirický vztah (7).

$$Q_\lambda = \lambda \rho_w E = \frac{\Delta(R_n - Q_G) + \rho_a c_p \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (36)$$

kde ρ_a je hustota vzduchu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]:

$$\rho_a = \frac{3.486 P_a}{1.01(T_{avg} + 273)}, \quad (37)$$

specifická izobarická kapacita vzduchu c_p [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$] je (= 0,001013) (DOHNAL a kol. 2006).

Během let 1977 až 1989 byla rovnice Penman – Monteith úspěšně testována mnoha autory a proto je v současné době v úpravě FAO používána jako standardizovaná rovnice výpočtu referenční evapotranspirace v různých délkách časového kroku (měsíční, denní a hodinový) za použití běžných meteorologických dat (radiální bilance, teplota vzduchu, vlhkost a rychlost vzduchu) (ALLEN a kol., 1998).

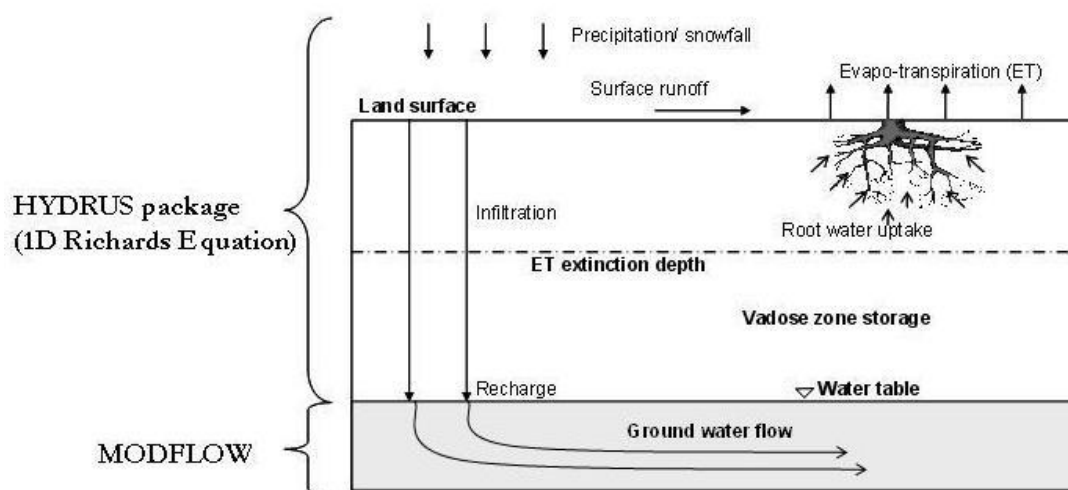
4.5 Program HYDRUS 1D

Pro modelování pohybu vody v půdě na závislosti evapotranspirace byl vybrán volně dostupný modelový program HYDRUS 1D, který využívá metodu konečných prvků pro simulaci pohybu vody, tepla či rozpuštěných kontaminantů v porézním prostředí. Lze numericky řešit pohyb vody v nenasyceném, částečně nasyceném a plně nasyceném prostředí ve vodorovném, vertikálním či v libovolně nakloněném směru.

Prostupnost tepla a transport roztoků řeší na základě Fickova zákona advekční disperzí. Rovnice popisující proudění zahrnují ztrátu vody vsakem kořeny rostlin. Toková část modelu dokáže pracovat s (v čase stálou či proměnlivou) předepsanou tlakovou výškou a tokovou okrajovou podmínkou, okrajovými podmínkami určenými povětrnostní situací a s volnou odtokovou podmínkou (PC-PROGRESS, 2017).

Hydraulické vlastnosti nenasycené půdy jsou popsány rovnicemi van Genuchten, Brooks a Corey a upravenou van Genuchten analytickou funkcí. Proudění vody v porézním prostředí je popsáno Richardsovou rovnicí (PC-PROGRESS, 2017).

HYDRUS zahrnuje škálovací proceduru pro přibližnou hydraulickou proměnlivost zvoleného typu půdního profilu, přes lineární škálovací transformaci pro individuální hydraulickou vlastnost referenční půdy (PC-PROGRESS, 2017).



Obrázek 14: zjednodušené schéma modelu HYDRUS, (URL 7)

Model Hydrus byl pro simulaci této práce nastaven takto:

Simulován byl vodní tok s kořenovým vsakováním. Půdní typ byl rozdělen na dva půdní materiálové typy. Hloubka půdního profilu byla stanovena na 80 cm, se dvěma vrstvami po 40 cm hloubky. Časový krok byl zvolen denní, s počátečním časovým krokem 0,001 dne a maximálním časovým krokem 0,05 dne. Minimální časový krok byl zvolen $1 \cdot 10^{-5}$ dne. Časově variační počáteční podmínky byly nastaveny na 184 záznamů. V modelu byl vybrán výpočet typu van Genuchten – Mualem, zvolen

vzduchový vstup – 2 cm a bez hystereze. V katalogu půd byla vybrána „písčitá půda“. Simulace proběhly pro dva rozdílné soubory parametrů vodního proudění.

Tabulka 3: parametry vodního proudění pro HYDRUS za rok 2016

Soubor parametrů 1						
hloubka profilu	θ_r [-]	θ_s [-]	α [cm^{-1}]	n [-]	K_s [$\text{cm}\cdot\text{den}^{-1}$]	L [-]
0-40 cm	0	0,46128	0,055785	1,1072	267	0,000837
40-80 cm	0	0,44663	0,053065	1,5	22	1
Soubor parametrů 2						
hloubka						
0-40 cm	0	0,46128	0,055785	1,1072	158,16	0,000837
40-80 cm	0	0,44663	0,053065	1,5	43,527	1

Soubor parametrů 1 tvoří hodnoty naměřené retenční křivky a inverzně vypočtené nasycené hydraulické vodivosti K_s . Soubor parametrů 2 tvoří inverzně optimalizované půdní parametry. Optimalizace byla provedena s užitím denních hodnot PET metodou Priestley-Taylor.

Horní okrajové podmínky vodního toku byly zvoleny atmosférické s povrchovým odtokem a vstupem PET a LAI s absorpčním koeficientem 0,75 a intercepce 1mm. Dolní okrajové podmínky byly nastaveny na proměnné tlakové výšky s počátečním stavem v tlakových výškách. Pro parametry kořenového vsakování byl z databáze vybrán typ „travní porost“. V časově proměnných okrajových podmínkách byly dosazeny hodnoty srážek a hodnoty hladiny podzemní vody a jednotlivými v kapitole 5.1 - 5.3 popsanými metodami vypočteny hodnoty potenciální evapotranspirace PET. V grafickém editoru půdního profilu byla hloubka kořenů nastavena na 25 cm hloubky, s kořenovou distribucí nastavenou uniformě na hodnotu 1. Počáteční podmínky tlakových výšek byly nastaveny pro horní okraj -160 cm vodního sloupce a pro dolní okraj -25,8 cm vodního sloupce. Pozorovací body byly dosazeny dle hloubky kontrolních tenzometrů, tedy do 30 cm hloubky, resp. do 65 cm hloubky.

4.6 Statistické součinitele

Pro určení přesnosti a správnosti jednotlivých metod jsem výsledky vypočtené tlakové výšky půdní vody programem HYDRUS statisticky zpracoval pomocí 5 ti statistických součinitelů:

- Odmocnina střední kvadratické chyby (*RMSE*)

- Součinitel účinnosti (*CE*)
- Korelační součinitel (*r*)
- Průměrná relativní chyba (*MRE*)
- Variační koeficient

4.6.1 Odmocnina střední kvadratické chyby

Odmocnina střední kvadratické chyby (*RMSE*) se užívá k určení rozdílů mezi získanými hodnotami veličin (naměřené a simulované hodnoty). Jde o nezáporné měření, které není shora omezené a pro ideální model by se hodnota *RMSE* rovnala nule. Zahrnuje vážené měření chyby, ve které je největší odchylka mezi naměřenými a simulovanými hodnotami. Oproti jiným součinitelům je *RMSE* citlivější vůči občasným velkým chybám, protože umocnění na druhou dá disproporční váhu velmi velkým chybám.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - \hat{Q}_i)^2}{n}}, \quad (38)$$

Q_i je naměřená hodnota, \hat{Q}_i simulovaná hodnota a n je počet hodnot (DAWSON a kol. 2006). Symboly zde popsány jsou totožné se symboly popisu dalších statistických součinitelů, není-li jinak uvedeno.

4.6.2 Součinitel účinnosti

Oblíbený součinitel, užívaný pod názvy jak, index účinnosti, či Nash – Sutcliffe koeficient R^2 . Součinitel účinnosti (*CE*) je navržen tak, aby se hodnoty pohybovaly v intervalu $\langle 0; 1 \rangle$, nicméně záporné hodnoty jsou taktéž povoleny. Ideální model má hodnotu 1. Hodnota nula znamená, že model není lepší než jednoparametrový „bezznalostní“ model ve kterém je předpověď průměrem všech pozorovaných hodnot za celou dobu. Záporné hodnoty součinitele jsou neohrazené a znamenají, že model se chová hůře, než „bezznalostní“ model. Součinitel účinnosti je necitlivý vůči systematickým kladným, nebo záporným chybám a je kritizován pro interpretační obtížnosti, zejména proto, že i špatné modely mohou mít relativně vysokou hodnotu výsledku a nejlepší model nemusí mít o mnoho lepší výsledek, než špatný model.

$$CE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2}, \quad (39)$$

kde \bar{Q} je průměrné hodnoty simulovaných dat (DAWSON a kol. 2006).

4.6.3 Korelační součinitel

Korelační součinitel (r), neboli Pearsonův korelační koeficient, podle britského statistika odvozený jím v roce 1895. Jde o bezrozměrný součinitel, který je neměnný k lineární transformaci každé proměnné. Hodnoty korelačního součinitele se pohybují v intervalu $(-1 - 1)$. V případě kladné korelace (vztah mezi dvěma veličinami) hodnoty obou proměnných stoupají zároveň, v případě záporné jedna proměnná klesá a druhá stoupá. Při $r=0$ lineární vztah neexistuje (RODGERS a kol. 1988).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (40)$$

4.6.4 Průměrná relativní chyba

Průměrná relativní chyba (MRE) sestává z průměru chyb získaných k simulovaným hodnotám. Jedná se o shora a zdola neomezený součinitel, ideální model má hodnotu nula. MRE je relativní součinitel, který je citlivý k předpovědním chybám, které se vyskytnou v nižších řádech každé množiny dat. Protože chyby nejsou umocněné, ohodnocení je méně citlivé k větším chybám, které se obvykle vyskytují u vyšších hodnot. Přesto může podléhat případnému ochromení malými hodnotami v pozorovaných datech (DAWSON a kol. 2006).

$$MRE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Q_i - \bar{Q}_i}{Q_i} \right), \quad (41)$$

4.6.5 Variační součinitel

Variační součinitel (CV), známý též jako relativní směrodatná odchylka, je vhodný pro porovnání proměnlivosti hodnot souborů dat. Variační součinitel je relativní mírou variability (proměnlivosti), není ovlivněn absolutními znaky sledovaného

statistického znaku a udává, z kolika procent se podílí směrodatné odchylna na aritmetickém průměru (VFU, 2017).

$$CV = \frac{100 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q}_i)^2}{n-1}}}{\bar{Q}_i} \quad (42)$$

4.7 Použitá data

Data použitá při výpočtech potenciální evapotranspirace postupy popsaných v kapitolách 4.2 – 4.4 byla naměřena v období let 2015 a 2016 v experimentální meteorologické stanici Trhové Dušničky, která byla pravidelně navštěvována z důvodu odběrů půdních vzorků pro stanovení retenční čáry.

Všechny postupy výpočtu (11 metod) potenciální evapotranspirace byly pro období let 2015 a 2016 počítány s denním krokem. v prvním čtvrtletí roku 2016 došlo meteorologické stanici k rozsáhlému přístrojovému výpadku měření a poté bylo rozhodnuto, že výpočty potenciální evapotranspirace budou omezeny pouze pro období od 1. 5. až 31. 10. obou let. Tabulka (4) obsahuje přehled základních meteorologických údajů nezbytných pro výpočty PET jednotlivými metodami.

Konečným výsledkem výpočtů programu HYDRUS byly pro jednotlivé metody potenciální evapotranspirace hodnoty sacího tlaku vody v půdním profilu.

Vypočtené hodnoty tlakové výšky vody v půdním profilu byly porovnány s experimentálně určenými údaji (tenzometrů), jež bylo před porovnáním nezbytné převést na tlakovou výšku vody.

Závěrem bylo provedeno statistické porovnání výsledků.

Tabulka 4: přehled metod a nezbytných vstupních meteorologických dat

<i>Kombinované</i>	T_{\max} [°C]	T_{\min} [°C]	T_{avg} [°C]	relativní vlhkost [%]	rychlost větru [m.s⁻¹]	nadmořská výška [m.n.m]	zeměpisná šířka [°]	tlak vzduchu [kPa]	příchozí radiace [MJ.m⁻²]	odchozí radiace [MJ.m⁻²]	procentuální doba dne [%]
Aerodynamická metoda	x	x		X	x						
Kombinovaná metoda			x		x	x			x	x	
Penman-Monteith s aerodynamickým členem	x	x		X	x	x		x	x	x	
Penman-Monteith	x	x	x	X	x	x		x	x	x	
<i>teplotní</i>											
McGuinness - Bordne			x				x				
Oudin			x				x				
Doorenbos - Pruitt			x								x
Jensen - Haise			x				x				
Hargreaves - Samani	x	x	x				x				
<i>radiační</i>											
Turc			x			x			x	x	
Priestley - Taylor	x	x	x			x		x	x	x	

5 Výsledky

5.1 Porovnání měsíčních úhrnů potenciální evapotranspirace

Metodami/rovniciemi popsány v kapitolách 4.2 – 4.4 (postupy Penman, Penman-Montheith (P-M), Priestley-Taylor (P-T), Turc-Ivanov (T-I), Oudin, McGuinness-Bordne (McG-B), Jensen-Haise (J-H), Doorenbos-Pruitt (D-P), Hargreaves-Samani (H-S)), byly získány denní úhrny potenciální evapotranspirace (aerodynamickým přístupem, radiačními, teplotními a kombinovanými metodami). Výpočty byly provedeny pro období 1. 5. – 31. 10. 2015 a 2016.

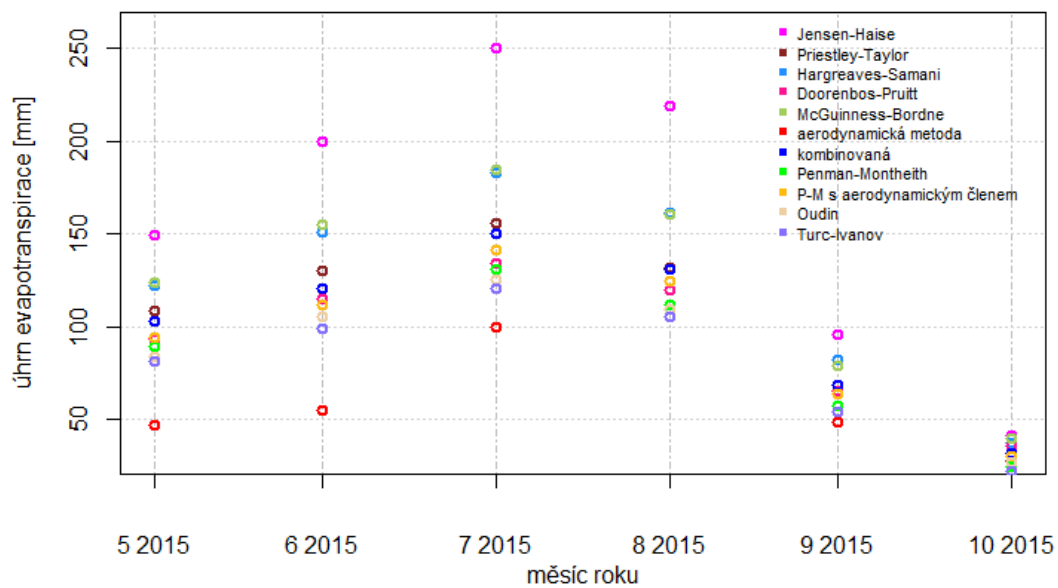
Přehled průměrných denních hodnot PET a pro celé sledované období hodnot minim, maxim, mediánu a úhrnu PET získaných všemi užitými metodami výpočtu je uveden v tabulce 5. Je zajímavé, že hodnoty PET vypočtené všemi metodami až na aerodynamickou mají celkové úhrny PET pro obě období (2015 a 2016) téměř stejné, lišící se v rozsahu (0,8–5,0) %. Odchylna celkového úhrnu mezi rokem 2015 a 2016 vypočteného aerodynamickou metodou je 26,5%.

V obou pozorovaných letech (tab. č. 5) metoda Jensen-Haise dosahuje výrazně vyšších měsíčních úhrnů, než zbylé metody. Hodnota průměrného denního výparu v případě metody Jensen-Haise dosáhla 5,19 mm, resp. 5,15 mm pro období 2015 a 2016. Jedná se o jedinou metodu, jejíž průměrný denní výpar přesáhl 5 mm. Denní průměrné hodnoty PET metod Penman-Monteith, Oudin a Turc-Ivanov se nacházejí v rozmezí (2,62 – 2,82) mm pro období roku 2015 a (2,57 – 2,76) mm pro období roku 2016. Radiační metody, kromě metod Oudin a Turc-Ivanov, mají průměrnou hodnotu denního výparu mezi (3,06 – 5,19) mm pro období roku 2015 a pro období roku 2016 (3,05 – 5,15) mm.

Hodnoty měsíčního úhrnu PET v obou sledovaných obdobích naznačují, že téměř všechny užití metody výpočtu vedou k maximálním hodnotám úhrnu PET v červenci. Aerodynamická metoda měla nejvyšší hodnotu úhrnu v roce 2015 v srpnu (obr. č. 15, 16).

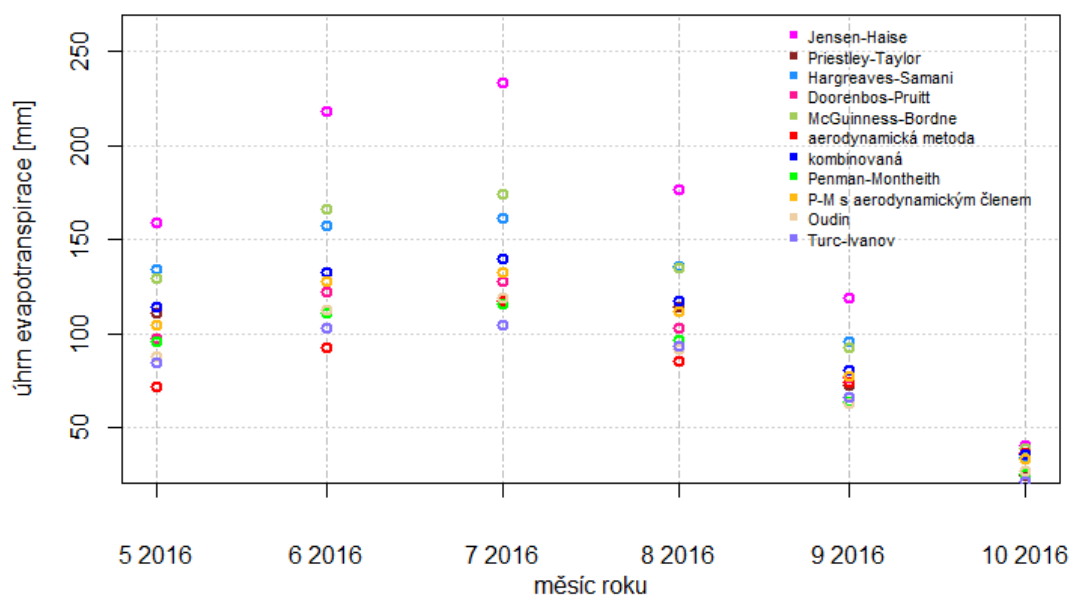
Tento rozdíl výsledků souvisí s vývojem minimálních a maximálních denních teplot v sledovaných obdobích.

měsíční úhrny potenciální evapotranspirace



Obrázek 15: Přehled měsíčních úhrnů potenciální evapotranspirace v roce 2015

měsíční úhrny potenciální evapotranspirace



Obrázek 16: Přehled měsíčních úhrnů potenciální evapotranspirace v roce 2016

Tabulka 5: Přehled průměrných denních hodnot PA a pro celé sledované období hodnot minim, maxim, mediánu a úhrnu PET [mm]

	Priestley - Taylor	Hargreaves - Samani	Doorenbos - Pruitt	Jensen - Haise	McGuinness - Bordne	Aerodynamická metoda	Kombinovaná metoda	Penman- Monteith	P – M s aerodynamickým členem	Oudin	Turc - Ivanov
1. 5. - 31. 10. 2015											
minimum	0,54	0,50	0,54	0,25	0,68	0,21	0,63	0,49	0,59	0,46	0,16
maximum	7,06	8,30	5,32	10,68	7,52	7,76	6,70	5,90	6,36	5,11	5,57
průměr	3,36	4,00	3,06	5,19	4,03	2,05	3,29	2,82	3,08	2,74	2,62
medián	3,49	4,11	3,21	5,24	4,23	1,64	3,38	2,93	3,12	2,88	2,70
úhrn	618,44	698,13	534,84	909,83	704,04	376,78	604,95	519,13	566,37	504,55	482,15
1. 5. - 31. 10. 2016											
minimum	0,39	0,52	0,44	0,36	0,60	0,72	0,73	0,42	0,69	0,41	0,19
maximum	6,89	7,14	5,28	10,58	7,45	6,53	6,61	5,73	6,43	5,06	5,75
průměr	3,19	3,90	3,05	5,15	4,00	2,59	3,37	2,76	3,19	2,72	2,57
medián	3,28	4,33	3,29	5,55	4,35	2,54	3,42	2,76	3,29	2,96	2,60
úhrn	587,66	718,19	561,39	946,87	736,05	476,60	620,01	507,51	587,60	500,51	472,97

5.2 Porovnání sacích tlaků v půdním profilu

Pro posouzení vhodnosti jednotlivých metod výpočtu PET kvůli nefunkčnímu výparoměru na pokusné meteorologické stanici, bylo potřeba vypočítat pomocí modelu HYDRUS tlakové výšky v profilu se dvěma stanovenými kontrolními body (30 cm a 75 cm hloubky profilu). Výpočty v programu HYDRUS byly provedeny pouze pro období roku 2016, protože v roce 2015 nebyl funkční tenzometr v hloubce půdního profilu 30 cm.

Výsledky vypočítané programem HYDRUS jsou rozdělené na dvě části, podle souboru půdních parametrů 1 a 2. V případě souboru půdních parametrů 2 byla taková hypotéza, že nejlépe by měla vyjít metoda Priesley-Taylor, neboť soubor parametrů 2 byl odvozen z jeho denních hodnot potenciální evapotranspirace.

Statistické vyhodnocení pro výsledky HYDRUSu s hodnotami změřené retenční křivky (soubor parametrů 1), bylo provedeno pro období 2016, hodnoty jednotlivých statistických součinitelů pro jednotlivé užití metody jsou uvedeny v tabulkách 6 a 7. Je zřejmé, že hodnoty statistických součinitelů získaných všemi užitými metodami vztahující se ke kontrolnímu bodu v hloubce 75 cm profilu (tabulka 7) si jsou velmi podobné.

Součinitel účinnosti CE vyjadřuje, jak dobrá je predikční schopnost modelu. Hodnoty koeficientu pro hloubku půdního profilu 30 cm sady parametrů 1 byla u metod P-M (= 0,45), Oudin (= 0,73), Turc-Ivanov (=0,56) a aerodynamické (= 0,07) kladné, ukazující přesnost modelu. Hodnoty metod Priestley-Taylor (= -0,99), Hargreaves-Samani (= -0,9), Doorenbos-Pruitt (= -0,94), Jensen-Haise (= -0,43), McGuinness-Bordne (= -0,78) Penman-Monteith s aerodynamickým členem (= -1,09) a kombinované (= -1,16) ukazují, že předpovědi modelu jsou horší, než střední hodnota experimentálně získaných hodnot tlakové výšky. Čím je hodnota CE bližší 1, tím je model lepší.

Hodnota součinitele $RMSE$ pro hloubku půdního profilu 30 cm sady parametrů 1 udává v jednotkách [cm] standartní odchylku vzorku rozdílů mezi experimentálně získanými hodnotami a vypočtenými. Dle tohoto součinitele opět vychází nejlépe metody Penman-Monteith, Oudin a Turc-Ivanov.

Rozpětí hodnot tlakových výšek získaných při výpočtem programem HYDRUS jsou znázorněny na obrázcích č. (17, 18 (pro naměřené hodnoty retenční čáry – soubor

parametrů 1)) a obr. č. (19, 20 (pro simulované hodnoty retenční čáry – soubor parametrů 2)). Tyto box ploty znázorňují minimum, maximum, medián (tlustá černá čára), shora ohraničení 3. kvartilem a zespodu 1. kvartilem. Variabilita dat je vyjádřena „vousy“, tedy polouščkou znázorňující mezikvartilový rozsah.

Kroužky jsou v grafech obr. č. (17-20) naznačeny extrémní hodnoty získané simulací.

Výpočty se vstupním souborem parametrů 1 vedly k „nejsouměrnějším“ výsledkům při užití metod Penman-Montheith ($r=0,93$) Turc-Ivanov ($r=0,93$) a Oudin ($r=0,92$), viz též údaje v tab. č. 6. Čím je hodnota $r \approx 1$, tím mají podobnější průběh se sacím tlakem tenzometru.

Porovnáme-li výsledky výpočtů programu HYDRUS s experimentálně (tenzometr) zjištěnými hodnotami sacího tlaku v půdním profilu v 30 cm hloubce kontrolního bodu, dostáváme přibližně lineární závislosti, viz obr. č. 21 – (soubor parametrů 1) a obr. č. 23 – (soubor parametrů 2), lineární závislost je pro soubor parametrů 1 nejvýraznější u výsledků získaných metodami Penman-Montheith, Oudin a Turc-Ivanov (obr. č. 21), v případě souboru parametrů 2 u výsledků získaných kombinovanou metodou (obr. č. 23). Naopak nejhorší metody (soubor parametrů 1) jsou Hargreaves-Samani, Jensen-Haise, McGuinness-Bordne, Penman-Montheith s aerodynamickým členem a kombinovaná metoda. V případě souboru parametrů 2 jde o metody Doorenbos-Pruitt a aerodynamické.

Závislosti výsledků výpočtů programem HYDRUS s experimentálně (tenzometr) zjištěnými hodnotami tlakové výšky v půdním profilu v 75 cm hloubce kontrolního bodu jsou znázorněny na obr. č. 22 a obr. č. 24.

Po dokončení výpočtů bylo v kontrolním bodě ve hloubce 75 cm zpětně zjištěno výrazné ovlivnění půdního profilu hladinou podzemní vody, a proto je k porovnání metod výpočtu PET vhodnější užít výsledky modelování pro kontrolní bod v hloubce 30 cm.

Tabulka 6: Statistické součinitele tlakové výšky pro hloubku 30 cm pro rok 2016 pro sadu 1

hloubka profilu - 30 cm	Priestley - Taylor	Hargreaves - Samani	Doorenbos - Pruitt	Jensen - Haise	McGuinness - Bordne	Aerodynamická metoda	Kombinovaná metoda	Penman-Monteith	P – M s aerodynamickým členem	Oudin	Turc - Ivanov
statistický součinitel											
RMSE [cm]	512,83	1283,38	413,03	1992,15	1434,30	164,67	793,67	126,60	599,24	79,86	107,24
MRE [-]	-3,87	-12,24	-4,23	-24,88	-14,91	-1,87	-7,43	-1,31	-5,51	-1,01	-1,08
r [-]	0,89	0,68	0,66	0,48	0,60	0,70	0,69	0,93	0,74	0,92	0,93
CE [-]	-0,99	-0,90	-0,94	-0,43	-0,78	0,07	-1,16	0,45	-1,09	0,73	0,56
Variační součinitel [%]	-4,79	-6,11	-5,30	-6,65	-6,50	-4,09	-5,50	-2,79	-5,31	-3,20	-2,94

Tabulka 7: Statistické součinitele tlakové výšky pro hloubku 75 cm pro rok 2016 pro sadu 1

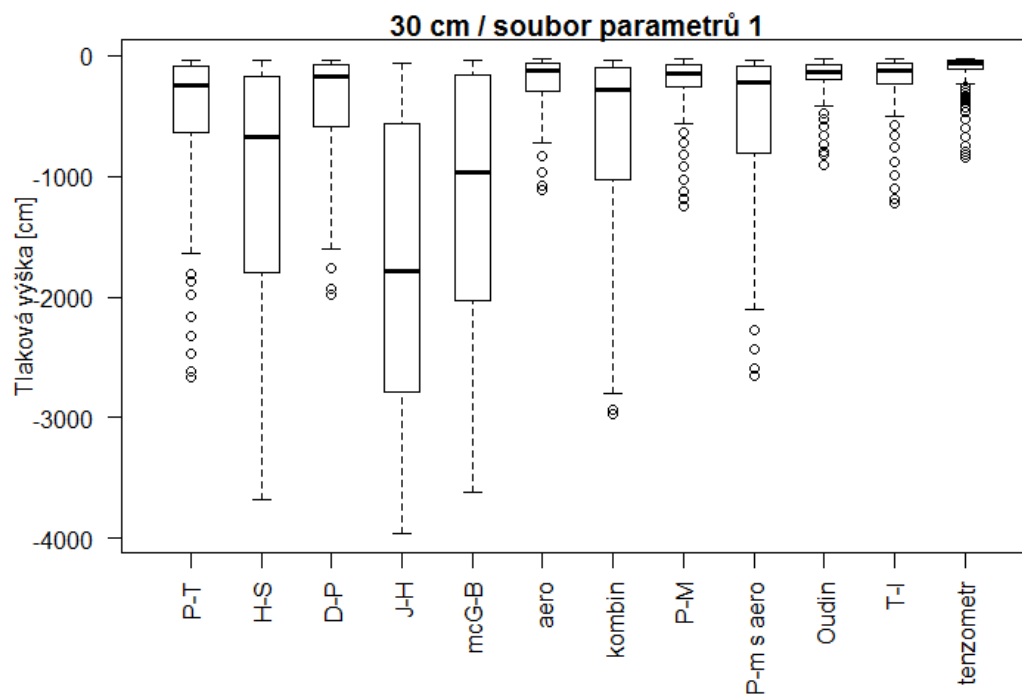
hloubka profilu - 75 cm	Priestley - Taylor	Hargreaves - Samani	Doorenbos - Pruitt	Jensen - Haise	McGuinness - Bordne	Aerodynamická metoda	Kombinovaná metoda	Penman-Monteith	P – M s aerodynamickým členem	Oudin	Turc - Ivanov
statistický součinitel											
RMSE [cm]	8,68	8,73	8,77	8,70	8,75	8,81	8,74	8,53	8,75	8,51	8,85
MRE [-]	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,06
r [-]	0,86	0,85	0,86	0,85	0,85	0,86	0,86	0,86	0,86	0,86	0,87
CE [-]	0,57	0,56	0,56	0,57	0,56	0,56	0,56	0,58	0,56	0,59	0,55
Variační součinitel [%]	-2,82	-2,84	-2,83	-2,85	-2,86	-2,79	-2,82	-2,77	-2,82	-2,79	-2,79

Tabulka 8: Statistické součinitele tlakové výšky pro hloubku 30 cm pro rok 2016 pro sadu 2

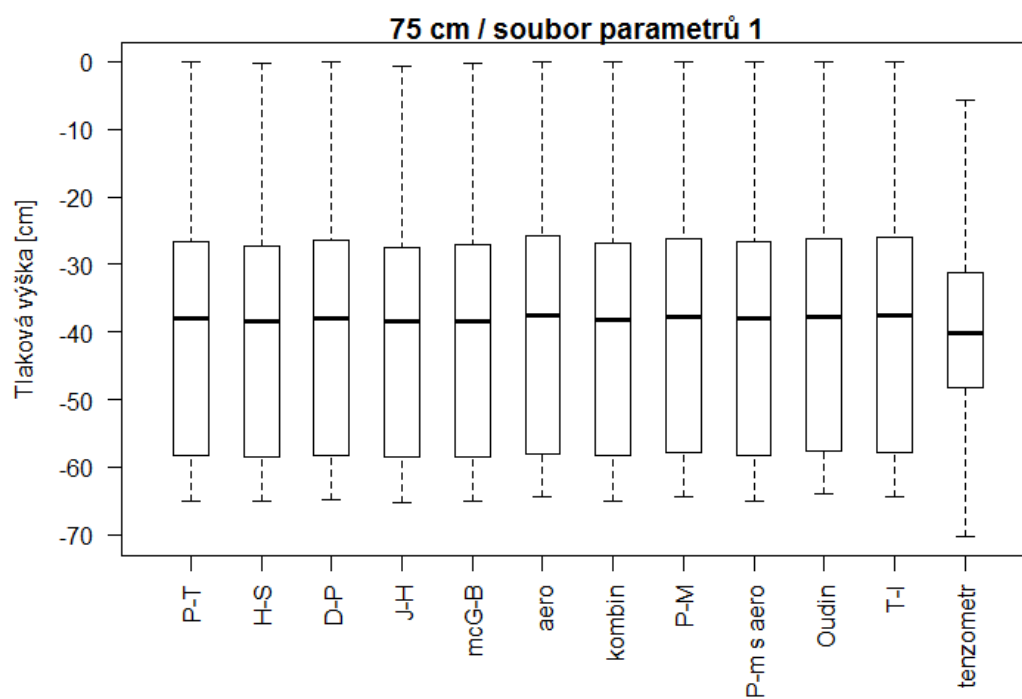
hloubka profilu - 30 cm	Priestley - Taylor	Hargreaves - Samani	Doorenbos - Pruitt	Jensen - Haise	McGuinness - Bordne	Aerodynamická metoda	Kombinovaná metoda	Penman-Monteith	P – M s aerodynamickým členem	Oudin	Turc - Ivanov
statistický součinitel											
RMSE [cm]	59,17	238,68	93,01	616,89	232,62	106,80	76,00	105,50	66,56	117,31	101,93
MRE [-]	-0,58	-2,27	-0,56	-7,19	-2,49	-0,42	-0,95	-0,34	-0,70	-0,31	-0,29
r [-]	0,94	0,86	0,85	0,63	0,82	0,79	0,91	0,84	0,92	0,78	0,88
CE [-]	0,83	-0,18	0,58	-0,44	-0,11	0,45	0,75	0,46	0,79	0,34	0,50
Variační součinitel [%]	-2,02	-4,58	-2,39	-6,10	-4,99	-2,06	-2,86	-0,91	-2,49	-1,47	-1,13

Tabulka 9: Statistické součinitele tlakové výšky pro hloubku 75 cm pro rok 2016 pro sadu 2

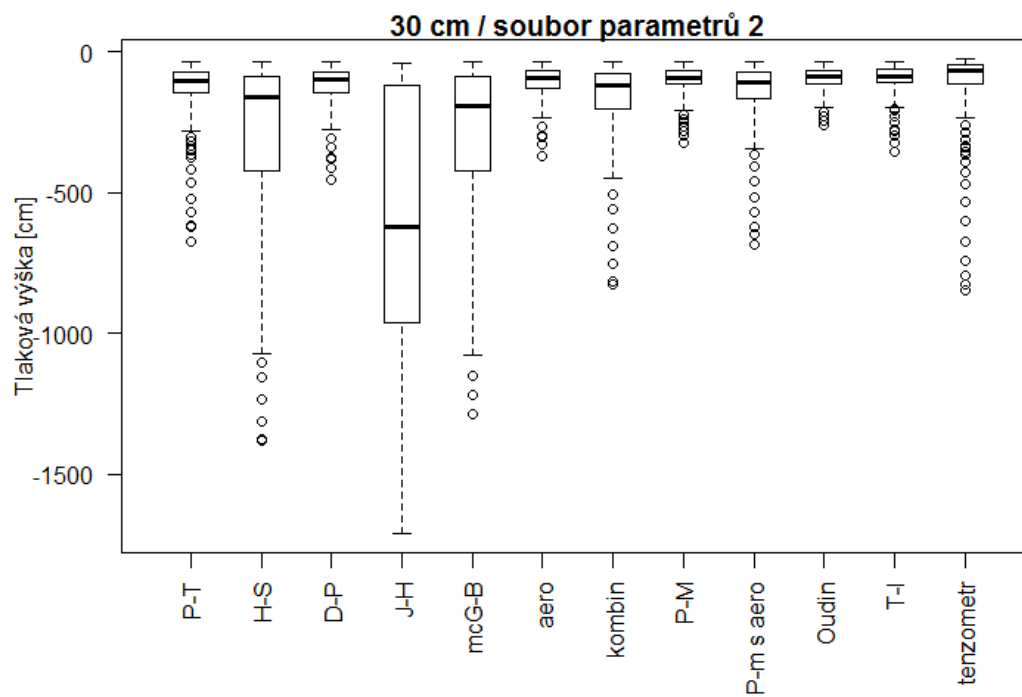
hloubka profilu - 75 cm	Priestley - Taylor	Hargreaves - Samani	Doorenbos - Pruitt	Jensen - Haise	McGuinness - Bordne	Aerodynamická metoda	Kombinovaná metoda	Penman-Monteith	P – M s aerodynamickým členem	Oudin	Turc - Ivanov
statistický součinitel											
RMSE [cm]	7,92	8,60	8,25	8,69	8,68	8,27	8,38	7,85	8,25	7,99	7,80
MRE [-]	0,05	0,03	0,06	0,02	0,03	0,07	0,04	0,07	0,05	0,07	0,08
r [-]	0,88	0,86	0,87	0,86	0,86	0,86	0,87	0,87	0,87	0,87	0,88
CE [-]	0,64	0,58	0,61	0,57	0,57	0,62	0,60	0,66	0,61	0,64	0,66
Variační součinitel [%]	-2,77	-2,87	-2,79	-2,91	-2,89	-2,77	-2,82	-2,69	-2,81	-2,71	-2,70



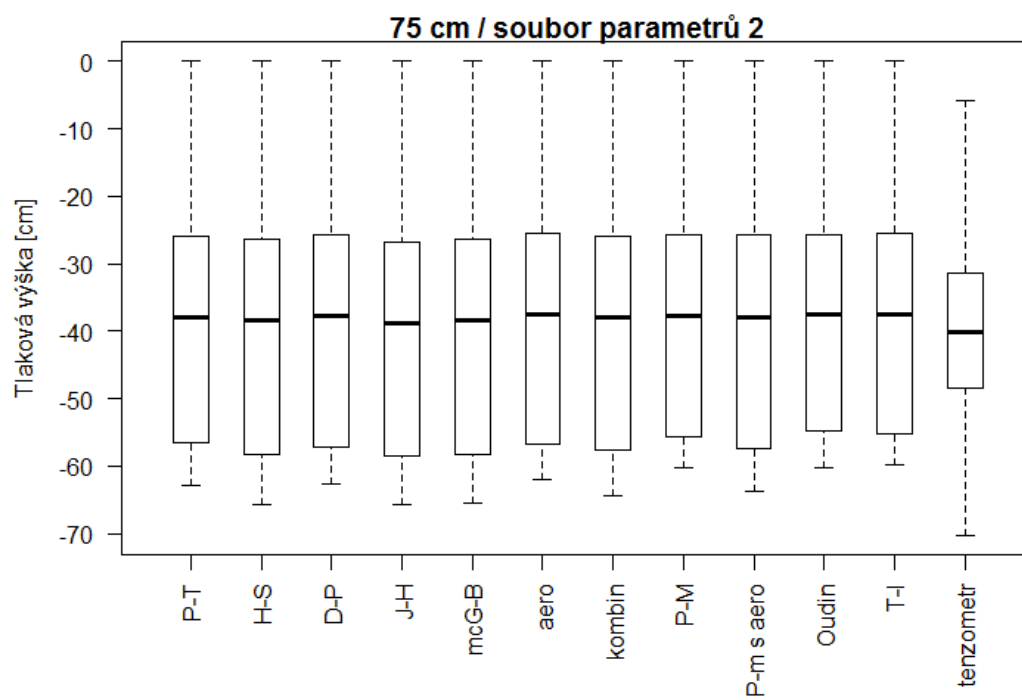
Obrázek 17: Rozptylový charakter tlakové výšky pro 30 cm hloubky profilu sady 1



Obrázek 18: Rozptylový charakter pro 75 cm hloubky profilu sady 1

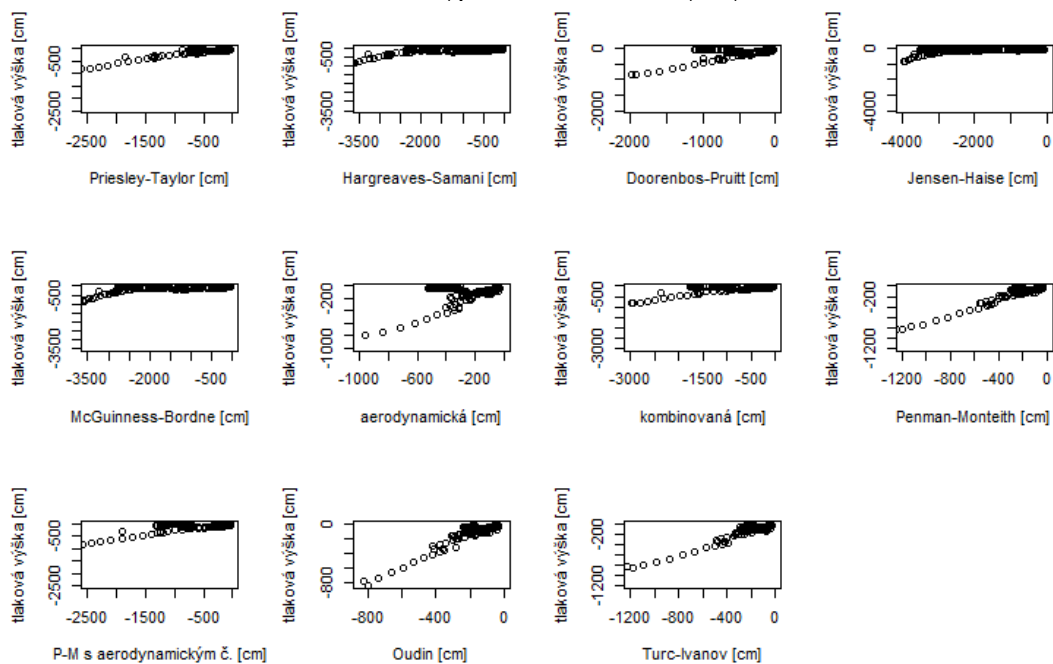


Obrázek 19: Rozptylový charakter pro 30 cm hloubky profilu sady 2



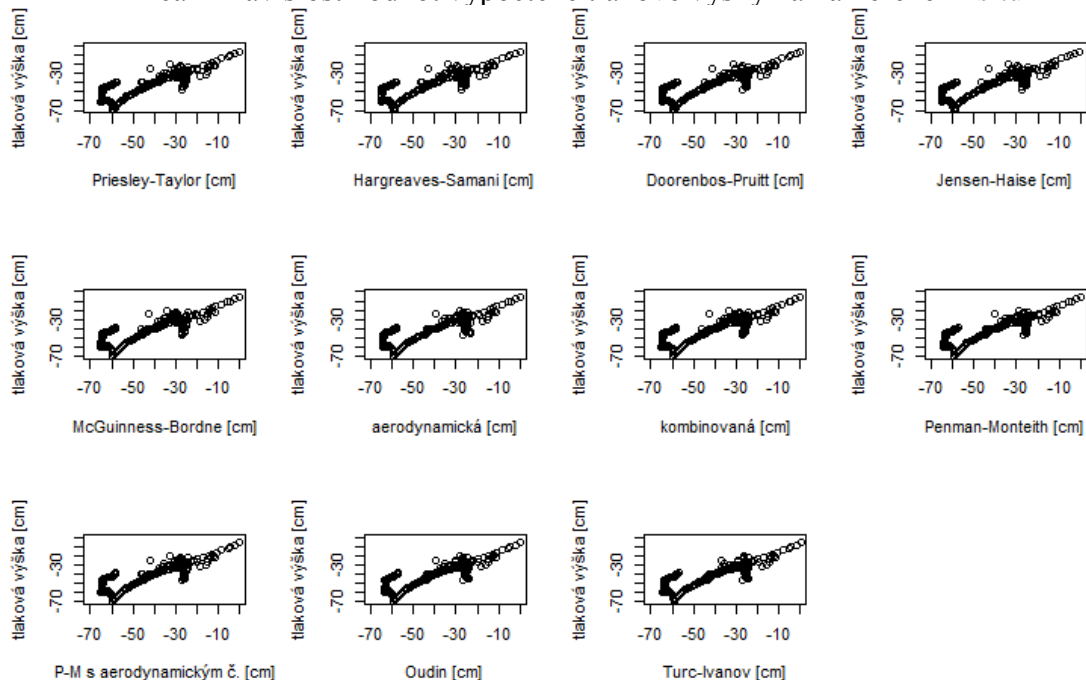
Obrázek 20: Rozptylový charakter pro 75 cm hloubky profilu sady 2

Lineární závislost hodnot vypočtené tlakové výšky na naměřené in situ



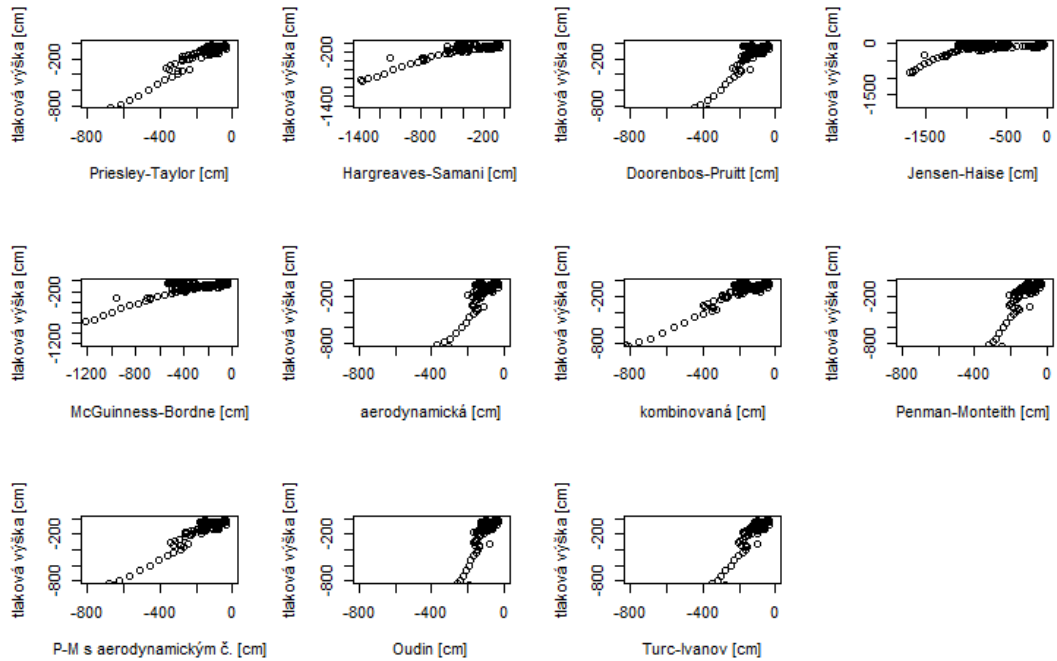
Obrázek 21: Lineární závislost výpočtům programem *HYDRUS* na průběhu sacího tlaku měřeného tenzometrem pro hloubku profilu 30cm sady 1

Lineární závislost hodnot vypočtené tlakové výšky na naměřené in situ



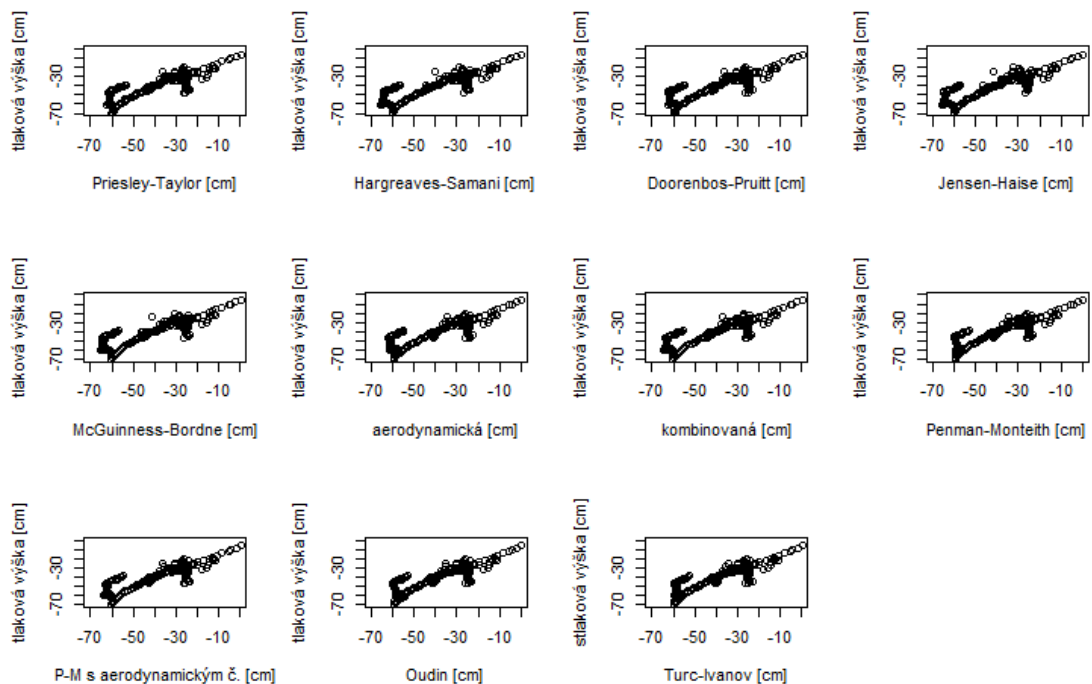
Obrázek 22: Lineární závislost výpočtům programem *HYDRUS* na průběhu sacího tlaku měřeného tenzometrem pro hloubku profilu 75cm sady 1

Lineární závislost hodnot vypočtené tlakové výšky na naměřené in situ



Obrázek 23: Lineární závislost výpočtům programem HYDRUS na průběhu sacího tlaku měřeného tenzometrem pro hloubku profilu 30cm sady 2

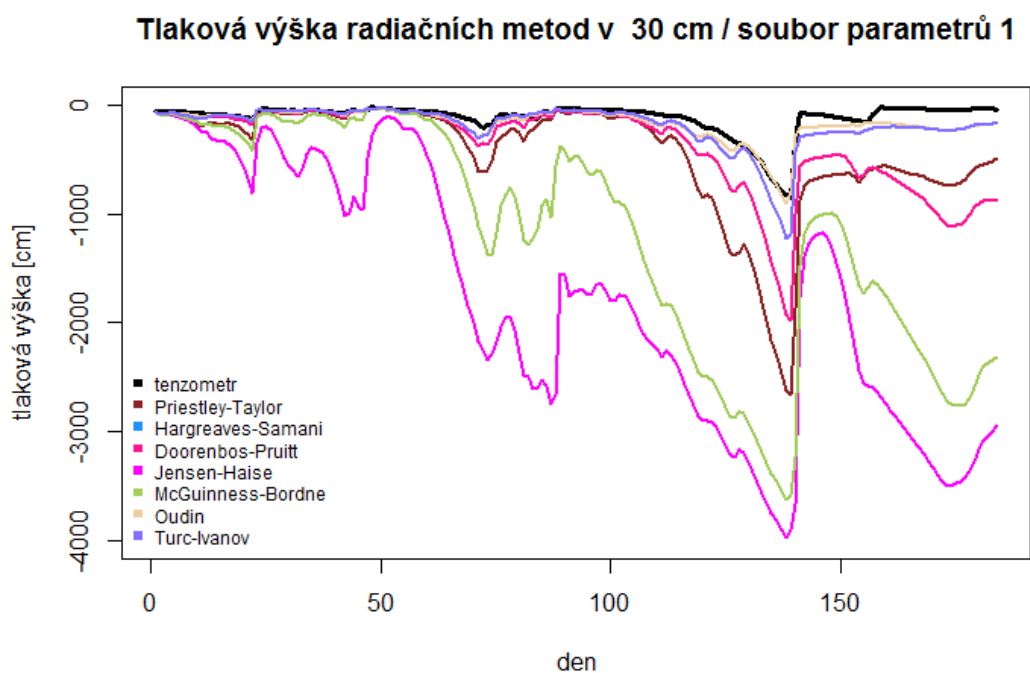
Lineární závislost hodnot vypočtené tlakové výšky na naměřené in situ



Obrázek 24: Lineární závislost výpočtům programem HYDRUS na průběhu sacího tlaku měřeného tenzometrem pro hloubku profilu 75cm sady 2

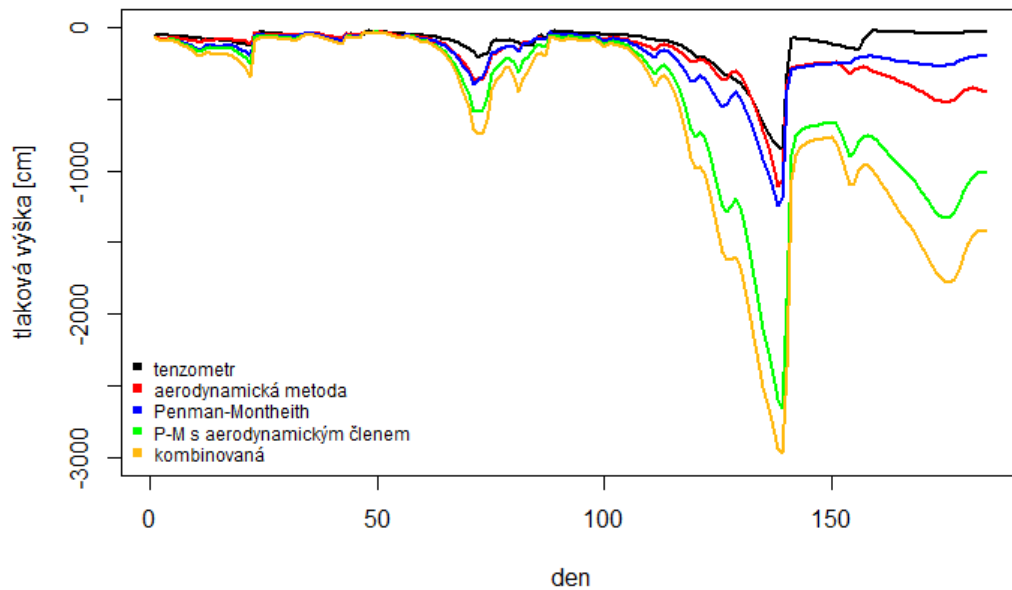
Hypotézou pro numerický výpočet v programu HYDRUS se souborem parametrů 2 byl předpoklad, že při výpočtech bude největší shoda vypočtených a experimentálně

zjištěných výsledků při užití metody Priestley-Taylor (inverzní modelování souboru parametrů 2 probíhalo s užitím denních hodnot PET metody Priestley-Taylor). Správnost tohoto předpokladu potvrzují závislosti na obr. č. 23 a obr. č. 24 i hodnoty korelačního součinitele r (Tab. č. 8 a č. 9) který nabývá nejvyšších hodnot právě pro metodu Priestley-Taylor (= 0,94 pro 30 cm hloubku). Velmi uspokojivé hodnoty součinitele mají i metody Penman-Monteith s aerodynamickým členem (= 0,92), Oudin (= 0,78) a kombinovaná (= 0,91).



Obrázek 25: Průběh tlakových výšek sady 1

Tlaková výška kombinovaných metod v 30cm / soubor parametrů 1

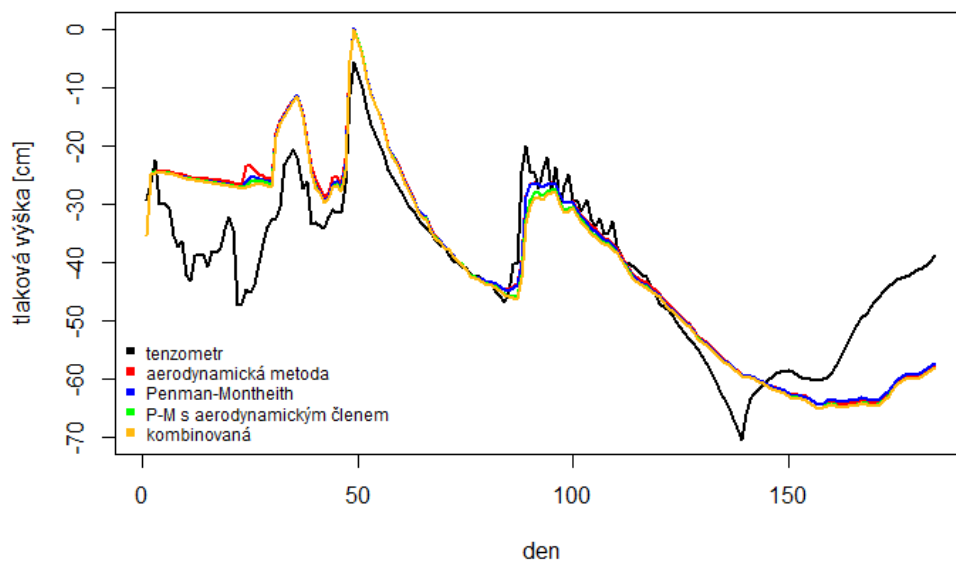


Obrázek 26: Průběh tlakových výšek sady 1

Závěrem byly sestaveny a graficky porovnány časové průběhy tlakové výšky získané simulací a měřením. Kvůli přehlednosti jednotlivých průběhů bylo vždy nezbytné rozdělit výsledný graf do dvou dílčích grafů. Průběhy pro sadu parametrů 1 jsou uvedeny v obr. č. (25-28) a pro sadu parametrů 2 na obr. č. (29-32).

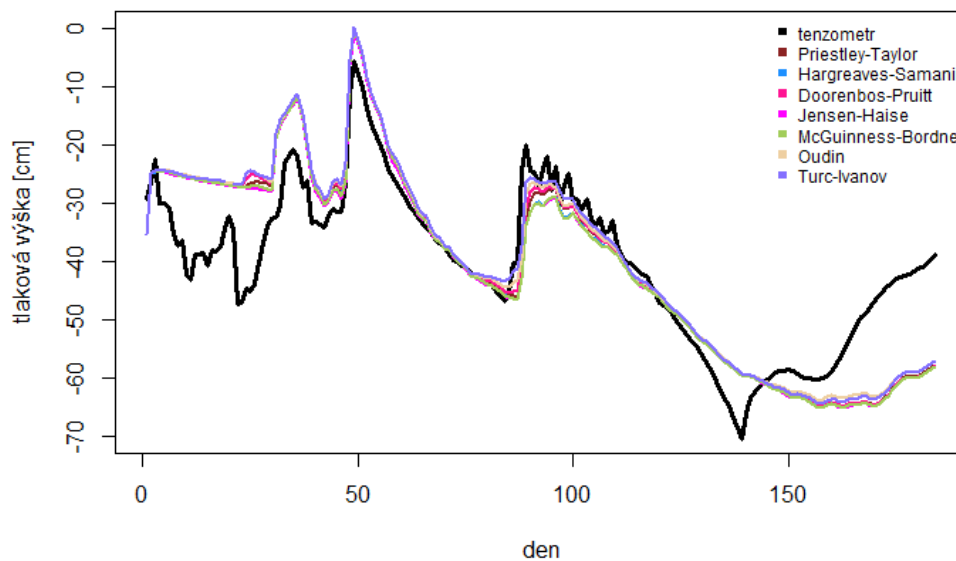
Nejlepší shody mezi výsledky numerického řešení tlakové výšky s užitím sady parametrů 1 a experimentálními daty bylo pro hloubku půdního profilu 30 cm dosaženo užitím metod Oudin, Turc-Ivanov, Penman-Monteith a aerodynamickou metodou. Součinitel $RMSE$ má hodnotu 79,86, 107,24 a 126,6. Hodnoty průměrné relativní chyby se pohybovaly v intervalu mezi -1,01 a -1,31. Hodnoty součinitele r se nachází v intervalu (0,92 – 0,93) a hodnoty variačního součinitele se pohybují mezi -2,79 a -3,2.

Tlaková výška kombinovaných metod v 75cm / soubor parametrů 1



Obrázek 27: Průběh tlakových výšek sady 1

Tlaková výška radiačních metod v 75 cm / sada parametrů 1



Obrázek 28: Průběh tlakových výšek sady 1

Nejlepší shody mezi výsledky modelování tlakové výšky s užitím sady parametrů 2 a experimentálními daty bylo pro hloubku půdního profilu 30 cm dosaženo užitím metod kombinované, Priestley-Taylor, P-M s aerodynamickým členem (obr. č. 29-30). Hodnoty součinitele *RMSE* se pohybovaly v intervalu (59,17 –76). Hodnoty

součinitele *MRE* jsou mezi -0,58 a -0,95. Součinitel *r* se nachází mezi (0,91 – 0,94). Součinitel účinnosti (*CE*) je v intervalu (0,75 – 0,83).

Časové průběhy výsledků modelování tlakové výšky s užitím sad parametrů 1 a 2 a experimentálními daty pro hloubku půdního profilu 75 cm nejsou vzhledem k zpětně zjištěnému výraznému ovlivnění půdního profilu hladinou podzemní vody blíže hodnoceny.

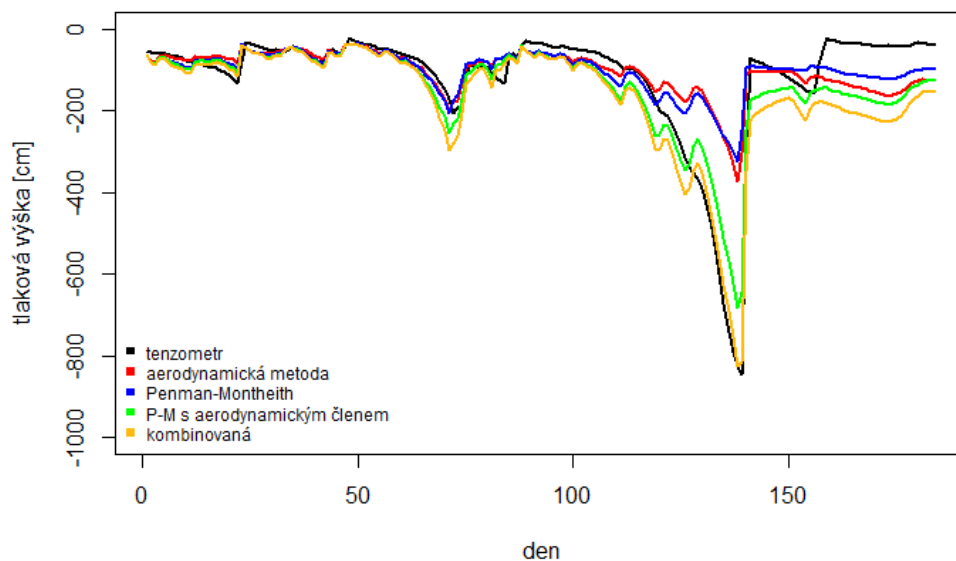
Časové průběhy tlakové výšky naznačují, že výsledky modelování všemi užitými metodami jsou v období září - říjen 2016 nižší, než experimentálně naměřené. Stanovit příčinu tohoto rozdílu není v možnostech této práce.

Dále byly porovnány vypočtené úhrny potenciální evapotranspirace s experimentálně zjištěnými úhrny srážek v obdobích 1.5. - 31. 10. 2015 a 1. 5. - 31. 10. 2016, výsledky jsou uvedeny v tab. č. 10. Ukazuje se, že období sucha v roce 2015 (ČHMÚ, 2015) by mohlo souviset s malými úhrny srážek, než s vysokými teplotami vzduchu. Pro rok 2016 nebyla zpráva ČHMÚ autorovi této práce k dispozici.

Tabulka 10: procentuální množství PA k srážkovému úhrnu

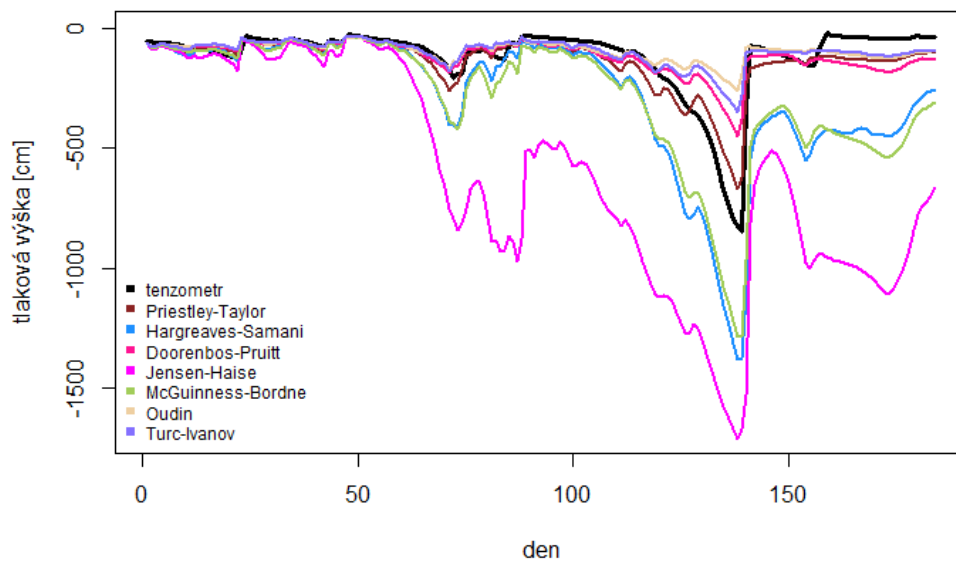
		Priestley - Taylor	Hargreaves - Samani	Doorenbos - Pruitt	Jensen - Haise	McGuinness - Bordne	Aerodynamická metoda	Kombinovaná metoda	Pennman-Monteith	P – M s aerodynamickým členem	Oudin	Turc - Ivanov
období	suma srážek [mm]	množství evapotranspirace ke srážkám [%]										
1. 5. -31. 10. 2015	184	336,11	379,42	290,67	494,47	382,63	204,77	328,78	282,14	307,81	274,21	262,04
1. 5. -31. 10. 2016	369	159,26	194,63	152,14	256,60	199,47	129,16	168,02	137,54	159,24	135,64	128,18

Tlaková výška kombinovaných metod v 30cm / soubor parametrů 2



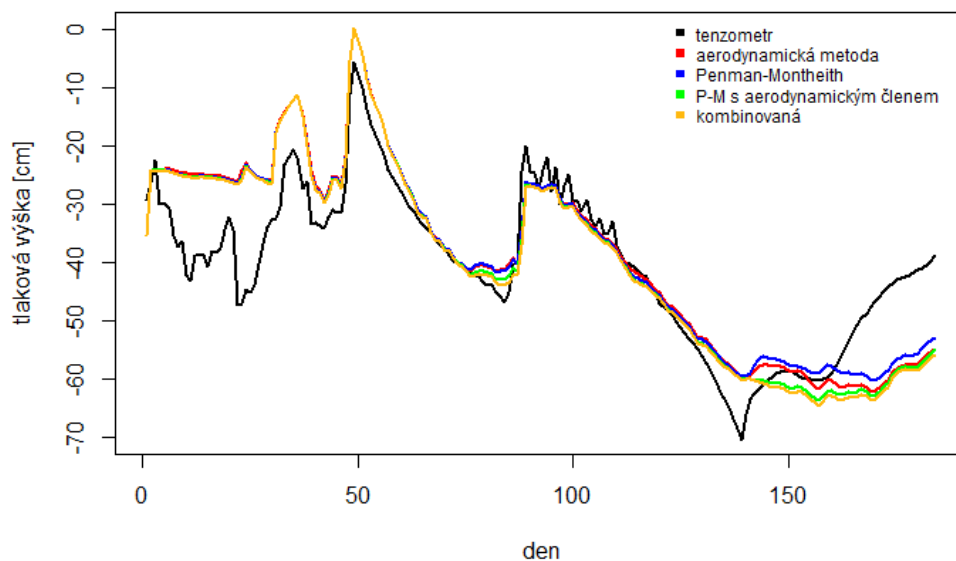
Obrázek 29: Průběh tlakových výšek sady 2

Tlaková výška radiačních metod v 30 cm / soubor parametrů 2



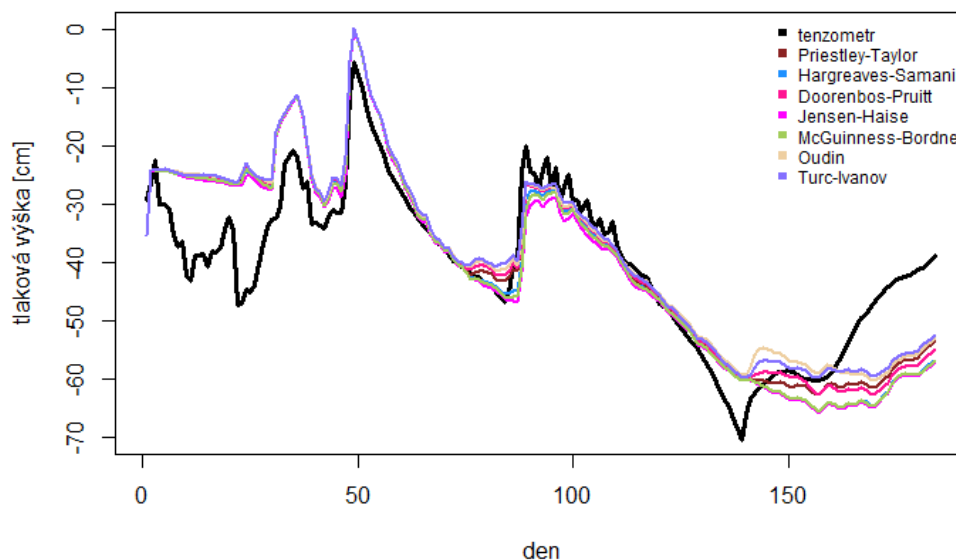
Obrázek 30: Průběh tlakových výšek sady 2

Tlaková výška kombinovaných metod v 75cm / soubor parametrů 2



Obrázek 31: průběh tlakových výšek sady 2

Tlaková výška radičních metod v 75 cm / soubor parametrů 2



Obrázek 32: Průběh tlakových výšek sady 2

Nejvhodněji se pro výpočet PET na území Trhové Dušníky jeví Oudinova metoda a to na základě statistických ukazatelů (viz. tab. č. 6), tak i na časovém průběhu tlakových výšek (obr. č. 25). Další vhodnou metodou je Penman-Monteith, která sice dosahuje o trochu horších statistických ukazatelů v (tab. č. 6), ale měřené a

simulované výšky si uspokojivě odpovídají (obr. č. 21, 26). Metoda Turc-Ivanov je vhodná jak dle statistických ukazatelů (tab. č. 6), tak i průběhu měřených a simulovaných výšek (obr. č. 21, 25).

Metody Pristley-Taylor, McGuinness-Bordne, Doorenbos-Pruitt a aerodynamická metoda nejsou podle statistických ukazatelů (tab. č. 6) a vyhodnocení simulovaných tlakových výšek (obr. č. 25, 26) vhodné pro výpočet PET na území experimentální meteorologické stanice Trhové Dušníky.

Nevhodné se jeví dle statistických ukazatelů (tab. č. 6) metody Penman-Monteith s aerodynamickým členem, Hargreaves-Samani, kombinovaná metoda a Jensen-Haise, i vyhodnocením průběhu tlakových výšek (obr. 25, 26)

6 Diskuze

Cílem této práce bylo stanovit nejvhodnější metodu výpočtu potenciální evapotranspirace pro zájmové území Trhové Dušníky.

Získané výsledky naznačují, že nejlepší výsledky výpočtů potenciální evapotranspirace poskytují pro toto zájmové území metody Penman-Monteith, Oudin a Turc-Ivanov.

Tolasz (2007) ve svém Atlasu podnebí Česka uvádí průměrnou roční dlouhodobou hodnotu potenciální evapotranspirace pro lokalitu Trhové Dušníky v rozmezí 600 až 650 mm. Jeho výpočty byly provedeny metodou Penman-Monteith v úpravě FAO.

V této práci bylo k výpočtu potenciální evapotranspirace využito metody Penman-Monteith (P-M) a Penman-Monteith s aerodynamickým členem (P-M s aerodynamickým členem). Metodou P-M byla pro období 1. 5. - 31. 10. 2015 získána hodnota úhrnu 519 mm a pro období 1. 5. - 31. 10. 2016 hodnota úhrnu 508 mm.

Metodou P-M s aerodynamickým členem pro období 1. 5. - 31. 10. 2015 získána hodnota úhrnu 566 mm a pro období 1. 5. - 31. 10. 2016 hodnota úhrnu 588 mm. Tolasz (2007) uvádí červenec obecně jako měsíc s nejvyšší průměrnou hodnotou potenciální evapotranspirace přes 120 mm, což se shoduje i s výsledky získanými v této práci.

Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ, 2015) v reakci na rozsáhlá sucha v roce 2015 (modelově) vypočítal pro celé území ČR hodnoty potenciální evapotranspirace (PET) z travního porostu za klimatických podmínek roku 2015. Denní modelový výpočet byl založen na modelu AVISO a upravené rovnici Penman-Monteith za předpokladu optimálního nasycení půdního profilu půdní vodou. Pro období 1. 3. - 16. 8. 2015 kumulované hodnoty PET na většině území dosáhly (400 – 500) mm, k 20. 9. 2015 se již hodnoty PET pohybovaly mezi (500 – 600) mm. Do července včetně, je dominantní interval úhrnu evapotranspirace (100 – 110) % dlouhodobého průměru a od srpna začínají převažovat intervaly (110 – 125) % dlouhodobého průměru. Tyto hodnoty jsou v souladu s výsledky autorových výpočtů úhrnů PET v období 1. 5. - 31. 10. 2015 metodami Penman-Monteith, Oudin a Turc-Ivanov. Získané hodnoty úhrnů PET se nacházejí na spodním okraji intervalu hodnot udávaných ČHMÚ.

Hodnoty úhrnů PET získané metodami Priestley-Taylor, nebo Penman-Monteith s aerodynamickým členem jsou blíže středu intervalu uváděného ČHMÚ, nicméně jejich statistické parametry nabývají horších hodnot než pro metody Penman-Monteith, Oudin a Turc-Ivanov.

ČHMÚ měl k dispozici data ze 198 meteorologických stanic. Nejblíže k zájmovému území je automatizovaná klimatologická stanice I. typu v obci Příbram II, vzdálená od experimentální meteorologické stanice Trhové Dušínky 2,94 km (PORTAL.CHMI.CZ, 2017). ČHMÚ namodelované hodnoty PET pro zájmové území jsou lehce nadprůměrné ve srovnání s hodnotou dlouholetého průměru. Období sucha v roce 2015 bylo vyvoláno spíše nedostatkem srážek než vyššími teplotami, než je dlouhodobý průměr (ČHMÚ, 2015), tuto skutečnost potvrzují i výsledky této práce, viz tab. č. 5. Výpar byl vyšší o 30% (ČHMÚ, 2015) a teplota byla vyšší o 1°C než je dlouhodobé průměrné hodnoty.

Schneider a kol. (2007) provedli pro validaci modelu Soil and Water Assessment Tool (SWAT) v severní Číně studii hodnocení různých metod výpočtu evapotranspirace. Celkem porovnávali 4 metody, mezi nimi i Priestley-Taylor, Penman-Monteith v úpravě FAO a Hargreaves. Vypočtenou potenciální evapotranspiraci porovnávali s výsledky měření získaných in situ. Zjistili, že při velmi suché epizodě délky 40 dnů, kdy spadlo pouze 5 mm srážek, se výsledky všech metod odchylovaly od naměřených dat až o 40%, ale při déletrvajícím měření (15. 3. až 24. 8.) se tyto rozdíly ztrácejí. Žádná z jimi hodnocených metod systematicky nenadhodnocuje či nepodhodnocuje ve srovnání s experimentálními hodnotami. Dále zjistili, že kvalita simulace je ovlivněna dostupností vody a výsledky těchto výpočtů neodpovídaly naměřenému úhrnu PET.

Nabízí se podobnost s výsledky získanými při řešení této práce. V období 1. 8. - 15. 9. 2016 spadlo 38,2 mm srážek a tlaková výška naměřená tenzometry v hloubce - 30 cm klesla k -848 cm. Na tento extrémní výkyv zareagovala nejlépe metoda Oudin a metoda Turc-Ivanov, ostatní metody na výkyv zareagovaly extrémním poklesem tlakové výšky (obr. č. 24, 25).

Douglas a kol. (2009) srovnávali Turcovu metodu, Priestley-Taylor a Penman-Monteith metodu pro výpočet PET na Floridě pro různé typy vegetačního pokrytí, mj. i pro travní pokryv. Zjistili, že metody Priestley-Taylor a Turc užitě pro výpočet

úhrnu PET travního povrchu vedou k srovnatelným výsledkům. Obě metody nadhodnocovaly, Priestley-Taylor vycházela nejlépe (měla nejnižší hodnoty *RMSE* a hodnotu korelačního součinitele $r \approx 1$). Douglas a kol. (2009) doporučují jako druhou nejvhodnější Turcovu metodu. Metoda Penman-Monteith podhodnocovala, zřejmě kvůli možné změně hodnoty r_a v průběhu roku a proto ji nedoporučují. Za nejvhodnější metodu určili Douglas a kol. (2009) metodu Priestley-Taylor. Jejich závěr je v rozporu s výsledky studie Oudin a kol. (2005), která porovnávala 27 výpočetních metod pro 308 dílčích měření na území Austrálie, Francie, USA a testovala je za pomoci Nashova kritéria na čtyřech srážko-odtokových modelech (GR4J, HBVO, IHAC a TOPMO). Oudin a kol. (2005) zjistili, že jimi nejhůře hodnocené metody jsou založené na aerodynamické metodě. Výsledky metod radiačních byly lepší, než výsledky kombinovaných metod. Na základě těchto poznatků navrhli jednoduchou radiační metodu výpočtu PET, která není náročná na vstupní data a je vhodná pro konceptuální srážko-odtokové modely. Metody Jensen-Haise, McGuinness-Bordne, které Oudin a kol. (2005) hodnotí lépe než Penman-Monteith, se ukázaly pro zájmové území Trhové Dušníky jako jedny z nejhorších. Metoda Turc-Ivanov dopadla v hodnocení studie Oudin a kol. (2005) jako jedna z nejhorších, naproti tomu se zdá být vhodná k výpočtu PET pro Trhové Dušníky.

Lu a kol. (2005) testoval 6 metod, mezi nimi i metody Hargreaves-Samani, Priestley-Taylor a Turc pro jihovýchod USA. Studie tvrdí, že v suchých a teplých oblastech mohou být rozdíly mezi úhrny PET získaných jednotlivými metodami až 700 mm/rok. Příčina rozdílů nebyla autorům studie známa.

Hodnota úhrnu PET získaná metodou Hargreaves-Samani byla ve studii Lu a kol. (2005) nejvyšší z výsledků výpočtů jimi zvolených metod. Úhrny PET vypočtené různými metodami pro zájmové území Trhové Dušníky (tabulka č. 5) ukazují, že hodnoty získané metodami Jensen-Haise, McGuinness-Bordne a Hargreaves-Samani jsou jedny nejvyšších. Lu a kol. (2005) označuje metodu Hargreaves-Samani, která byla původně navržena pro suché podnebí Kalifornie, za nejméně vhodnou pro výpočet PET. Dle hodnocení v různých studiích je zřejmé, že metoda Hargreaves-Samani není vhodná pro užití v jiných oblastech.

Největší je hodnota úhrnu PET získaná metodou Jensen-Haise (tab. č. 5), hodnota součinitele *RMSE* je 1992,15. Porovnáním statistických parametrů lze tuto metodu hodnotit jako „nevhodnou“ pro zájmové území Trhové Dušníky.

Rosenberry a kol. (2007) tuto metodu označil pro výpočet PET za nejhorší. Rosenberry a kol. (2007) porovnával 15 výpočetních metod, mezi nimi Priestley-Taylor, kombinovanou a Doorenbos–Pruitt pro výpočet úhrnu PET z horského jezera na severovýchodě USA ve vzdálenosti 30 km od Atlantického oceánu. Porovnáním zpětně vypočtených úhrnů metodami a 37 naměřených měsíčních úhrnů z období let 1982 až 1987 zjistil, že výpočty úhrnů PET metodou Priestley-Taylor a kombinovanou metodou se prakticky shodovaly s naměřenými hodnotami (průměrná vypočtená odchylka nebyla ve všech 37 měsících vyšší než 1 mm/den). Rosenberry a kol. (2007) tvrdí, že při porovnání s experimentálními daty byly odchylky výsledků získaných radiačními metodami větší, než odchylky výsledků získaných metodami kombinovanými. Tento závěr se zcela shoduje s výsledky získanými pro zájmové území Trhové Dušníky (tab. č. 6), pro které mají radiační metody (kromě metody Oudin a Turc-Ivanov) vyšší hodnoty *RMSE*, *MRE* a nižší hodnotu korelační součinitele *r* a součinitele účinnosti. Horské jezero na severovýchodě USA je o 5,8° jižněji, než experimentální plocha Trhové Dušníky a vzhledem k blízkosti oceánu lze předpokládat vyšší relativní vlhkost vzduchu. Rosenberry a kol. (2007) jako nejvhodnější metodu označil kombinovanou.

Za celý rok 2016 byl na experimentální lokalitě Trhové Dušníky naměřen úhrn kladných průměrných hodnot (součet všech denních průměrných hodnot teploty vzduchu pro rok 2016, které byly rovny nule a vyšší) teploty vzduchu ve 2 m nad povrchem 3091 °C a úhrn srážek 618 mm. Li a kol. (2016) zvolili experimentální území u University v městě Wu-wej na severozápadě Číny. Použili průměrná meteorologická data za období 1950 až 2010, kde úhrn kladných teplot byl 3550 °C a srážkový úhrn pouhých 164 mm a průměrný výpar z výparoměřů je 2000 mm. Průměrná teplota zde je 8 °C. Hladina podzemní vody se nachází v hloubce (40 – 50) m. Zvolili 6 metod výpočtu PET, mezi nimi byly Hargreaves-Samani, Priestley-Taylor, Daltonova rovnice a Penman-Monteith. Metody hodnotili srovnáním statistického součinitele *RMSE*, t-testem a průměrnou chybou odchylky (MBE). Zjistili, že metoda Penman-Monteith vycházela ze statistického porovnání nejlépe.

Porovnáním závěrů studií z různých částí světa s odlišnými klimatickými podmínkami lze konstatovat, že za modely vhodné pro výpočet potenciální evapotranspirace byly nejčastěji hodnoceny modely Penman-Monteit a Priestley-Taylor. Velmi častý byl i názor, že některé radiační metody jsou použitelné k

výpočtu hodnot PET v místech, pro která nejsou k dispozici dostatečně podrobná meteorologická data.

Výsledky pro zájmové území Trhové Dušníky mohly ovlivnit i nepřesnosti související s vlivem prostorové variability půdních hydraulických vlastností na parametry měřené retenční křivky. Parametry retenční křivky jsou pro správné nastavení modelu HYDRUS nezbytné.

V říčních nivách je vysoká heterogenita půdních procesů a proto je obtížné stanovit správné parametry retenční křivky (BARVÍŘ, 2017).

Model HYDRUS popisuje proudění vody v porézním prostředí pomocí Richardsovy rovnice. Ta však popisuje porézní prostředí nedokonale. V případě formulace rovnice pouze pro proměnnou vlhkost, zadané srážky jsou nepřesné. Protože srážka je zde zavedena formou toku přes hranici formou intenzity srážek a v případě přiblížení se plnému nasycení, nastane problém. Retenční vodní kapacita pro kapilární sací tlak je rovna nule na úrovni vstupní hodnoty vzduchu. V rovnici se vyskytuje dělení nulou a proto má Richardsova rovnice omezené použití (KURÁŽ, 2014). Richardsova rovnice je pouhé zjednodušení reálných podmínek.

Roky 2015 a 2016 byly z dlouhodobého klimatu sušší, proto nelze zaručit, že pro srážkově průměrné roky by vyšly jako „vhodné“ stejné metody. Větší úhrn srážek by nejspíš ovlivnil roční průměrnou teplotu a nižší příchozí radiaci. Tyto změny meteorologických podmínek mohou ovlivnit vypočtené hodnoty denních PET a numericky vypočtených tlakových výšek vody programem HYDRUS.

7 Závěr

Cílem této práce bylo stanovit nejvhodnější metodu výpočtu potenciální evapotranspirace pro zájmové území Trhové Dušníky.

Jedenácti rozdílnými metodami výpočtu potenciální evapotranspirace (PET) byly určeny denní úhrny potenciální evapotranspirace za období 1. 5. – 31. 10. 2015, resp. 2016.

Ze známých hodnot retenční křivky byly se dvěma rozdílnými soubory parametrů nasyceného proudění v porézním prostředí pro jednotlivé metody výpočtu PET provedeny simulace tlakové výšky za období 1. 5 až 31. 10 2016.

Simulovaná data byla statisticky otestována porovnáním s experimentálně zjištěnými průběhy tlakových výšek v půdním profilu ve dvou kontrolních bodech (hloubka profilu 30 cm a 75 cm). Z rozboru grafického průběhu tlakových výšek v porézním půdním prostředí a získaných hodnot statistických součinitelů je zřejmé, že kontrolní bod v hloubce 75 cm půdního profilu byl ovlivněn blízkou hladinou podzemní vody a tedy simulované tlakové výšky nebyly ovlivněny hodnotami potenciální evapotranspirace.

Z porovnání statistických součinitelů vyplývá, že metoda Priestley-Taylor se pro výpočet PET neosvědčila. Tento závěr, vyplývající z výsledků předkládané práce, je v rozporu s výsledky většiny zahraničních studií.

Další použitá metoda Penman-Monteith potvrdila v souladu se závěry většiny zahraničních studií svoji univerzálnost. Nejvhodnějšími metodami pro výpočet potenciální evapotranspirace se zdají být dle výsledků této práce metody Oudin, Turc-Ivanov a Penman-Monteith.

8 Přehled literatury a použitých zdrojů

ALLEN R. G., PEREIRA L. S., RAES D., SMITH M., 1998: FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, FAO, ROME, online: <http://weather.astate.edu/References/fao56.pdf>, cit. 20. 11. 2016

ALLEN R., 2013: How John Monteith's formulation of the Penman-Monteith equation helped to standardize the world of reference evapotranspiration, online: <https://dl.sciencesocieties.org/publications/meetings/download/pdf/2013am/77430>, cit. 10. 2. 2017

ANDERSON M. G. et MCDONNELL J. J., 2005: Encyclopedia of Hydrological Sciences, John Wiley & Sons Ltd, West Sussex, 3243 s.

ANDERSON R. G., LO M.-H., SWENSON S., FAMIGLIETTI J. S., TANG Q., SKAGGS T. H., LIN Y.-H., WU R.-J., 2015: Using satellite-based estimates of evapotranspiration and groundwater changes to determine anthropogenic water fluxes in land surface models, *Geoscientific Model Development* 8, 3021-3031

BARVÍŘ V., 2017: In situ měření půdní vlhkosti na experimentální ploše Trhové Dušníky pomocí přímých a nepřímých metod, dep.: Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí

ČHMÚ, 2015: Vyhodnocení sucha na území České republiky v roce 2015, online: http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/ok/SUCHO/zpravy/Sucho_2015_CHM_U_prosinec.pdf, cit. 15. 3. 2017

DAVIE T., 2008: Fundamentals of hydrology second edition, Routledge 200 s.

DAWSON C. W., ABRAHART R. J., SEE L. M., 2006: HydroTest: A web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrological forecasts, *Environmental Modelling & Software* 22, 1034-1052

DINGMAN S. L., 2015: Physical Hydrology: Third Edition, Waveland Press, Illinois 643 s.

DOHNAL M., DUŠEK J., VOGEL T., HERZA J., TACHECÍ P., 2006: Analysis of Soil Water Response to Grass Transpiration, *Soil & Water Res.*, 1, vol (3), 85-98

DOUGLAS E. M., JACOBS J. M., SUMMER D. M., RAY R. L., 2009: A comparison of models for estimating potential evapotranspiration for Florida land cover types, *Journal of Hydrology* 373, 366-376

- EMPIRICAL EVAPOTRANSPIRATION METHODS, 2017: ETH Zürich, online: <https://es.scribd.com/document/246430257/Empirical-ET-Models> cit: 15. 1. 2017
- FLINT A. L., CHILDS S. W., 1991: Use of the Priestley-Taylor evaporation equation for soil water limited conditions in a small forest clearcut, *Agricultural and Forest Meteorology* 56, 247-260
- HARGREAVES G. H., ALLEN R. G., 2003: History and Evaluation of Hargreaves Evapotranspiration Equation, online: <http://onlinecalc.sdsu.edu/onlinehargreaves.pdf>, cit. 20. 1. 2017
- HATFIELDS J. L., SAUER T. J., PRUEGER J. H.: Radiation Balance in HILLEL D., HATFIELD J. L., 2004: *Encyclopedia of soils in the environment* vol.3., Elsevier/Academic Press, 355-359
- HERZA J., 2005: Estimation of evapotranspiration in the mountain catchment, Jizera mountains, Czech Republic, Cranfield University at Silsoe
- HILLEL D., 2004: *Introduction to Environmental Soil Physics*, Elsevier Academic Press, 511 s.
- JENSEN M. E., HAISE H. R., 1963: Estimation of Evapotranspiration from Solar Radiation, *Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE*, vol. 89, 15-41
- KLASIFIKACE.PEDOLOGIE.CZ, 2017: Elektronický taxonomický klasifikační systém půd ČR, online: http://klasifikace.pedologie.cz/index.php?action=showPudniTyp&id_categoryNode=159 cit. 10. 2. 2017
- KOHUT M., ROŽNOVSKÝ J., KNOZOVÁ G., 2014: Comparison of actual evaporation from water surface measured by GGI - 3000 evaporimeter with values calculated by the Penman equation, *Geophysics and Geodesy* 44/3, 231-240
- KURÁŽ M., 2014: *Hydrodynamika porézního prostředí*, Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, 168 s.
- LI S., KANG S., ZHANG L., ZHANG J., DU T., TONG L., DING R., 2016: Evaluation of six potential evapotranspiration models for estimating crop potential and actual evapotranspiration in arid regions, *Journal of Hydrology* 543, 450-461

- LU J., SUN G., MCNULTY S. G., AMATYA D. M., 2005: A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the southeastern United States, *Journal of American Water Resources Association*. 41(3): 621-633
- MONTEITH J. L., 1965: *Evaporation and Environment*, Symp. Soc. Exp. Biol. 19, 205-234
- NOVÁK V., 1995: *Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania*, Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 260 s.
- PC-PROGRESS, 2017: *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media*, online: http://www.pc-progress.com/Downloads/Pgm_Hydrus1D/HYDRUS1D-4.15.pdf, cit. 20. 2. 2017
- PORTAL.CHMI.CZ, 2017: *Meteorologické stanice ČHMÚ*, http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/OS/stanice/ShowStations_CZ.html, citováno: 10. 3. 2017
- PRISERLEY C. H. B., TAYLOR R. J., 1972: On the Assessment of surface heat flux and evaporation using Large-Scale parameters, *Monthly Weather Review*, vol. 100 No. 2., 81-91
- RODGERS J. L., NICEWANDER W. A., 1988: Thirteen Ways to Look at the Correlation Coefficient, *The American Statistician* 42, 59-66
- ROSENBERRY D. O., WINTER T. C., BUSO D. C., LIKENS G. E., 2007: Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA, *Journal of Hydrology* 340, 149-166
- ROŽNOVSKÝ J., LITSCHMANN T., 2005: Srovnání Výpočetních Metod Potenciální Evapotranspirace, *Seminář Evaporace a evapotranspirace 23. března 2005*, Brno, 47-58
- SAMANI Z., 1985: *Estimatin solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data (Hargreaves-Samani equation)*, online: http://www.zohrabsamani.com/research_material/files/Hargreaves-samani.pdf, cit. 10. 10. 2016
- SCI MUNI, 2017a: *Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta, Brno*, online: http://www.sci.muni.cz/~fyzrost/osmoticky_potencial.htm, cit. 20. 1. 2017

- SCI MUNI, 2007b: Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta, Brno, online: http://www.sci.muni.cz/~anatomy/vascular_bundles/html/intro.htm, cit. 20. 1. 2017
- SHAW E. M. BEVEN K. J., CHAPPELL N. A., LAMB R., 2011: Hydrology in Practice, Fourth Edition, Spon Press, 546 s.
- SCHNEIDER K., KETZER B., BREUER K. B., BERNHOFER C., FREDE H.-G., 2007: Evaluation of evapotranspiration methods for model validation in a semi-arid watershed in northern China, *Advances in Geosciences* 11, 37-42
- SCHRÖDER H., 1985: Verdunstung - Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden, Springer - Verlag Berlin - Heidelberg, 194 s.
- SINGH V. P., XU C. -Y., 1997: Evaluation and Generalization of 13 Mass-Transfer Equations for Determining Free Water Evaporation, *Hydrological Processes* 11, 311-323
- SISPO, 2017: Svaz pro integrované systémy pěstování ovoce Holovousy, online: <http://www.ovocnarska-unie.cz/sispo/klimreg/mapa.jpg>, cit. 2. 1. 2017
- SLINEY D. H., WANGEMANN R. T., FRANKS J. K., WOLBARSH M. L., 1976: Visual sensitivity of the eye to infrared laser radiation, *J. Opt. Soc. Am.* 66, 339-341
- TOKUNAGA T. K.: Tensiometry in HILLEL D., HATFIELD J. L., 2004: *Encyclopedia of soils in the environment vol. 4.*, Elsevier/Academic Press, 131-135
- TOLASZ R., 2007: Atlas podnebí Česka, Český hydrometeorologický ústav, Praha
- VAN ZYL W. H., DE JAGER J. M., MAREE C. J., 1989: Correction factors for evaporimeter coefficients used for scheduling irrigation of wheat, online: http://www.wrc.org.za/Lists/Knowledge%20Hub%20Items/Attachments/7227/151-1-89_EXECUTIVE%20SUMMARY.pdf, cit. 10. 3. 2017
- VFU, 2017: Veterinární a Farmaceutická univerzita Brno, online: <http://cit.vfu.cz/statpotr/potr/teorie/predn1/variabil.htm>, cit. 30. 1. 2017
- XU C.-Z., SINGH V. P., 2000: Evaluation and generalization of radiation-based methods for calculating evaporation, *Hydrological Processes* 14, 339-349
- XU C.-Z., SINGH V. P., 2001: Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation, *Hydrological Processes* 15, 305-319

URL 1: https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pedf/ps14/fyz_geogr/web/pics/obr03-02.png

URL 2: <https://www.researchgate.net/file.PostFileLoader.html?id=58b6feb8f7b67e3dc71ca3c1&assetKey=AS%3A467146313605122%401488387768864>

URL 3: <http://www.ekotechnika.cz/lyzimetry>

URL 4: <http://geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec/>

URL 5: <https://home.czu.cz/simekp/trhove-dusniky-5/16/>

URL 6: <http://www.ekotechnika.cz/tenziometr-t4-tenziometr-t4e-s-moznosti-doplnovani-vody?kat=tenziometry>

URL 7: https://www.pc-progress.com/Images/Pgm_Hydrus1D/Modflow/Picture2.JPG