

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ A
ENVIRONMENTÁLNÍHO MODELOVÁNÍ



BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Využití dálkového průzkumu Země pro odhad evapotranspirace

Vedoucí práce: doc. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Bakalant: Kateřina Bernardová

2019

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Kateřina Bernardová

Územní technická a správní služba

Název práce

Využití dálkového průzkumu Země pro odhad evapotranspirace

Název anglicky

Remote sensing estimates of evapotranspiration

Cíle práce

Zhodnocení možností odhadů evapotranspirace a výparu z vodní hladiny pomocí dálkového průzkumu Země

Metodika

Literární rešerše zaměřená na:

- evapotranspirace jako součást hydrologické bilance
- standardní metody odhadu evapotranspirace
- odhady výparu z vodních nádrží
- metody odhadu evapotranspirace s využitím DPZ
- v současnosti dostupná data DPZ využitelná pro odhad evapotranspirace

Praktická část:

- získání odhadů evapotranspirace pro vybrané území
- provedení základního vyhodnocení

Doporučený rozsah práce

40 s

Klíčová slova

evapotranspirace, výpar, dálkový průzkum Země

Doporučené zdroje informací

- Bastiaanssen, W. G. M., Noordman, E. J. M., Pelgrum, H., Davids, G., Thoreson, B. P., & Allen, R. G. (2005). SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 131(1), 85-93.
- Jiang, L., & Islam, S. (2001). Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. *Water resources research*, 37(2), 329-340.
- Kalma, J. D., McVicar, T. R., & McCabe, M. F. (2008). Estimating land surface evaporation: A review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surveys in Geophysics*, 29(4-5), 421-469.

Předběžný termín obhajoby

2018/19 LS – FŽP

Vedoucí práce

doc. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 3. 3. 2019

doc. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 4. 3. 2019

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 31. 03. 2019

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracovala samostatně, pod vedením doc. Ing. Martina Hanela, Ph.D., a že jsem uvedla všechny literární prameny, ze kterých jsem čerpala.

V Praze 10. dubna 2019

.....

Kateřina Bernardová

Poděkování

Děkuji vedoucímu bakalářské práce doc. Ing. Martinu Hanelovi, Ph.D za cenné rady, připomínky a trpělivost při vedení práce, dále za poskytnutí cenných informací pro zpracování práce a za čas věnovaný konzultacím. Také bych chtěla poděkovat své rodině a příteli za velkou podporu.

V Praze 10. dubna 2019

.....

ABSTRAKT

Tato bakalářská práce je zaměřena na popis možností využití dat pořízených dálkovým průzkumem Země pro odhad evapotranspirace. Literární rešerše stručně definuje pojmy evapotranspirace a dálkový průzkum Země, charakterizuje metody odhadu evapotranspirace a v současnosti dostupná data dálkového snímání využitelná k jejich zpracování. Na zájmovém území povodí Karlova Luhu a Brejlského potoka byla provedena analýza družicových teplotních dat z přístroje ATOVS (*Advanced Television and Infrared Observation Satellite Operational Vertical Sounder*), která byla porovnána s teplotními daty naměřenými klimatologickými stanicemi v ČR. Výsledky analýzy slouží k objasnění možné využitelnosti teploty získané pomocí dálkového průzkumu Země pro spolehlivý odhad evapotranspirace.

Klíčová slova: evapotranspirace, výpar, dálkový průzkum Země

ABSTRACT

This bachelor's thesis is focused on the description of possible utilization of remote sensed data for estimating evapotranspiration. The literature review briefly defines the concepts of evapotranspiration and remote sensing and characterizes methods of evapotranspiration estimation and currently available remote sensed data that can be used for this estimation. Satellite temperature data analysis on the catchment area of Karlův Luh and Brejlský potok was conducted from ATOVS (*Advanced Television and Infrared Observation Satellite Operational Vertical Sounder*), which was compared with the temperature data measured by climatological stations in the Czech Republic. Results of the analysis are used to clarify possible utilization of remote sensed temperature for reliable estimation of evapotranspiration.

Keywords: evapotranspiration, water vapour, remote sensing

Obsah

1.	Úvod.....	9
2.	Cíle práce	10
3.	Literární rešerše	11
3.1	Dálkový průzkum Země	11
3.2	Druhy DPZ	13
3.2.1	Dle zdroje elektromagnetického záření	13
3.2.2	Dle druhu pořízených dat.....	14
3.3	Využití DPZ v hydrologii.....	15
3.4	Hydrologická bilance povodí.....	16
3.5	Evapotranspirace.....	17
3.6	Metody odhadu výparu z vodních nádrží	19
3.6.1	Přímé metody	19
3.6.2	Nepřímé metody	21
3.7	Metody odhadu evapotranspirace	23
3.7.1	Přímé metody	24
3.7.2	Nepřímé metody	25
3.8	Metody odhadu evapotranspirace s využitím DPZ	29
3.8.1	Modely založené na energetické bilanci povrchu	31
3.9	V současnosti dostupná data DPZ využitelná pro odhad ET.....	35
3.9.1	Landsat 8.....	35
3.9.2	MODIS (<i>Moderate Resolution Imaging Spectrodiameter</i>).....	36
3.9.3	GLDAS (<i>Global Land Data Assimilation System</i>).....	36
3.9.4	ATOVS (<i>Advanced Television and Infrared Observation Satellite Operational Vertical Sounder</i>)	37
4.	Metodika	38
4.1	Zájmové území.....	38

4.2	Data	39
4.3	Zpracování dat	39
5.	Výsledky	44
5.1	Vztah teploty získané pomocí DPZ a teploty naměřené	44
5.2	Analýza vztahu $tempC$ a T pomocí vybraných vzorců pro výpočet ET 45	
5.2.1	Duben.....	48
5.2.2	Květen.....	49
5.2.3	Červen.....	50
5.2.4	Červenec	51
5.2.5	Srpen.....	52
5.2.6	Září.....	53
5.2.7	Říjen.....	54
6.	Diskuze	55
7.	Závěr	56
8.	Přehled literatury a použitých zdrojů.....	57
	Seznam obrázků	63
	Seznam tabulek	64
	Seznam příloh.....	65
	Přílohy.....	65

1. Úvod

Poslední roky sužují Českou republiku intenzivní sucha. Obecně sucho začíná nedostatkem množství srážek, deficit srážkových úhrnů vede k poklesu půdní vlhkosti, k poklesu dotace do zásob podzemní vody, ke snížení povrchového a podpovrchového odtoku a následně ke snížení velikosti průtoků ve vodních tocích (MZe, 2018). Sucho zpravidla doprovází intenzivní výpar. Ztráta vody z území je proto vysoká, a tak se kromě zemědělského sucha prohlubuje i sucho hydrologické, tedy v síti vodních toků (Michálková, 2018). Přesné a spolehlivé údaje o výparu jsou proto pro monitoring sucha klíčovými údaji mimo jiné, i jakožto vstupy mnoha hydrologických modelů.

Dálkový průzkum Země představuje slibnou metodu odhadu evapotranspirace zejména díky možnosti pokrytí rozsáhlých území v pravidelných dlouhodobých časových intervalech za vynaložení menších nákladů uživateli dat, než při konvenčních metodách měření. V současné době však není potenciál takto pořízených dat plně využit. Vzhledem k stále se zvyšujícím výskytům epizod sucha jsou proto spolehlivá data využitelná pro odhad evapotranspirace velice žádoucí.

Z důvodu zvyšujících se nároků na přesnost a nepřetržité pořizování dat je tato práce věnována praktické analýze využitelnosti družicově získané teploty pro odhad evapotranspirace a její srovnání s teplotami naměřenými na území ČR. Rešeršní část dále uvádí problematiku dálkového průzkumu Země a různých metod odhadu evapotranspirace jak za použití dálkového snímání, tak i pomocí konvenčních metod.

2. Cíle práce

Tato práce je ve své první části zaměřena na popis dosud známých metod odhadu evapotranspirace pomocí dálkového průzkumu Země a v současnosti dostupných družicových dat využitelných k jejich provedení. Navazuje praktická část, která analyzuje využití konkrétního datasetu družicově získaných teplot na zájmovém území Karlův Luh a Brejlský potok.

Smyslem práce je objasnit potenciál těchto dat pro využití v odhadech evapotranspirace, prostřednictvím výsledků vybraných metod pro výpočet evapotranspirace, využívajících teplotu z datasetu CM SAF ATOVS a teplotu naměřenou klimatologickými stanicemi na území ČR. Výsledné hodnoty jsou prezentovány v podobě grafů a tabulek s velikostmi naměřených odchylek.

3. Literární rešerše

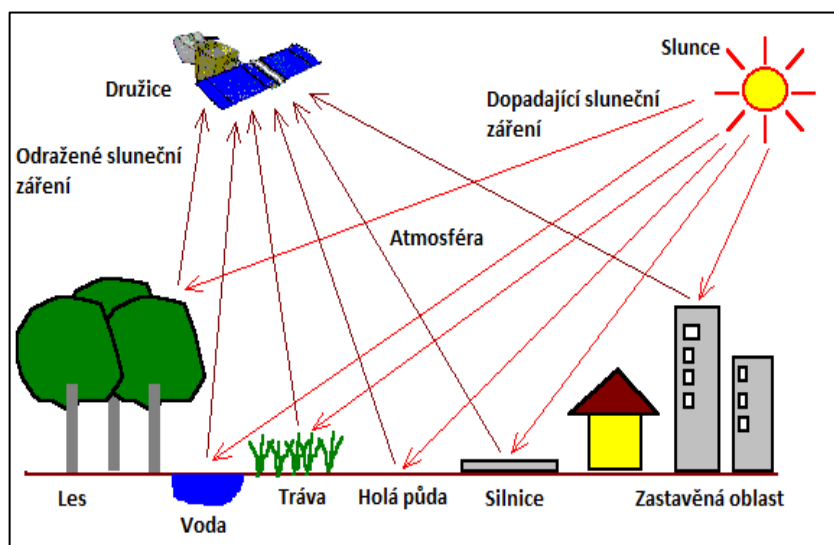
3.1 Dálkový průzkum Země

Dálkový průzkum Země (DPZ) je metoda získávání informací o objektech bezkontaktním způsobem. Tato metoda je založena na měření množství elektromagnetického záření odraženého nebo vyzařovaného zemským povrchem. Řadí se k tzv. geoinformačním technologiím, které sbírají data o zemském povrchu. Zpracovaná data jsou pak využívána v celé řadě oborů, jakými jsou zemědělství, geodézie, astronomie, archeologie nebo hydrologie (Halounová a Pavelka, 2005).

Prvním zaznamenaným počinem DPZ byla fotografie z roku 1858 pořízená kamerou upevněnou na balónu. Dále následovala celá řada pokusů o snímkování zaměřených zejména na vojenské účely (Dornič, 1992).

Využití letadel jako nosičů se datuje od roku 1908, kdy byly W. Wrightem pořízeny první letecké snímky francouzského LeMans. Následoval velký rozvoj dálkového snímání v období obou světových válek (Halounová a Pavelka, 2005).

Dalším krokem ve vývoji DPZ bylo využívání snímků pořízených raketami vybavenými fotografickými komorami a následně využívání meteorologických družic, z nichž první byla TIROS 1 (Dornič, 1992). Přelomem bylo vypuštění družice Landsat v roce 1972, která se jako první zaměřila na poskytování dat dálkového průzkumu Země (Halounová a Pavelka, 2005).

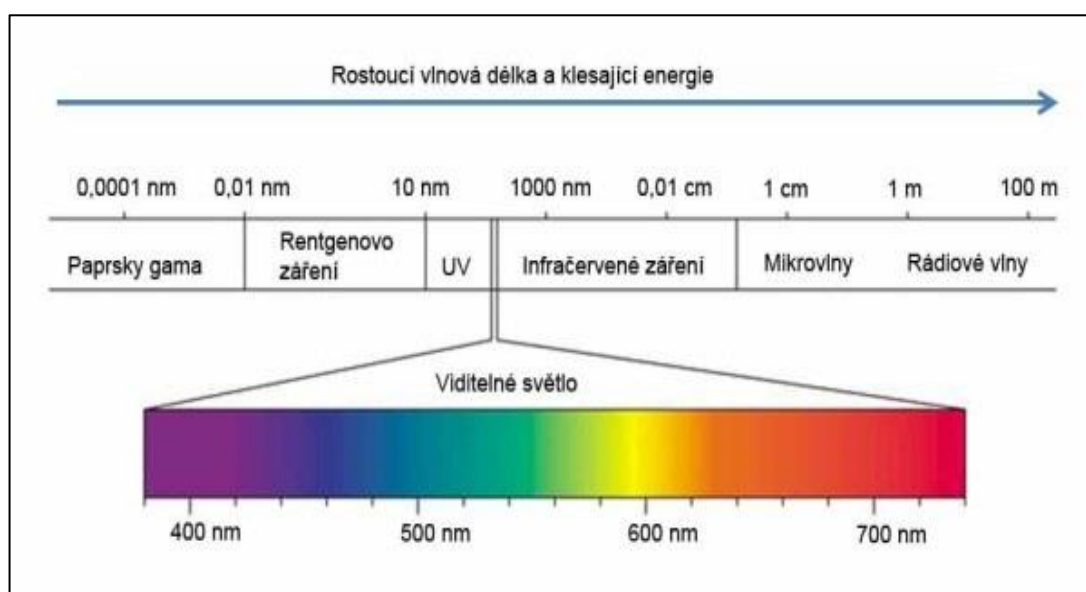


Obr. 1 Princip fungování DPZ
(<http://maps.unomaha.edu/Peterson/gis/notes/RS2.htm> (upraveno))

Elektromagnetické záření

Metody DPZ využívají elektromagnetického záření, které vzniká při zrychleném nebo zpomaleném pohybu nabitých částic, tok záření je přitom přímo úměrný druhé mocnině zrychlení. Záření má spojité spektrum s rozsahem téměř dvacet řádů, které je rozděleno do několika druhů elektromagnetického záření podle vlnové délky nebo frekvence. V DPZ se využívají zejména vlnové délky UV, viditelného, infračerveného a mikrovlnného záření.

Mezi viditelné záření patří vlnové délky mezi 0,38 μm až 0,72 μm , na něž je lidské oko citlivé. Infračervené záření je rozděleno na tři pásma, jejichž označení odpovídá blízkosti k viditelnému záření z hlediska vlnové délky. Jedná se o blízké infračervené záření s vlnovým rozsahem od 0,72 μm do 1,3 μm , střední infračervené záření s rozsahem od 1,3 μm do 4 μm a daleké infračervené záření od 4 μm do 15 μm . (Kolář, 1990)



Obr. 2 Oblasti spektra elektromagnetického záření
(<https://labguide.cz/fluorochromy/elektromagneticke-spektrum/>)

3.2 Druhy DPZ

DPZ lze dělit podle zdroje elektromagnetického záření na aktivní a pasivní metody, nebo podle druhu pořízených dat na metody konvenční a nekonvenční.

3.2.1 Dle zdroje elektromagnetického záření

Princip DPZ spočívá v měření elektromagnetické energie, která může mít několik různých forem. Nejdůležitějším zdrojem elektromagnetické energie na povrchu Země je Slunce (Janssen a Bakker, 2001).

DPZ operuje v několika částech elektromagnetického spektra. Delší vlnové délky, které využívá, se nachází v tepelné infračervené a mikrovlnné části spektra. Tepelné pásmo poskytuje informace o povrchové teplotě, kdežto mikrovlnné pásmo může poskytnout informace o některých vlastnostech povrchu jako je například drsnost nebo obsah vody (Janssen a Bakker, 2001).

Rozlišujeme dvě metody měření energie podle zdroje elektromagnetického záření – aktivní a pasivní (Halounová a Pavelka, 2005).

Aktivní metody (radary, lidary) mají v rámci měřicího zařízení i vlastní zdroj záření. Měření těmito metodami je více kontrolovatelné, jelikož nezávisí na často se měnících světelných podmínkách (Janssen a Bakker, 2001).

- **Radary** (*Radio Detection and Ranging*) jsou aktivní mikrovlnné senzory, které jsou vybaveny vlastním zdrojem mikrovlnného záření. Principem radaru je určování objektů a jejich umístění pomocí radiových vln, které jsou vysílány v pulzech za časovou periodu 10^{-6} s (Halounová a Pavelka, 2005).
Hlavní předností radarových systémů je jejich nezávislost na vnějších okolnostech, zejména povětrnostních. Uplatňují se nejvíce tam, kde jiné metody selhávají, tedy v podmínkách s vysokou oblačností nebo hustou vrstvou vegetace (Dornič, 1992).
- **Lidar** (*Light Detection and Ranging*) je aktivní metoda DPZ, která využívá elektromagnetické energie v optickém spektru k detekci objektu, určení jeho fyzikálních vlastností a vzdálenosti od senzoru (Diaz et al., 2017).

Pasivní metody využívají jako zdroj elektromagnetického záření Slunce i Zemi. Tato skupina senzorů pokrývá elektromagnetické spektrum od 1 pikometru (gamma záření) až po více než 1 metr (mikro a radiové záření). Nejstarším a zároveň i nejběžnějším typem pasivního senzoru je fotoaparát (Janssen a Bakker, 2001).

- **Radiometry** jsou přístroje využívané k detekci elektromagnetického záření velmi dlouhých vlnových délek, které je emitováno povrchem půdy. Výsledná data jsou pak používána pro mapování půdy a odhady půdní vlhkosti (Janssen a Bakker, 2001).
- **Multispektrální skener** je přístroj, který měří především odražené sluneční záření v optickém pásmu. Skener systematicky prohlíží povrch Země v několika vlnových délkách současně a přitom měří záření odražené od pozorovaného objektu. Důvodem měření několika vlnových délek najednou jsou specifické charakteristiky zemského povrchu pro jednotlivá pásma. Příkladem je charakteristika odrazu modrého světla, které udává informace o minerálním složení půdy nebo charakteristika odrazu infračerveného světla, které popisuje typ a stav vegetace (Janssen a Bakker, 2001).
- **Termální skenery** měří tepelná data v rozmezí 10 – 14 μm . Vlnové délky v tomto rozmezí jsou přímo spojené s teplotou daného objektu. Informace o teplotě zemského povrchu a hladiny moře jsou velmi užitečné pro meteorologické předpovědi. Z těchto důvodů je většina systémů DPZ určených k meteorologickým účelům vybavena termálními skenery. Jiné aplikace termálních skenerů mohou být např. při studiu dopadu sucha na zemědělské plodiny nebo při odhalování vzplanutí uhelného prachu (Janssen a Bakker, 2001).

3.2.2 Dle druhu pořízených dat

Podle způsobu zaznamenávání dat můžeme DPZ rozdělit na konvenční a nekonvenční metody pořizování dat.

Konvenční metoda využívá fotografické snímky, přičemž obraz vzniká v jediném okamžiku. Fotografie jsou pořizovány z leteckých i družicových přístrojů, avšak jejich nevýhodou je malý rozsah vlnových délek, ve kterých jsou data pořizována (Halounová a Pavelka, 2005).

Nekonvenční metody vytvářejí snímky tzv. řádkováním, kdy je záznam odraženého záření pořizován postupně pomocí rozkladových zařízení – skenerů. Takto pořízená data jsou v digitální podobě a tvoří většinu obrazových dat, která se v dnešní době zpracovávají (Halounová a Pavelka, 2005).

3.3 Využití DPZ v hydrologii

Jakmile se ukázala široká využitelnost a užitečnost dat dálkového průzkumu Země v různých vědních oborech, zvýšily se také snahy o získávání detailnějších informací ze snímacích přístrojů. Tato nová forma informací byla impulsem pro rozsáhlé změny a úpravy v hydrologických modelech, které posléze mohly tyto informace efektivněji využívat (Pietroniro a Prowse, 2002).

Ve většině případů jsou data DPZ využívána k posouzení hydrologického stavu povodí určením několika různých hydrologických proměnných. Pro popis způsobu využití DPZ v hydrologii jsou běžně užívány tři metody:

- Vyhodnocení snadno identifikovatelných povrchových charakteristik jako je sněhová pokrývka, povrchová voda nebo vrstva sedimentu.
- Podrobnější interpretace a klasifikace dat DPZ k odvození specifických geologických vlastností nebo různých typů půdního krytu.
- Využití digitálních dat k odhadu hydrologických stavových proměnných např. půdní vlhkosti.

DPZ se projevil jako obzvlášť cenný nástroj pro získávání údajů o sněhové pokrývce, které mohou být využity např. při předpovědích odtoku tajícího sněhu nebo v různých klimatických studiích. Pokrývku sněhu lze snadno identifikovat a zmapovat pomocí viditelných pásem družicových snímků a takovéto mapování sněhové pokrývky se stalo klíčovým v několika oblastech světa (Pietroniro a Prowse, 2002).

Detekce půdní vlhkosti pomocí DPZ je další podstatnou vědeckou výzvou, která se těší velké pozornosti díky svému významu v zemědělství a povodňových předpovědích. Informace o půdní vlhkosti je potřebné získávat v relativně vysokých

časových a prostorových rozlišeních, a tudíž je jejich získávání konvenčními in-situ metodami nepraktické a nákladné (Pietroniro a Prowse, 2002).

3.4 Hydrologická bilance povodí

Podle vyhlášky č. 431/2001 Sb. představuje hydrologická bilance porovnání přírůstků a úbytků vody se změnami vodních zásob v povodí nebo na určitém území za daný časový interval. Přírůstky jsou atmosférické srážky a přítoky vody z jiných povodí, úbytky jsou zejména územní výpar a odtok vody z povodí. Vztah bilančních prvků je dán rovnicí:

$$H_s = H_o + H_v \pm R \quad (1)$$

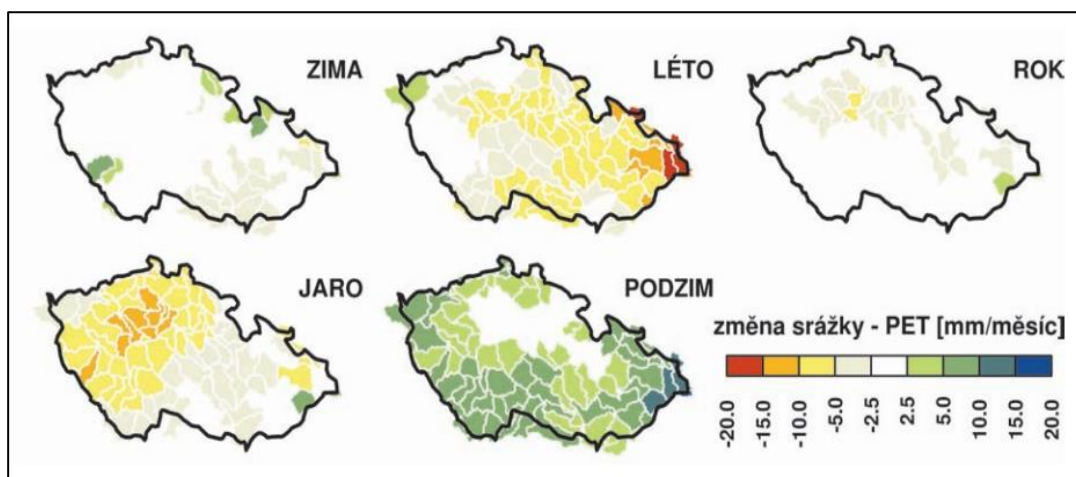
kde H_s představuje výšku srážek spadlých na povodí, H_o je odtok uzávěrovým profilem povodí, H_v je výška výparu a R je změna v zásobách vody.

Hydrologickou bilanci každoročně sestavuje Český hydrometeorologický ústav a výstupy jsou pak využívány jako podklady pro sestavení vodohospodářské bilance. Těmito výstupy jsou údaje o atmosférických srážkách, celkovém odtoku, základním odtoku, zásobách vody ve sněhové pokrývce, přirozených průtocích vody ve vodních tocích a změnách zásob podzemní vody.

Zhruba od devadesátých let dvacátého století je hydrologická bilance v ČR ovlivněna změnou klimatu, zejména rostoucí teplotou. Teplota je faktorem, který má zásadní vliv na hydrologickou bilanci, především z toho důvodu, že s rostoucí teplotou roste i potenciální evapotranspirace a územní výpar. Následně dochází k rychlejšímu úbytku vody z povodí. K nejvýraznějšímu růstu evapotranspirace (více než 20 %) dochází v zimě, což je způsobeno větším počtem dní s kladnými teplotami vzduchu (Hanel, Kašpárek a Mrkvičková, 2011).

Z Obr. 3 je patrné, že na velké části našeho území dochází v roční bilanci k účinné kompenzaci růstu potenciální evapotranspirace zvýšenými srážkami. Ve střední části České republiky jsou však povodí, na která se toto nevztahuje, což

v důsledku vede k dlouhodobě pasivní hydrologické bilanci. Již v současnosti lze v těchto povodích pozorovat negativní dopady změny klimatu v podobě nedostatku vodních zdrojů (Hanel, Kašpárek a Mrkvičková, 2011). Příkladem mohou být povodí Rakovnického potoka nebo také Karlova Luhu a Brejlského potoka, kterými se tato bakalářská práce ve své metodice podrobněji věnuje.



Obr. 3 Změny rozdílu srážek a potenciální evapotranspirace mezi obdobími 1961 - 1980 a 1981 - 2005 (Hanel, Kašpárek a Mrkvičková, 2011)

3.5 Evapotranspirace

Evapotranspirace (ET) je souhrnný název pro výpar z půdy a vodních ploch, transpiraci rostlin a výpar povrchově zadržené vody intercepce na rostlinách (Hrádek a Kuřík, 2008).

V globálním měřítku představuje průměrná ET z půdního povrchu asi 60 % srážek. Je proto nezbytné mít spolehlivé údaje o hodnotách ET pro věrohodné předpovědi přírodních katastrof jako jsou záplavy a sucha, pro předpovědi počasí a také pro modelování klimatických změn. Nicméně ET z půdního povrchu, ač stejně významná v hydrologickém modelování jako srážky a odtok, je jednou z nejméně porozuměných složek hydrologického cyklu (Li et al., 2009).

Existují tři druhy evapotranspirace:

- Aktuální ET je evapotranspirace za omezeného přítoku vody k výparnému povrchu (Kutílek, Kuráž a Císlerová, 2004).
- Potenciální ET je hodnota evapotranspirace nízké vegetace jednotné výšky, zcela zakrývající povrch země za neomezeného přítoku k výparnému povrchu.
- Referenční ET_0 je evapotranspirace konkrétního referenčního porostu, dostatečně zásobeného půdní vodou, takže intenzita evapotranspirace není limitována obsahem vody v půdě (Matejka a Hortalová, 2005).

Evaporace a transpirace

Evaporace je ztráta vody z vodní plochy do atmosféry. Nastává tehdy, je-li počet molekul rozpadajících se na hladině vody a unikajících do vzduchu v podobě páry větší, než počet molekul, které se vrací zpět na vodní hladinu v kapalném skupenství (Kumar, Rasul a Kumar, 2013).

Nejdůležitějšími faktory ovlivňujícími evaporaci jsou sluneční záření, teplota, relativní vlhkost, atmosférický tlak a rychlost větru. Velké množství vody se každoročně ztrácí výparem z nádrží a jiných vodních ploch, což značně ovlivňuje hydrologický cyklus. V oblastech s nízkými srážkami představuje ztráta evaporací významnou část hydrologické bilance. Z tohoto důvodu je přesné určení ztrát vody výparem důležité zejména při monitoringu vodních zdrojů v zemědělském i regionálním měřítku (Kumar, Rasul a Kumar, 2013).

Transpirace představuje ztrátu vody výparem z rostlin. Je ovlivněna fyziologickými procesy v rostlinách, které mají vliv na transport vody kořenovými buňkami a fyzikálně chemickými procesy mimo rostliny, jež představují přítok vody ke kořenům rostlin a difúzi vodní páry do atmosféry. (Hrádek a Kuřík, 2008). Více než 95 % vody však pouze protéká rostlinou a odpařuje se z nadzemních částí rostlin (Kutílek, Kuráž a Císlerová, 2004).

3.6 Metody odhadu výparu z vodních nádrží

Znalost hodnoty výparu z vodních ploch jako jsou nádrže je nezbytná pro přesný popis hydrologického režimu (Tanny et al., 2008).

Výpar z vodních nádrží ovlivňují zejména klimatičtí činitelé, tvar a velikost plochy hladiny a vlastnosti vody (Hrádek a Kuřík, 2008). Nejdůležitějšími činiteli jsou rozdíl v napětí par, teplota vzduchu, atmosférický tlak a kvalita vody. Nad zakřivenými vodními plochami je výpar menší než u ploch rovinných, což je způsobeno menším napětím par nad zakřivenými plochami. Výpar z volné hladiny je také ovlivňován fyzikálními vlastnostmi vypařující se vody. V závislosti na obsahu soli je výpar z mořské vody menší než výpar z vody sladké. Za jinak stejných podmínek se může výpar z mořské vody lišit až o 2 % až 3 % od vody říční (Pokorná a Zábranská, 2008). Hodnoty výparu můžeme určit metodami přímými (měření výparoměry) nebo nepřímými (početními odhady) (Hrádek a Kuřík, 2008).

3.6.1 Přímé metody

Měření výparu z vodních nádrží se provádí přístroji zvanými výparoměry, které mohou být umístěny na meteorologických stanicích nebo na vodní hladině jako plovoucí výparoměrné stanice. Výsledkem měření výparoměru je výparnost, kterou je však nutné ještě vynásobit převodním koeficientem, aby bylo možno ji považovat za hodnotu výparu (Hrádek a Kuřík, 2008). Převodní koeficient lze získat porovnáním údajů ze standardních přístrojů a z výparoměrného bazénu. Bylo zjištěno, že u výparoměrů s průměrem 3.5 m a více se již hodnota převodního koeficientu prakticky rovná 1, pak už se výparnost velmi blíží výparu (Pokorná a Zábranská, 2008).

Wildův výparoměr

Tento výparoměr se umísťuje v meteorologické budce. Jeho výparoměrná miska je kovová a má plochu 250 cm². Princip fungování tohoto přístroje je založen na váhově zjištěném úbytku vody v misce naplněné vodou (Hrádek a Kuřík, 2008). Na základním sloupku pohybujícím se ve svislé poloze nahoru a dolů je upevněna kovová miska, do které se nalévá 480 cm³ destilované vody 15 mm pod okraj. Pohyb sloupku je poté přenášen ramenem na ručičku se závažím. Měření se provádí každý

den v 7 hodin ráno a voda se dolévá denně, aby byla udržena stejná úroveň s okrajem misky (Pokorná a Zábranská, 2008).

Rónův výparoměr

Rónův výparoměr je typ tzv. pánvového výparoměru „Class A Pan“ využívaného zejména v USA. Jeho plocha činí 2000 cm² a spolu se srážkoměrem se umísťuje ve výparoměrných stanicích. Hodnota výparnosti se zjišťuje měřením výšky hladiny v nádobě, od které je odečítána výška srážek naměřených srážkoměrem (Hrádek a Kuřík, 2008).

Standardní (Šermerův) výparoměr

Je nahrazením Rónova výparoměru a vylepšenou modifikací ruského typu výparoměru GGI – 3000. Výparoměrná plocha činí 3000 cm² a výška nádoby, v níž se nachází měřící zařízení, které zjišťuje přesnou plochu hladiny, je 60 cm. (Hrádek a Kuřík, 2008).

Plovoucí výparoměrné stanice

Plovoucí stanice jsou umístěny na vodních plochách větších nádrží. Na plovoucí konstrukci jsou připevněny výparoměry s různou velikostí, meteorologické budky a srážkoměr (Hrádek a Kuřík, 2008). Konstrukce má trojúhelníkový tvar a je upevněna na laně v jednom vrcholu, čímž se omezuje její kolíbání vlivem větru a vln. Výparoměr je ponořen do vody, přičemž okraj nádoby vyčnívá pouze 5 cm nad hladinou. Hladina v nádobě i v nádrži je tedy ve stejné úrovni. Nedostatkem tohoto přístroje je však vylévání a vnikání vody do výparoměru při větších vlnách, což může mít za důsledek zvyšování hodnoty výparu (Pokorná a Zábranská, 2008).

Výparoměrný bazén

Toto zařízení se využívá především pro výzkumné účely a srovnávací měření, z nichž se odvozují převodní koeficienty pro menší výparoměry. Hodnota výparnosti, která se zde naměří, odpovídá hodnotě skutečného výparu, přičemž převodní koeficient se uvažuje rovný 1. Plocha výparoměrného bazénu je zpravidla 20 m² a hloubka činí 100 až 140 cm. Na našem území se můžeme s výparoměrným bazénem setkat např. ve stanici Hlasivo nebo v Praze-Podbabě (Hrádek a Kuřík, 2008).



Obr. 4 Výparoměrný bazén Praha-Podbaba (archiv autora)

3.6.2 Nepřímé metody

Hodnoty evaporace lze zjistit také nepřímými početními metodami, které lze rozdělit do čtyř skupin na metody založené na hydrologické bilanci, energetické bilanci, empirických vztazích vyjadřujících závislost na meteorologických prvcích, a na metody založené na transportu hmoty (Hrádek a Kuřík, 2008).

Hydrologická bilance

Hydrologická (vodní) bilance je jednoduchá metoda pro výpočet měsíčního, sezónního nebo ročního výparu. Rovnice hydrologické bilance je formulována následovně:

$$Vstupy = Výstupy + Změna\ v\ zásobách \quad (2)$$

Vstupy rovnice zahrnují především srážky a přítok povrchové i podzemní vody, výstupy rovnice pak sestávají z výparu z vodní hladiny a odtoku povrchové i podzemní vody (Jensen, 2010).

Energetická bilance

Metoda energetické bilance aplikovaná na vodní útvary je založena na principech zachování energie. Stejně jako při použití metody hydrologické bilance je i zde evaporace počítána jako zbytková složka (Jensen, 2010). Vychází se z předpokladu, že se může vypařit pouze tolik vody, na kolik stačí přísun energie zmenšený o ztráty (Hrádek a Kuřík, 2008).

Tento postup měření výparu z vodních nádrží je ze všech standardních metod nejvíce náročný na vstupní data, avšak disponuje širokou škálou využitelnosti pro různé vodní útvary v minutových až ročních časových intervalech. Rovnice energetické bilance může být vyjádřena jako:

$$Q_t = R_n - \frac{\lambda \rho_w E}{1000} - H + Q_v - Q_w \quad (3)$$

kde Q_t představuje změnu energie ve vodním útvaru v $\text{MJ.m}^{-2}.\text{t}^{-1}$, R_n je čistá radiace v $\text{MJ.m}^{-2}.\text{t}^{-1}$, $\lambda \rho_w E / 1000$ je energie využitá odpařováním v $\text{MJ.m}^{-2}.\text{t}^{-1}$, ρ_w je hustota kapalně vody v kg.m^{-3} , λ je latentní teplo výparu v MJ.kg^{-1} , E je hodnota evaporace v mm.t^{-1} , H je energie šířená konvekcí z vodního útvaru jako turbulentní tok tepla v $\text{MJ.m}^{-2}.\text{t}^{-1}$, Q_v je čistá energie přiváděná povrchovým přítokem nebo přítokem podzemní vody do vodního útvaru v $\text{MJ.m}^{-2}.\text{t}^{-1}$ a Q_w je energie přenášená odpařenou vodou v $\text{MJ.m}^{-2}.\text{t}^{-1}$ (Jensen, 2010).

Empirické vztahy vyjadřující závislost na meteorologických prvcích

Rychlost odpařování vody závisí na mnoha různých meteorologických prvcích, jakými jsou například sluneční záření, teplota vzduchu, relativní vlhkost, rychlost větru a do jisté míry i atmosférický tlak. Jiné prvky souvisí s charakteristikou povrchu nebo kvalitou vody (Kumar, Rasul a Kumar, 2013).

Různé studie byly provedeny za účelem zjištění nejdominantnějších faktorů ovlivňujících výpar. Největší počet vědců se shodl na tom, že se za nejvlivnější faktory dají považovat sluneční záření, rychlost větru, relativní vlhkost a teplota vzduchu (Kumar, Rasul a Kumar, 2013).

Typický tvar výrazů této metody je:

$$E_x = K_1(e_{p,max}^0 - e_p)f(u) + K_2 \quad (4)$$

kde E_x představuje úhrn výparu za časový interval, K_1 a K_2 jsou konstanty, $e_{p,max}^0$ je napětí nasycených vodních par při teplotě vypařujícího povrchu, e_p je napětí vodních par a $f(u)$ je funkce rychlosti větru ve výšce h (Hrádek a Kuřík, 2008). Šermer odvodil z výsledků měření na vodních plochách vzorec v následujícím tvaru:

$$H_{vd} = 0.6029(e_0 - e_{200}) - 0.0799 \quad (5)$$

kde H_{vd} je střední výpar v měsíci, e_0 je maximální napětí vodních par při teplotě povrchu vody a e_{200} je napětí vodních par ve vzduchu ve výšce 2 m nad hladinou. Jestliže jsou k dispozici údaje o teplotě vzduchu, lze použít následující výraz:

$$H_{vd} = 10^{(0.045T - 0.204)} \quad (6)$$

kde T je střední měsíční teplota vzduchu ve výšce 2 m nad zemí.

3.7 Metody odhadu evapotranspirace

Měření hodnot evapotranspirace poskytuje velmi cenné informace pro oblast vodního hospodářství, avšak jeho provedení je celkem obtížné a nákladné. Evapotranspirace může být měřena buďto přímo pomocí vážících lyzimetrů a metodou vířivé kovariance (*eddy covariance*) nebo nepřímo prostřednictvím vláhové bilance a energetické bilance povrchu. Jiné metody odhadu evapotranspirace představují výpočty hydrometeorologických rovnic (Farahani et al., 2007).

3.7.1 Přímé metody

Přístroj určený k přímému měření ET je lyzimetr, nádoba určité hloubky, která obsahuje monolit půdy. Lyzimetry jsou přehledné, snadno kontrolovatelné přístroje, které lze i automatizovat. První praktický lyzimetr vyrobil De la Hire ve Francii v roce 1688 (Nouri et al., 2013).

Lyzimetry můžeme rozdělit do dvou typů na *vážící* lyzimetry a *nevážící*, které k určení ET vyžadují měření vláhové bilance půdy. Vážící lyzimetry mohou za krátkou dobu a s vysokou přesností určit změny vody v půdě vážením hmotnosti obsahu lyzimetru (Farahani et al., 2007). Bohužel jsou měření lyzimetrů extrémně citlivá vůči přírodním podmínkám a podstatnou nevýhodu těchto přístrojů je, že obecně nejsou vhodné pro podmínky se smíšenou vegetací. Vzhledem k běžné přítomnosti heterogenních vegetačních seskupení, požadavkům na údržbu a jiným faktorům není tato metoda měření ET příliš praktickým způsobem (Nouri et al., 2013).



Obr. 5 Vážící lyzimetr

(<http://www.iac.ethz.ch/content/specialinterest/usys/iac/website-iac/en/group/land-climate-dynamics/research/rietholz bach/instrumentation.html>)

3.7.2 Nepřímé metody

Vláhová bilance

Průměrná rychlost ET v mm za den se touto metodou určuje zaznamenáním změny obsahu vody v půdě za časovou jednotku. ET je počítána ze změny objemu vody v půdě u sledovaných vzorků dohromady s dešťovými srážkami minus jakýkoliv odtok, ke kterému mohlo dojít.

Hlavním potenciálním zdrojem chyb při měření ET metodou vláhové bilance je nejistota v odvodnění sledovaného území nebo naopak v pohybu vody vzhůru z nižších poloh (Allen et al., 2011).

Energetická bilance/Bowenův poměr

Bowenův poměr (*Bowen ratio energy balance*) je automatizovaná nepřímá metoda odhadu ET. Koncept měření byl vyvinut před několika desetiletími, ale jeho praktická aplikace začala být běžná až v 90. letech 20. století.

Metoda Bowenova poměru je založena na měření bilance latentního toku tepla povrchu pokrytého aktivně rostoucí vegetací a je založena na rovnici:

$$R_n - G = H + \lambda E \quad (7)$$

kde λE představuje ET, R_n je čistá radiace, G je tok tepla do půdy a H představuje turbulentní tok tepla vše v jednotkách $W.m^{-2}$. Jedná se o jednoduchý a levný způsob odhadu ET, jehož exaktnost závisí na přesném měření čisté radiace a toku tepla do půdy (Nouri et al., 2013).

FAO Penman-Monteithova rovnice

Denní výpočty referenční ET (ET_0) představují důležitý nástroj při určování potřeb vody různých plodin. Organizace OSN pro výživu a zemědělství (FAO) přijala Penman-Monteithovu metodu jako globální standard pro odhad ET_0 pomocí čtyř druhů meteorologických dat (teploty, rychlosti větru, záření a relativní vlhkosti).

Tento algoritmus pracuje s hypotetickou travnatou referenční plochou o výšce porostu 0.12 m, s povrchovým odporem 70 s.m^{-1} a s hodnotou albeda 0.23, která je aktivně rostoucí a přiměřeně zavlažována. Rovnice má následující podobu:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (8)$$

kde R_n představuje čistou radiaci [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{den}^{-1}$], G je tok tepla do půdy [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{den}^{-1}$], T je teplota vzduchu ve 2 m výšce [$^{\circ}\text{C}$], u_2 je rychlost větru ve 2 m výšce [m.s^{-1}], $e_s - e_a$ představuje sytostní doplněk vzduchu [kPa], Δ je sklon křivky tlaku nasycené vodní páry [$\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$] a γ je psychometrická konstanta [$\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$] (Shahidian et al., 2012).

Z důvodu základu na fyzikálních principech a uvažování hlavních klimatických faktorů, které ovlivňují ET, je tato metodika obecně považována za nejspolehlivější v širokém spektru klimatických oblastí a lokalit (Shahidian et al., 2012).

Hargreavesova rovnice

Hargreavesova rovnice vznikla experimentem za pomoci údajů ET z travního porostu zjištěných lyzimetrem a meteorologických dat z Davisu v Kalifornii po dobu osmi let. Bylo zjištěno, že 94 % odchylek vzniklých při měření ET lze vysvětlit pomocí průměrné teploty a globální sluneční radiace. Jako výsledek tohoto poznatku byla v roce 1975 publikována rovnice předpovídající ET_0 na základě pouhých dvou parametrů:

$$ET_0 = 0.0135R_s(T + 17.8) \quad (9)$$

kde R_s představuje globální sluneční radiaci v jednotkách vodního výparu [mm.den^{-1}] a T je průměrná teplota [$^{\circ}\text{C}$] (Shahidian et al., 2012).

Thornthwaitova rovnice

Thornthwaitova rovnice pro výpočet ET vychází pouze z průměrné měsíční teploty vzduchu, díky tomu je tato metoda vhodná např. při výpočtu Palmerova indexu závažnosti sucha (PDSI). Rovnice potenciální ET (PET) se uvádí ve tvaru:

$$ETP = 1.6 \left(\frac{10t}{I} \right)^a \quad (10)$$

kde t je průměrná měsíční teplota [$^{\circ}\text{C}$], teplotní index I se vyjádří rovnicí:

$$I = \sum_1^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.51} \quad (11)$$

kde T_i představuje dlouhodobou průměrnou teplotu vzduchu v i -tém měsíci v roce [$^{\circ}\text{C}$], hodnota exponentu a se vyjádří rovnicí:

$$a = (0.675 * 10^{-6})I^3 + (77.11 * 10^{-6})I^2 + (17.921 * 10^{-3})I + 0.49239 \quad (12)$$

Hlavní nevýhodu této metody výpočtu ET činí fakt, že v případech, kdy je průměrná teplota vzduchu v daném měsíci menší nebo rovna nule, přiřazuje se nulová hodnota i ETP (Litschmann a Klementová, 2005).

Priestley-Taylorova metoda

Tato metoda představuje zjednodušenou formu Penmanovy rovnice, která k výpočtu ET_0 vyžaduje pouze čistou radiaci a teplotu. Zjednodušení je založeno na skutečnosti, že hodnota ET_0 je více závislá na čisté radiaci, než na relativní vlhkosti a větru. Rovnice této metody může být vyjádřena jako:

$$ET_0 = \alpha \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma} + \beta \quad (13)$$

kde α a β jsou kalibrační konstanty s hodnotou 1.26 a 0, Δ je sklon křivky tlaku nasycené vodní páry [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$], G je tok tepla do půdy [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$], R_n je čistá radiace [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$] a γ představuje psychometrickou konstantu [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$].

Nevýhoda Priestley-Taylorovy rovnice však spočívá v tom, že znatelně podceňuje výpar z vlhkých lesních oblastí a naopak nadhodnocuje transpiraci suchých lesních oblastí až o 20 % (Shahidian et al., 2012).

Turcova metoda

Turcova metoda je snadno realizovatelná empirická rovnice pro odhad měsíční ET_0 , jejíž vstupy jsou pouze teplota vzduchu a sluneční záření (Fisher a Pringle III, 2013). Obecně je tato rovnice vysoce doporučována pro vlhké nebo částečně vlhké oblasti, kde může dosahovat velmi dobrých výsledků i bez kalibrace (Shahidian et al., 2012). Turcova metoda je vyjádřena rovnicí:

$$ET_0 = 0.40 \left(\frac{T}{T + 15} \right) (R_s + 50) \quad (14)$$

kde R_s představuje sluneční záření [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$] a T je průměrná teplota vzduchu [$^\circ\text{C}$] (Fisher a Pringle III, 2013).

Oudinova rovnice

Je jednoduchá metoda výpočtu potenciální evapotranspirace založená pouze na vstupu dvou veličin, teploty a extraterestrické radiace. Tato rovnice vznikla na základě studie, která porovnávala 25 rovnic pro výpočet potenciální evapotranspirace aplikovaných na více než 300 povodích (Oudin et al., 2010). Oudinova rovnice má následující podobu:

$$PE = \begin{cases} \frac{0.408R_e(T + 5)}{100}, & (T + 5) > 0 \\ 0, & (T + 5) \leq 0 \end{cases} \quad (15)$$

kde R_e je extraterrestrická radiace [$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$] a T je průměrná teplota vzduchu ve 2 m výšce [$^{\circ}\text{C}$].

3.8 Metody odhadu evapotranspirace s využitím DPZ

Odhad spotřeby vody na základě evapotranspiračních modelů za použití dat DPZ se stal jedním z aktuálních témat v oblasti řízení vodních zdrojů. Pro povrchy porostlé vegetací je míra ET úzce spjata s mírou asimilace rostlin a může být použita jako indikátor vodního stresu rostlin, proto je přesné určení regionální ET zásadní pro využití v hydrologii, zemědělství a klimatologii (Li et al., 2009).

Technologie dálkového snímání Země má hned několik významných výhod oproti konvenčním metodám. Poskytuje rozsáhlé a nepřetržité pokrytí, náklady jsou pro uživatele dat zpravidla menší a je obzvláště vhodná pro člověku obtížně přístupné oblasti. Možnost využití dat DPZ k hodnocení ET s pomocí ručních a leteckých teploměrů je známá už od roku 1970, avšak pro účely studií toků tepla na povrchu Země byla zpřístupněna až se spuštěním programu HCMM (*Heat Capacity Mapping Mission*) a satelitů TIROS-N (Li et al., 2009).

Dálkové snímání pomocí satelitů však neposkytuje některé důležité proměnné, jako jsou rychlost větru, teplota a vlhkost vzduchu a jiné, což omezuje použití rovnice energetické bilance na plochy s jednotnou vegetací, půdní vlhkostí a topografií. Mnohé přístupy a modely pro odvození ET se navzájem liší ve svých výhodách a nevýhodách, v komplexitě struktury a ve svých vstupech a výstupech. Z tohoto důvodu se stal přesný výpočet a odhad ET v regionálním měřítku pomocí technologie DPZ předmětem mnoha studií a výzkumů (Li et al., 2009).

Běžně používané ET modely využívající data DPZ se dají rozdělit do dvou skupin na empirické a analytické metody. Empirické metody jsou prováděny za pomoci empirických vztahů a využívají zejména data odvozená z dálkového snímání

za použití minima dat získaných terénním měřením. Analytické metody na druhou stranu vyžadují množství přímých i nepřímých měření z DPZ i terénních přístrojů (Li et al., 2009).

Přestože se vývoj dálkového snímání ET od svého počátku posunul dále, základní princip zůstal stejný. Veškeré odhady ET založené na DPZ využívají tepelných a viditelných pásem a energetické bilance povrchu (van der Tol a Norberto, 2012).

Po zanedbání podílu fotosyntézy je rovnice energetické bilance zjednodušena do následné podoby:

$$R_n = G + H + LE \quad (16)$$

kde G je tok tepla do půdy, H je turbulentní tok tepla a LE je latentní tok tepla, vše v jednotkách $W.m^{-2}$ přičemž L představuje výparné teplo vody v $J.g^{-1}$ a E je evapotranspirace v mm (van der Tol a Norberto, 2012).

Proces ET hraje významnou roli v ovlivňování povrchové teploty. Suché povrchy jsou při vystavení slunečnímu záření nejteplejší, ačkoliv je jejich hodnota odrazivosti (albedo) vyšší než u luk a lesů, které ochlazuje právě proces ET (Eiseltová et al., 2012).

Tradiční metody odhadu ET např. Bowenův poměr, vázící lyzimetr, metoda vířivé kovariance nebo výparoměry figurují zejména v lokálním měřítku a jsou založeny na řadě komplexních modelů. Těmito metodami můžeme vytvořit přesné odhady v homogenních oblastech, avšak nelze je použít pro měření ET na rozsáhlých oblastech kvůli přirozené heterogenitě zemského povrchu a komplexitě hydrologických procesů (Liou a Kar, 2014).

Data pořízená satelitním dálkovým snímáním pomocí infračervených pásem jsou velmi vhodným nástrojem k posuzování a hodnocení časového i prostorového rozložení teplot povrchu. Tato data poté mohou posloužit k porovnání ochlazující účinnosti různých typů vegetačního pokryvu nebo využití půdy (Eiseltová et al., 2012). Informace, které se nacházejí ve viditelném, blízkém infračerveném a

tepelném pásmu mohou také sloužit k získání povrchových teplot, vegetačních indexů (index listové plochy, normalizovaný diferenční vegetační index) a atmosférické teploty. Skener MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) využívá informace z tepelného a infračerveného pásma k získávání teploty a vlhkosti vzduchu ve dvaceti vertikálních úrovních atmosférického profilu včetně povrchu blízko hladiny moře. Tyto proměnné poté figurují jako vstupy do simulací ET na základě rovnice energetické bilance (Liou a Kar, 2014).

V posledních třiceti letech byla vyvinuta velká snaha začlenit teplotu získanou dálkovým snímáním v kombinaci s jinými důležitými proměnnými např. albedem a vegetačním indexem do ET modelů. Tato snaha vyústila v rozvoj široké škály družicově založených ET modelů s různorodými stupni vstupů a výstupů a komplexitou modelové struktury (Liou a Kar, 2014).

V současnosti je nejčastěji používanou metodou odhadu ET Penman-Monteithova rovnice, je to však bodová metoda a tudíž není použitelná pro velké heterogenní oblasti. Kromě toho vyžaduje velké množství podrobných informací, které na velkých plochách nemusí být praktické získávat. Z těchto důvodů je potřeba technologií DPZ, které budou poskytovat hodnoty ET nepřetržitě po kratší dobu, nezbytná. Celková čistá radiace a koncept energetické bilance představují hlavní parametry ve většině metod odhadu ET pomocí DPZ. Nyní je k dispozici několik algoritmů pro výpočet energetické bilance sloužících ke stanovení ET pomocí dálkového snímání (Liou a Kar, 2014).

3.8.1 Modely založené na energetické bilanci povrchu

SEBS (*Surface Energy Balance System*)

SEBS je metoda odhadu ET, která stanovuje tok turbulentního a latentního tepla pomocí satelitních snímků a běžně dostupných meteorologických údajů. Základními prvky tohoto modelu jsou výpočty fyzikálních parametrů povrchu, výpočty délky drsnosti a stanovení evaporativní frakce (EF) založené na limitních případech energetické bilance. V suchém limitu nabývá tok latentního tepla hodnoty 0, což znamená, že tok turbulentního tepla nabývá své maximální hodnoty, naopak při vlhkém limitu je turbulentní tok tepla minimální (Liou a Kar, 2014).

Model SEBS sestává z několika modulů pro odhad čisté radiace, toku tepla do půdy a pro rozdělení dostupné energie mezi latentní a turbulentní tok tepla. Při aplikaci tohoto modelu pomocí dálkového snímání se čistá radiace vyjádří na základě radiační bilance:

$$R_n = (1 - \alpha)R_{swd} + \varepsilon R_{lwd} - \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (17)$$

kde α je albedo ve viditelném a blízkém infračerveném pásmu, ε je emisivita v tepelném infračerveném pásmu, R_{swd} je dopadající sluneční záření [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], R_{lwd} je dopadající dlouhovlnné záření [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], T_s je povrchová teplota [$^{\circ}\text{C}$] a σ je Stefanova-Boltzmanova konstanta (Su et al., 2005).

Další složkou modelu je tok tepla do půdy. Při absenci měření toku tepla do půdy, jako je tomu v případě aplikace DPZ nebo ve velkém regionálním měřítku, jsou k jeho stanovení použity empirické modely založené na čisté radiaci a frakčním vegetačním krytu (Su et al., 2005). Tok tepla do půdy je možné formulovat následující rovnicí:

$$G_0 = R_n [T_c + (1 - f_c)(T_s - T_c)] \quad (18)$$

kde T_s je 0.315 pro holou půdu a T_c je poměr mezi 0.05 pro povrch zcela pokrytý vegetací. Frakční vegetační kryt f_c je stanoven za pomoci normalizovaného diferenčního vegetačního indexu (NDVI) (Oku, Ishikawa a Su, 2007).

Zbývající proměnnou, kterou zjišťujeme pomocí SEBS je turbulentní tok tepla, který je dán následující rovnicí:

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 \theta_v}{kgH} \quad (19)$$

kde u_* je třecí rychlost, ρ je hustota vzduchu, C_p je měrná tepelná kapacita vzduchu za konstantního tlaku, k je von Kármánova konstanta, L je Monin-Obukhova délka, g je tíhové zrychlení a θ_v je virtuální teplota v blízkosti povrchu (Su et al., 2005).

SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

Tento algoritmus formuloval W. G. M. Bastiaanssen v roce 1995 za účelem výpočtů složek rovnice energetické bilance v lokálním i regionálním měřítku s minimální nutností pro terénně získaná data. Model SEBAL odhaduje povrchové albedo, NDVI a povrchovou teplotu pomocí viditelných, blízkých infračervených a tepelných pásem ze satelitních senzorů (Liou a Kar, 2014).

SEBAL využívá teplotního gradientu (dT) mezi povrchem a vzduchem, který je stanoven jako funkce teploty povrchu (T_s), čímž eliminuje potřebu absolutně přesných dat o povrchové teplotě nebo teplotě vzduchu (T_{air}) ke stanovení turbulentního toku tepla. Hodnota teplotního gradientu se mění lineárně s teplotou povrchu a tento vztah je založen na dvou stěžejních pixelech – vlhkém a suchém, pomocí kterých lze získat hodnotu turbulentního toku tepla (Irmak et al., 2011).

Nevýhodou tohoto modelu je, že vyžaduje extrémní vlhké a suché podmínky a hodnota zjištěného turbulentního toku tepla je značně ovlivněna chybami v měření povrchového tepla. Výhodami modelu jsou minimální požadavky na pozemní měření a nepotřeba přesných atmosférických korekcí (Liou a Kar, 2014).

S-SEBI (*Simplified Surface Energy Balance Index*)

Hlavním principem této metody pro rozdělení dostupné energie mezi turbulentní a latentní tok tepla je kontrast mezi maximální povrchovou teplotou pro suchý limit a minimální povrchovou teplotou pro vlhký limit. Při nízké odrazivosti zůstává teplota povrchu téměř neměnná díky podmínkám, které disponují dostatkem vody jako je tomu nad otevřenou vodní hladinou nebo nad zavlažovanou půdou. Při vyšší odrazivosti teplota povrchu roste do určitého bodu vlivem poklesu ET na místech s nižší dostupností vody. Po překročení tohoto bodu se teplota povrchu snižuje spolu s narůstáním odrazivosti, což je typické pro oblasti charakterizované suchými půdami (Li et al., 2009).

Hlavní výhodou tohoto modelu je, že kromě hodnot povrchové teploty a odrazivosti odvozených z DPZ, není zapotřebí dalších pozemních měření k získání EF, avšak za předpoklad, že jsou v distančních datech dostupné teplotní extrémy (Liou a Kar, 2014).

METRIC (*Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*)

METRIC je družicově založený nástroj pro zpracování obrazu, určený k výpočtu ET jakožto zbytku energetické bilance zemského povrchu. Je navržen tak, aby produkoval kvalitní přesné mapy ET ve vysokém rozlišení pro regiony menší než několik set kilometrů. To je kontrastem k některým modelům založeným na DPZ, které jsou pojaty obecněji a navrženy pro rutinní využívání na rozlehlých oblastech např. na subkontinentech (Allen, Tasumi a Trezza, 2007).

Nástroj METRIC využívá principů a technik modelu SEBAL, odhaduje teplotní gradient jako funkci povrchové teploty, čímž eliminuje potřebu přesných měření aerodynamické povrchové teploty a teploty vzduchu k určení turbulentního toku tepla (Allen, Tasumi a Trezza, 2007). Interní kalibrace energetické bilance je provedena ve dvou extrémních podmínkách (vlhkých a suchých) za využití dostupných meteorologických údajů (Li et al., 2009).

Jedním z rozdílů mezi tímto modelem a modelem SEBAL je, že nepředpokládá turbulentní tok tepla roven 0 ($H_{wet} = 0$) nebo latentní tok tepla $LE_{wet} = R_n - G$ na vlhkém pixelu, namísto toho provádí výpočet denní bilance vody v půdě, který potvrdí nulovou hodnotu ET pro suchý pixel. Pro vlhký pixel je hodnota ET nastavena na $1.05ET_r$, kde ET_r je hodinová referenční ET vypočítaná dle standardizované Penman-Monteithovy rovnice (Li et al., 2009).

TSEB (*Two Source Energy Balance model*)

TSEB uvažuje čtyři hlavní složky energetického toku, kterými jsou čistá radiace, tok tepla do půdy, turbulentní tok tepla a latentní tok tepla. Ostatní složky energetické bilance jako např. fotosyntézu považuje za zanedbatelné (Colaizzi et al., 2012). Model TSEB rozděluje energetickou bilanci povrchu na půdní a vegetační složky:

$$R_n = R_{ns} + R_{nc} = H + LE + G \quad (20)$$

$$R_{ns} = H_s + LE_s + G \quad (21)$$

$$R_{nc} = H_c + LE_c \quad (22)$$

kde R_n je čistá radiace [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], H je turbulentní tok tepla [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], LE je latentní tok tepla [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], G je tok tepla do půdy [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], indexy s a c představují půdní a vegetační složky (Xia et al., 2016).

Pomocí tohoto modelu lze vypočítat turbulentní tok tepla a latentní tok tepla pro půdu i vegetaci odděleně za pomoci jediného měření teploty povrchu, meteorologických proměnných běžně používaných k výpočtu ET (teplota vzduchu, pokles tlaku par, rychlost větru a sluneční záření) a doplňkových dat o vegetaci, které jsou buďto běžně dostupné nebo bezproblémově zjistitelné (index listové plochy, výška porostu) (Colaizzi et al., 2012).

3.9 V současnosti dostupná data DPZ využitelná pro odhad ET

3.9.1 Landsat 8

Program Landsat poskytuje již po více než 40 let vysoce kvalitní data o zemském povrchu. Cílem tohoto programu je kontinuálně pořizovat multispektrální data středního rozlišení, která představují jediný zdroj archivovaných a volně dostupných globálních kalibrovaných měření zemského povrchu ve středním rozlišení (Landsat 8 (L8) Data Users Handbook, 2016).

Nejnovějším satelitem série Landsat je Landsat 8, který byl vypuštěn v roce 2013. Landsat 8 snímkuje celou zeměkouli každých 16 dnů a jeho data jsou volně dostupná pomocí webových nástrojů EartExplorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/>) a LandsatLook Viewer (<https://landsatlook.usgs.gov/>) agentury USGS (Landsat 8 (L8) Data Users Handbook, 2016).

Cílem mise je poskytnout vysoce kvalitní snímky zemského povrchu a pobřežních oblastí ve viditelném a infračerveném pásmu. Landsat 8 umožňuje velký objem sběru dat a na rozdíl od předešlých misí dalekosáhle překračuje průměrný počet 400 pořízených snímků za den, které jsou poté shromažďovány v archivu USGS (*United States Geological Survey*). Další inovací této mise je, že využívá předpovědi oblačnosti, aby se předešlo pořízení méně užitečných dat. Na své palubě nese Landsat 8 dva důležité senzory: OLI (*The Operational Land Imager*) a TIRS (*Thermal Infrared Sensor*) a právě přístroj TIRS je klíčový pro odhad ET. Oba senzory snímají každou scénu současně, avšak jsou schopny i nezávislého provozu v případě neočekávané závady na jednom z nich (Landsat 8 (L8) Data Users Handbook, 2016).

3.9.2 MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectrodiameter*)

MODIS je hlavním přístrojem na palubách družic Terra a Aqua. Záběr senzoru činí 2 330 km, zaznamenává data ve třech prostorových rozlišeních a jeho detektory měří 36 spektrálních pásem (MODIS, 2017). Všechna data MODIS jsou uživatelům dostupná na webových stránkách USGS LPDAAC (*USGS Land Processes Distributed Archive Center*) (<https://lpdaac.usgs.gov/>) a jsou ukládána ve formátu HDFEOS2 (Running et al., 2017).

3.9.3 GLDAS (*Global Land Data Assimilation System*)

Systém GLDAS vytváří sérii produktů zachycujících povrchové stavy (např. půdní vlhkost, teplotu povrchu) a toky energie (např. evaporace, turbulentní tok tepla), které jsou simulované čtyřmi modely zemského povrchu (CLM, Mosaic, Noah a VIC). Tyto produkty jsou nyní k dispozici v HDISC (*Hydrology Data and Information Services Center*), součásti GES DISC (*NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center*).

Aktuální archiv dat zahrnuje set datových produktů o rozlišení 1 stupně ze čtyř modelů, pokrývající období od roku 1979 až po současnost a datový produkt z modelu Noah o rozlišení 0.25 stupně zahrnující období od roku 2000 do současnosti. Produkty jsou ukládány ve formátu GRIB (*Gridded Binary*) a jsou dostupné prostřednictvím několika rozhraní (např. GES DISC) (Fang et al., 2009).

Data GLDAS jsou využitelná pro posouzení změn v pozemských vodních zásobách, k určování globálních oblastí sucha, při monitoringu sucha a pro určování dlouhodobých změn v půdní vlhkosti. Informace o stavu povrchových vod poskytované daty GLDAS zahrnují např. hodnoty sněhových a atmosférických srážek, evapotranspiraci, vlhkost v různých vrstvách půdy a povrchový a podpovrchový odtok (Wang et al., 2016).

3.9.4 ATOVS (*Advanced Television and Infrared Observation Satellite Operational Vertical Sounder*)

ATOVS je přístroj určený k sondáži atmosféry, který se skládá ze tří součástí, dvou mikrovlnných sondážních přístrojů, AMSU-A (*Advanced Microwave Sounding Unit-A*) a AMSU-B (*Advanced Microwave Sounding Unit-B*), jenž byl později nahrazen přístrojem MHS (*Microwave Humidity Sounder*) a infračerveného sondážního přístroje HIRS (*High-resolution InfraRed Sounder*).

Přístroj ATOVS operuje od 13. května roku 1998 na družicích NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) a Metop na polární oběžné dráze. Na své palubě nese přístroj ATOVS dohromady šest platform, NOAA-15, NOAA-16, NOAA-17, NOAA-18, NOAA-19 a Metop-A.

CM SAF ATOVS data set je získáván pomocí výše zmíněných družic a poskytuje produkty globálního vodního výparu a teploty, stejně tak i směrodatné odchylky za každý den. K dispozici jsou denní a průměrné měsíční produkty ve válcovém ekvivalentním zobrazení o rozměru 90 km × 90 km. Data jsou dostupná ve formátu NetCDF včetně rozsáhlých metadat (ATOVS tropospheric humidity and temperature data set, 2013).

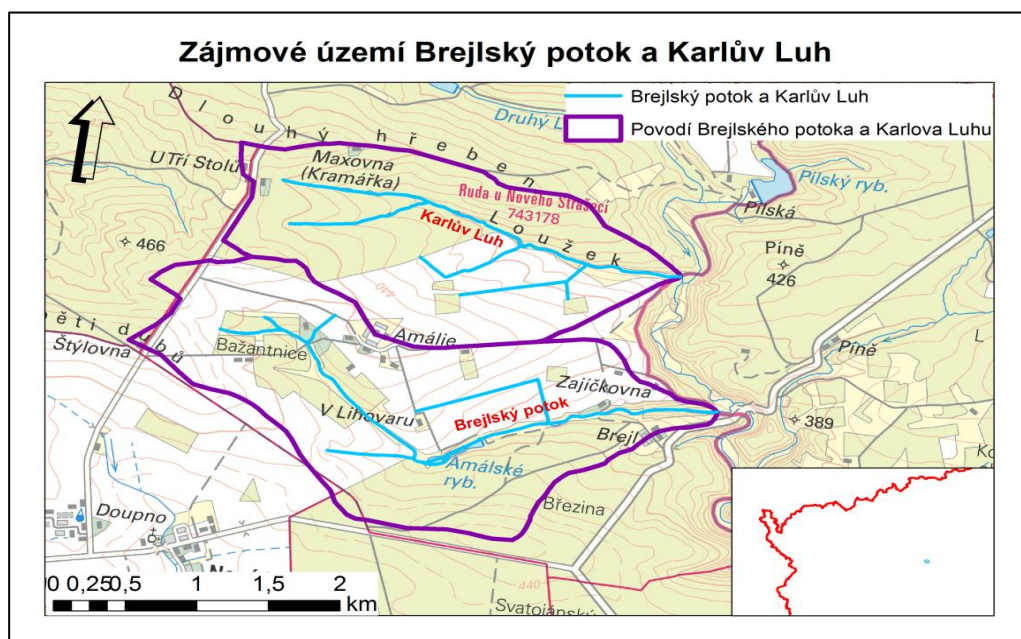
4. Metodika

V této části práce budou podrobněji popsána použitá data, postup práce v programu RStudio a metodika srovnání výsledných hodnot evapotranspirace.

4.1 Zájmové území

Zájmovým územím pro tuto práci je povodí Karlova Luhu a Brejlského potoka na Rakovnicku ve Středočeském kraji. Toto území je jednou z oblastí pilotního projektu Chytré krajiny proti suchu a povodím, jedná se o cca 500 ha zemědělské půdy ve vlastnictví České zemědělské univerzity v Praze (CVPK, 2018). Plocha povodí Karlova Luhu činí 3.28 km², je pravostranným přítokem řeky Klíčavy a má délku toku 2.97 km. Brejlský potok je také pravostranným přítokem Klíčavy, jeho povodí se rozkládá na ploše 4.44 km² a samotná délka toku činí 4.1 km.

Oblast Rakovnicka patří v České Republice dlouhodobě k těm nejsušším, přičemž jeho poloha ve srážkovém stínu Krušných hor situaci ještě zhoršuje. Sucho působí problémy zejména zemědělcům, kteří rok 2018 hodnotí jako velmi kritický. V dubnu roku 2018 zde spadlo kolem 10 mm srážek, což tento rok řadí k nejhorším pro zemědělství za posledních 25 let. Vysoké teploty bez deště tady trápí nejen zemědělce, ale i alergiky a vlastníky studní, z nichž některým pomalu začínají vysychat (Fryčová, 2018).



Obr. 6 Zájmové území – povodí Brejlského potoka a Karlova Luhu

4.2 Data

K provedení analýzy využitelnosti družicově pořízených dat pro stanovení evapotranspirace byla použita data o globální teplotě a relativní vlhkosti v pěti vertikálních vrstvách ve formátu NetCDF, která jsou produktem CM SAF ATOVS data setu. Tento data set je získáván pomocí sondážního přístroje ATOVS neseného družicemi NOAA a Metop-A. K účelu analýzy byly vybrány pouze denní průměrné hodnoty z vrstvy číslo 5 (tlaková vrstva od zemského povrchu až 850 hPa), specifikované zeměpisnými souřadnicemi zájmového území povodí Brejlského potoka a Karlova Luhu v rozmezí let 1999 až 2017.

Denní časové řady teplot byly využity ke srovnání s dálkově získanými hodnotami o teplotě. Tyto řady se odvodily z data setu gridované teploty o rozlišení 25×25 km (Štěpánek, Zahradníček a Huth, 2011). Průměrná teplota na povodí byla korigována na základě vrstvy průměrných teplot pro stejné období o rozlišení 1×1 km tak, aby průměr teplot pro povodí byl stejný.

4.3 Zpracování dat

Pro zpracování dat bylo v této práci využito zejména programů RStudio a Microsoft Excel.

V první fázi byla nutná příprava skriptu v RStudiosu pro extrahování teplot a relativní vlhkosti z data setu CM SAF ATOVS v příslušné vertikální vrstvě. Jelikož zde teploty byly uváděny v kelvinech, bylo nutné je převést na stupně Celsia, aby korespondovaly s teplotami naměřenými klimatologickými stanicemi.

Pomocí funkce *POSIXct* bylo vytvořeno datum ve formátu minuty od začátku roku 1970 pro data v rozmezí let 2012 až 2017 a ve formátu dny od začátku roku 1999 pro data v rozmezí let 1999 až 2011 na základě informací v jejich metadatech.

```

d = dir(pattern = '.nc')
i = 1
OUT = list()
for (i in 1:length(d)){
  n = nc_open(d[i])
  n

  temp = ncvar_get(n, 'HLW_Tm')
  rh = ncvar_get(n, 'HLW_RHwm')
  w = ncvar_get(n, 'HLW_LPwm')
  tim = ncvar_get(n, 'time')

  DTM = as.POSIXct('1999-1-1 00:00:00') + days(tim)

  OUT[[length(OUT)+1]] = data.table(DTM, LEVEL = 5, rh = rh[5], w = w[5], temp = temp[5])
}
OUT = rbindlist(OUT)

```

Obr. 7 Skript pro extrakci proměnných a převedení na časový formát

Dále byly provedeny jednotlivé výpočty ET s družicově získanými daty za pomoci šesti vzorců, které byly odvozeny na základě závislosti s pozorovanými meteorologickými veličinami z výparoměrné a meteorologické stanice Hlasivo a které byly ověřeny na základě pozorovaných hodnot výparu ze stanic Hlasivo (odlišná časová řada) a Tišice.

Vzorci byly utvořeny tak, že byly nejprve určeny párové závislosti průměrného denního výparu z vodní hladiny na jednotlivých meteorologických veličinách (globální sluneční radiace, teplota vzduchu, teplota vody, relativní vlhkost vzduchu), poté byl pomocí rovnice párové regrese vybrané meteorologické veličiny na výparu vypočítán výpar. Následně byly určeny odchylky výparu vypočítaného od výparu naměřeného a byla vyjádřena závislost těchto odchylek na další meteorologické veličině. Kombinací dvou regresních vztahů došlo k vytvoření nového vzorce pro výpočet výparu, do kterého vstupují dvě meteorologické veličiny. Odvozené vztahy vyžadují buď jednu, dvě nebo tři pozorované meteorologické veličiny. Tímto způsobem bylo utvořeno 57 vzorců z datové řady Hlasivo 2006 – 2017 a 26 vzorců z datové sady Hlasivo 1957 – 2017, které se zakládají na lineárním, mocninném, exponenciálním či logaritmickém modelu nebo na jejich kombinacích (Beran, 2019).

Pro tuto práci byl použit jeden vzorec z datové řady Hlasivo 2006 – 2017 a pět vzorců z datové řady Hlasivo 1957 – 2017. Vstupními veličinami vzorců jsou teplota vzduchu ve stupních Celsia a relativní vlhkost vzduchu v procentech. Nutno zmínit, že relativní vlhkost vstupující do vzorců EB, TEB, ET a TET (viz. Tab. 1 a Tab. 2) je vždy družicově získaná, proto jsou střední absolutní chyby mezi těmito vzorci totožné. Vzorce a jejich další značení v textu uvádí Tab. 1:

Tab. 1 Vybrané vzorce pro výpočet evapotranspirace (teplota získaná pomocí DPZ)

$E2 = 0.1077 * \text{tempC}^{1.246}$
$EA = 0.2128 * \text{tempC} - 0.3571$
$EX = 0.5987 * \exp(0.1006 * \text{tempC})$
$EB = 0.2128 * \text{tempC} - 2.0245 * \text{rh}/100 + 1.2415$
$ES = 0.1177 * \text{tempC}^{1.1646}$
$ET = 0.1177 * \text{tempC}^{1.1646} - 2.1505 * \text{rh}/100 + 1.7586$

pozn.: tempC = teplota v °C (družicově získaná), rh = relativní vlhkost v %

Následující fázi představovalo propojení družicových i pozemních dat do jedné tabulky pro další možnou statistickou analýzu. Podobně jako s družicovými daty byla i tady extrahována teplota do samostatné tabulky. Poté bylo datum z první tabulky zformátováno do stejné podoby, v jaké jsou data z pozemních měření a toto datum bylo použito jako klíč k propojení obou tabulek.

```

# převedení teploty na °C a výpočty vzorců, export do tabulky
OUT[, tempC := temp - 273.15]

OUT[LEVEL == 5, E2 := 0.1077 * tempC ^1.246]
OUT[LEVEL == 5, EA := 0.2128 * tempC - 0.3571]
OUT[LEVEL == 5, EX := 0.5987 * exp(0.1006 * tempC)]
OUT[LEVEL == 5, EB := 0.2128 * tempC - 2.0245 * (rh / 100) + 1.2414]
OUT[LEVEL == 5, ES := 0.1177 * tempC ^1.1646]
OUT[LEVEL == 5, ET := 0.1177 * tempC ^1.1646 - 2.1505 * (rh/100) + 1.7586]

write.table(OUT, 'data1999_2017.csv', sep = ';', row.names = FALSE)

# načtení dat pozemních měření, extrakce teploty
meteo = readRDS('pt.rds')
meteo = meteo[, .(T = mean(T)), by = DTM]
write.table(meteo, 'meteo.csv', sep = ';', row.names = FALSE)

# tvorba 2. tabulky a následné propojení obou tabulek pomocí klíče DTM
mmet = meteo[, .(DTM = DTM[1], T = mean(T)), by = .(year(DTM), month(DTM), day(DTM))]
sat = OUT[LEVEL == 5, ]
sat[, DTM := as.Date(format(DTM, '%Y-%m-%d'))]
komb = mmet[sat, on = 'DTM']

```

Obr. 8 Skript pro výpočet vzorců a propojení tabulek

Dalším krokem bylo vypočítání stejných vzorců ET jako v Tab. 1 s rozdílem v původu získané teploty. Ta byla použita z gridovaného data setu pozemních měření. Následně byla exportována tabulka s denními záznamy obou druhů teplot a se všemi vypočítanými vzorci ET. Vzorce a jejich další značení v textu jsou uvedené v Tab. 2.

```

komb[LEVEL == 5, TE2 := 0.1077 * T ^1.246]
komb[LEVEL == 5, TEA := 0.2128 * T - 0.3571]
komb[LEVEL == 5, TEX := 0.5987 * exp(0.1006 * T)]
komb[LEVEL == 5, TEB := 0.2128 * T - 2.0245 * (rh / 100) + 1.2414]
komb[LEVEL == 5, TES := 0.1177 * T ^1.1646]
komb[LEVEL == 5, TET := 0.1177 * T ^1.1646 - 2.1505 * (rh/100) + 1.7586]
write.table(komb, 'komb1999_2017.csv', sep = ';', row.names = FALSE)

```

Obr. 9 Skript pro výpočet vzorců a export tabulky

Tab. 2 Vybrané vzorce pro výpočet evapotranspirace (teplota získaná pozemním měřením)

$TE2 = 0.1077 * T^{1.246}$
$TEA = 0.2128 * T - 0.3571$
$TEX = 0.5987 * \exp(0.1006 * T)$
$TEB = 0.2128 * T - 2.0245 * rh/100 + 1.2415$
$TES = 0.1177 * T^{1.1646}$
$TET = 0.1177 * T^{1.1646} - 2.1505 * rh/100 + 1.7586$

pozn.: T = teplota v °C (získaná pozemním měřením), rh = relativní vlhkost v %

Poslední krok představovalo vytvoření krabicových grafů hodnot všech typů vzorců pro výpočet ET pro každý měsíc v období od dubna do října, napříč lety 1999 až 2017. Skript pro tyto grafy byl vytvořen za použití funkce *read_excel*, kterou byla načtena tabulka obsahující denní hodnoty teplot a ET, dále byla využita funkce *ggplot* pro sestavení krabicových grafů hodnot ET v jednotlivých měsících. Výsledný skript má následující podobu:

```
library(readxl)

require(ggplot2)
require(data.table)
setwd("C:/Users/Kačka/Desktop/Prakticka/R/data_cmsaf_daily/vysledky")

dta = data.table(read_excel("final.xlsx", sheet="List1"))

mdta = melt(dta, id.vars = 1:12)
mdta[, value:=as.double(value)]

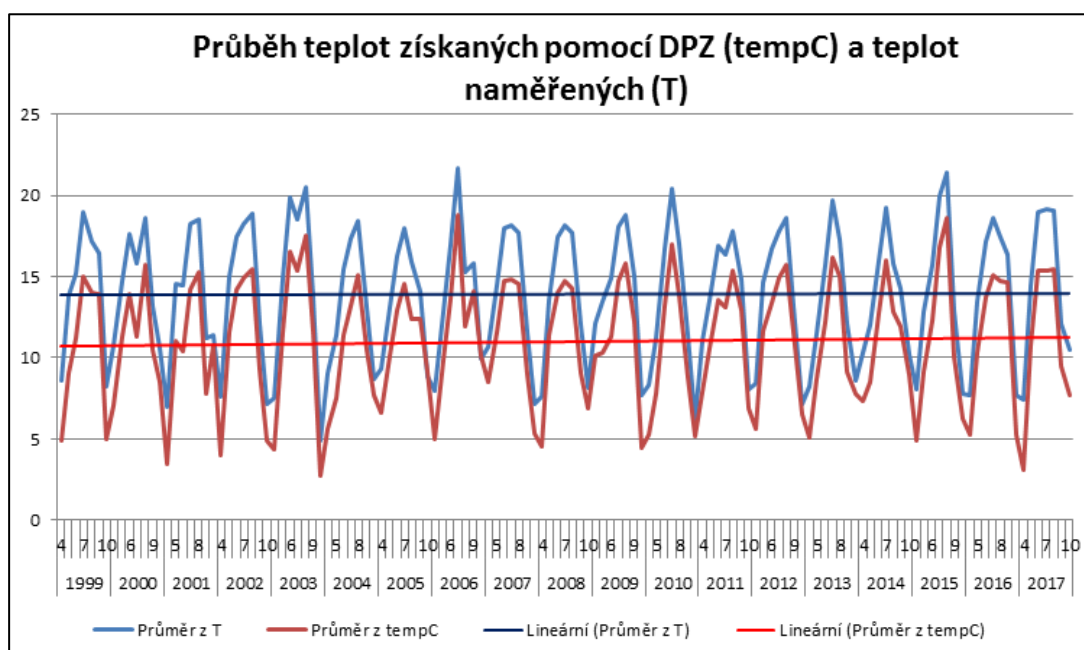
ggplot(mdta) + geom_boxplot(aes(factor(month), y= value, fill=variable))+xlab("Měsíc")+ylab("Hodnota ET (mm)")
```

Obr. 10 Skript pro sestavení krabicového grafu

5. Výsledky

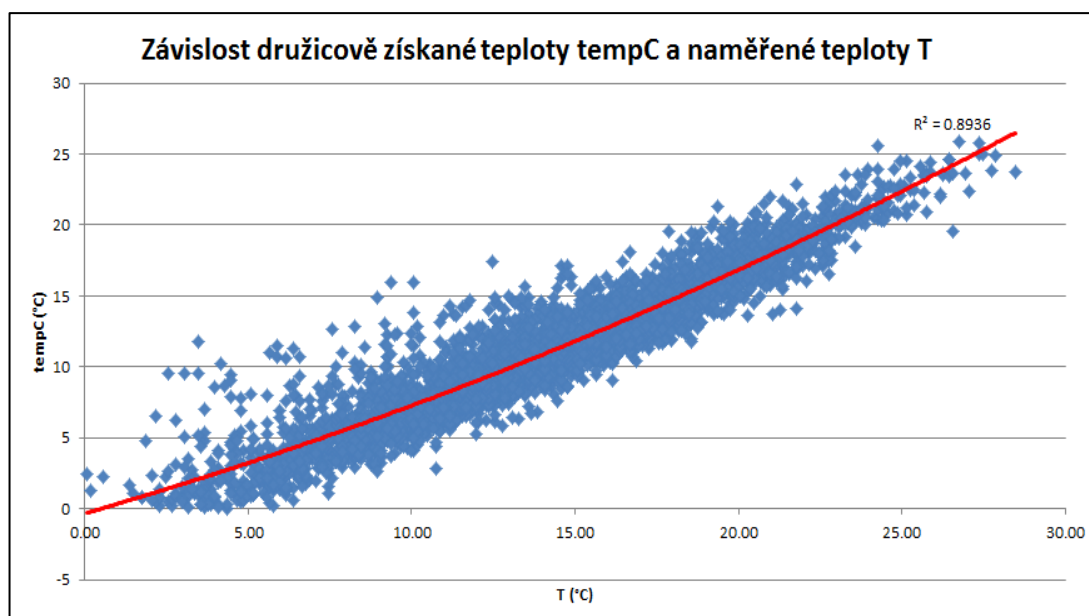
5.1 Vztah teploty získané pomocí DPZ a teploty naměřené

Z Obr. 11 je patrné, že teplota $tempC$ je v průběhu časové řady vůči naměřené teplotě T podhodnocená. Průměrná teplota $tempC$ za období let 1999 – 2017 je zhruba 11 °C, průměrná hodnota teploty T za stejné období je necelých 14 °C. Tyto odchylky může mít za následek chybějící systematická korekce chyb, vlivem čehož je snížena stabilita produktu ATOVS.



Obr. 11 Průběh teplot získaných pomocí DPZ a teplot naměřených

Regresní analýzou závislosti $tempC$ na T (Obr. 12) byla získána standardní chyba odhadu $tempC$, která dosahuje hodnoty 1.646057. Hodnota koeficientu determinace je 0.8936, což znamená, že model vysvětluje 89% rozptylu závislé proměnné.



Obr. 12 Graf regresní analýzy *tempC* a *T*

5.2 Analýza vztahu *tempC* a *T* pomocí vybraných vzorců pro výpočet ET

Po provedení regresní analýzy denních hodnot evapotranspirace za období od roku 1999 do roku 2017 (Tab. 3) vyplývá, že vzorec EB, do kterého vstupují teplota vzduchu a relativní vlhkost vzduchu, vysvětluje největší procento rozptylu proměnných a to zhruba 92 %. Nejmenší procento rozptylu (89.2%) vysvětluje vzorec ES založený na mocninné závislosti s teplotou vzduchu. Rozdíl mezi nejnižším a nejvyšším koeficientem determinace tudíž není příliš výrazný, činí zhruba 2.8 %. Průměrná hodnota vysvětleného rozptylu všech vybraných vzorců je 90 %.

Z výsledných hodnot středních relativních odchylek vyplývá, že je výpar vypočítaný s použitím družicově získané teploty v porovnání s výparem s teplotou naměřenou podhodnocený, což nám udávají záporná znaménka před hodnotami. Na základě hodnoty MRE (střední relativní chyba) nejvíce se blížíci nule se jako nejvhodnější vzorec pro výpočet evapotranspirace za použití družicově získané teploty v období od dubna do října, jeví vzorec ET (-21.2 %) kombinující údaje o teplotě a relativní vlhkosti vzduchu. Následuje vzorec EB s hodnotou MRE -22.7 %. Naopak nejméně vhodným vzorcem z hlediska hodnoty MRE (58.2 %) se ukázal

vzorec EX (-25.3 %) založený na exponenciálním vztahu s teplotou vzduchu. Průměrná relativní chyba všech vybraných vzorců za období duben – říjen od roku 1999 do roku 2017 činí zhruba -23.3 %.

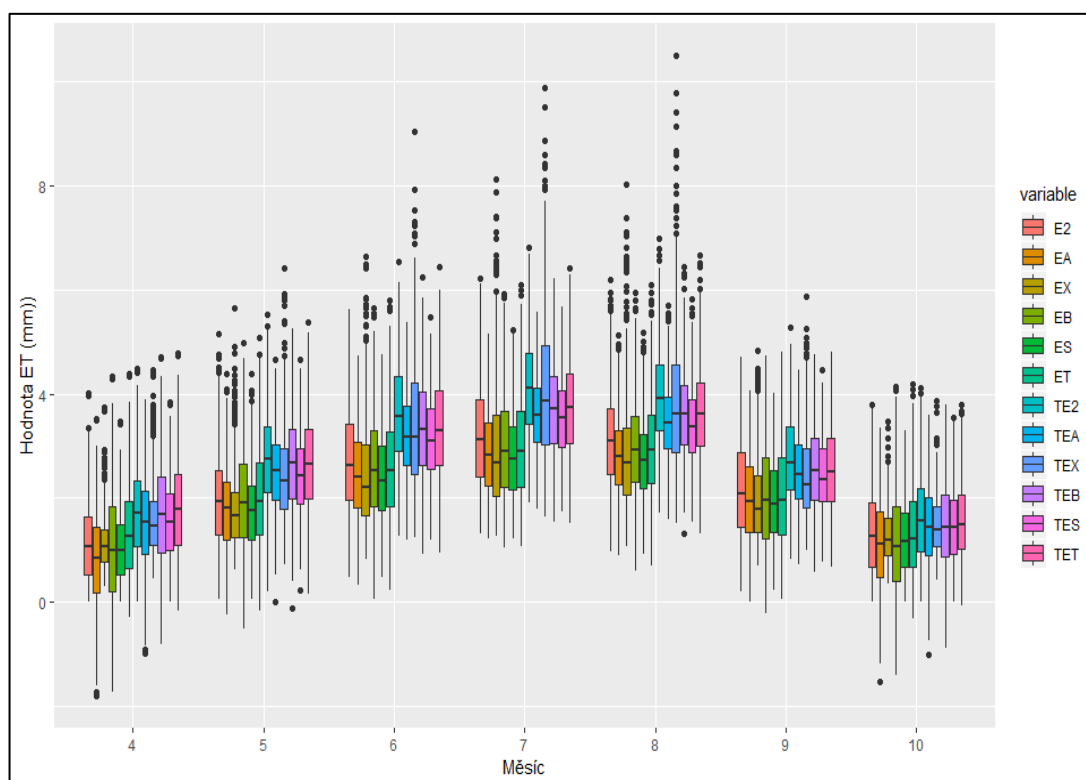
Vzorce založené na exponenciálním vztahu se tudíž jeví jako obecně nevhodné pro výpočet evapotranspirace za pomoci družicově získané teploty. Naopak vzorce s kombinací teploty vzduchu a relativní vlhkosti vzduchu vykazují nejužší vztah s hodnotami evapotranspirace vypočítané s teplotou naměřenou meteorologickými stanicemi.

Tab. 3 Vybrané vzorce pro výpočet výparu za období 1999 - 2017

	koeficient determinace R^2	standardní chyba odhadu	MAE (mm)	MRE (%)
E2	0.893081	0.389564	0.756844	-23.9948
EA	0.901666	0.350281	0.656338	-23.8326
EX	0.900413	0.351841	0.731345	-25.2702
EB	0.920939	0.354111	0.656338	-22.6988
ES	0.892297	0.328513	0.631495	-22.8748
ET	0.915189	0.337606	0.631495	-21.2328
průměr	0.903931	0.351986	0.677309	-23.3173

pozn.: MAE = střední absolutní chyba, MRE = střední relativní chyba

Z krabicového grafu (Obr. 13) vybraných vzorců pro výpočet evapotranspirace v jednotlivých měsících napříč lety 1999 až 2017 je patrné, že v průběhu letních měsíců (červen – září) dosahují mediány vzorců s pozemně naměřenou teplotou podstatně vyšších hodnot, než mediány vzorců s družicově získanou teplotou, což nám potvrzuje, že jsou zejména v těchto měsících teploty z družicových dat podhodnocené. Nejmenší rozdíl v hodnotách mediánů je zaznamenán v měsíci říjnu. V měsících duben a říjen jsou také patrné velké rozdíly v rozptylu hodnot pod 25% kvantilem. Hodnoty vzorců EX a TEX disponují nejmenším rozptylem, vykazují však největší počet odlehlých hodnot a to ve všech měsících. Podrobnější srovnání použitých teplot v jednotlivých vzorcích pomocí krabicových grafů je uvedeno v příloze (Příl. 1).



Obr. 13 Srovnání vybraných vzorců pro výpočet evapotranspirace v měsících duben až říjen v pozorovaném období let 1999 – 2017

5.2.1 Duben

Tab. 4 dokumentuje hodnoty R^2 a středních chyb pro vybrané vzorce za měsíc duben v období od roku 1999 až do roku 2017. Největší rozptyl hodnot (93.3 %), který nám udává koeficient determinace, vysvětluje vzorec EB kombinující teplotu a relativní vlhkost vzduchu. Nejmenší rozptyl (86.2 %) připadá na vzorec E2 zakládající se na mocninném vztahu s teplotou vzduchu. Průměrná hodnota vysvětleného rozptylu všech vybraných vzorců v měsíci dubnu dosahuje 89.2 %.

Na základě nejnižší hodnoty střední relativní chyby (MRE) je nejvhodnějším vzorcem pro výpočet evapotranspirace za použití družicově získané teploty v měsíci dubnu vzorec EX s hodnotou MRE -25.9 %. Nejméně vhodným je vzorec EA založený na lineárním vztahu s teplotou (-43.5 %) a vzorec EB (-39.9 %) založený na stejném lineárním vztahu s teplotou jako je vzorec EA, avšak navíc zkombinovaný s relativní vlhkostí vzduchu. Průměrná střední relativní chyba všech vzorců za měsíc duben činí -34.8 %. Rozdíl mezi nejnižší a nejvyšší hodnotou je zhruba 17.6 %.

Tab. 4 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc duben v období 1999 - 2017

	koeficient determinace R^2	MAE (mm)	MRE (%)
E2	0.8622	0.665528	-35.9787
EA	0.903	0.665217	-43.4620881
EX	0.8771	0.412924	-25.8584
EB	0.9331	0.665217	-38.8637
ES	0.8631	0.578903	-34.6942
ET	0.9159	0.578903	-29.841
průměr	0.8924	0.594449	-34.783

5.2.2 Květen

Nejvyšší hodnota vysvětleného rozptylu proměnných v měsíci květen (93.2 %) byla zaznamenána u vzorce ET, s minimálním rozdílem následuje vzorec EB s hodnotou vysvětleného rozptylu 93.16 %. Oba dva vzorce kombinují hodnoty teploty vzduchu a relativní vlhkosti vzduchu. Nejnižší rozptyl vysvětlených hodnot (86.8 %) vykazuje vzorec EX.

Na základě nejnižší střední relativní chyby (-24.97 %) se pro měsíc květen ukázal jako nejvhodnější vzorec ET kombinující teplotu vzduchu a relativní vlhkost vzduchu, následuje vzorec EB s rozdílem zhruba 1.3 %. Průměrná střední relativní chyba všech vybraných vzorců za měsíc květen je zhruba -27.1 % a rozdíly v chybách mezi jednotlivými vzorci nejsou tak markantní (rozdíl asi 3.7 % mezi nejvyšší a nejnižší hodnotou).

Tab. 5 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc květen v období 1999 - 2017

	koeficient determinace R²	MAE (mm)	MRE (%)
E2	0.8947	0.80119	-28.7328
EA	0.8996	0.704457	-28.0189
EX	0.8677	0.681122	-27.3176
EB	0.9316	0.704457	-26.2691
ES	0.8963	0.672695	-27.3963
ET	0.932	0.672695	-24.9682
průměr	0.90365	0.706103	-27.1172

5.2.3 Červen

V měsíci červnu vysvětluje největší rozptyl hodnot (94.6 %) vzorec ET, následovaný s rozdílem 0.1 % vzorcem EB, což nám potvrzuje trend z předchozích dvou měsíců. Nejmenší rozptyl hodnot vysvětluje opět vzorec EX, celkově jsou však hodnoty koeficientu determinace pro všechny vzorce relativně vysoké, každý z nich překračuje hodnotu 0.9.

Nejnižší hodnotu MRE vykazuje v tomto měsíci vzorec ET (-22.1 %). Následují vzorce EB (-22.3 %), EA (-23.3 %) a ES (-23.6 %). Největší hodnotu chyby má vzorec EX (-28.4 %). Rozdíl mezi nejvyšší a nejnižší střední relativní chybou činí 6.3 %.

Tab. 6 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc červen v období 1999 - 2017

	koeficient determinace R²	MAE (mm)	MRE (%)
E2	0.9185	0.903113	-24.8731
EA	0.9195	0.747514	-23.33
EX	0.9036	0.978123	-28.3658
EB	0.945	0.747514	-22.2536
ES	0.9189	0.743523	-23.6307
ET	0.9462	0.743523	-22.0512
průměr	0.9253	0.810552	-24.0841

5.2.4 Červenec

V červenci dosáhl největší hodnoty vysvětleného rozptylu proměnných vzorec ET (93.8 %) těsně následovaný vzorcem EB (93.6 %). Nejhůře opět vyšel vzorec EX s hodnotou koeficientu determinace 0.898.

Nejmenší střední relativní chyba byla pozorována u vzorců EB (-19.9 %), ET (-20.1%) a EA (-20.6 %), což nám ze vzorce EB dělá nejvhodnější vzorec pro výpočet evapotranspirace za použití satelitně získané teploty v měsíci červenci. Nejméně vhodným vzorcem se ukázal vzorec EX s hodnotou MRE -28.2 %. Rozdíl mezi nejvyšší a nejnižší hodnotou MRE je 8.3 % a průměrná hodnota střední absolutní chyby všech vzorců je za celé pozorované období nejvyšší (0.85 mm).

Tab. 7 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc červenec v období 1999 - 2017

	koeficient determinace R²	MAE (mm)	MRE (%)
E2	0.9022	0.930766	-22.4478
EA	0.9014	0.745489	-20.6328
EX	0.898	1.1658	-28.2063
EB	0.9364	0.745489	-19.868
ES	0.9019	0.758164	-21.2658
ET	0.9378	0.758164	-20.0904
průměr	0.91295	0.850645	-22.0852

5.2.5 Srpen

V měsíci srpnu se o nejvyšší hodnotu koeficientu determinace dělí hned dva vzorce, vzorec EB (0.9247) a vzorec ET (0.9247). Nejmenší hodnotu R^2 (0.8625) naopak tradičně vykazuje vzorec EX.

Průměrná hodnota MRE v tomto měsíci činí zhruba -20.6 %. Z vybraných vzorců vykazoval nejnižší hodnotu MRE vzorec EB (-17.9%). Následovaly vzorce ET (-18.1 %) a ES (-19.3 %). Nejvyšší hodnoty střední relativní chyby dosahuje vzorec EX (-25.7 %) a je tudíž, nejméně vhodným vzorcem výpočtu evapotranspirace za použití družicově získané teploty pro měsíc srpen. Rozdíl mezi nejvyšší a nejnižší hodnotou MRE je 7.8 %.

Tab. 8 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc srpen v období 1999 - 2017

	koeficient determinace R^2	MAE (mm)	MRE (%)
E2	0.8795	0.815885	-21.6639
EA	0.881	0.655057	-21.0597
EX	0.8625	1.004957	-25.698
EB	0.9247	0.655057	-17.8735
ES	0.8801	0.665124	-19.2933
ET	0.9247	0.665124	-18.057
průměr	0.892083	0.743534	-20.6076

5.2.6 Zář

Nejvyšší hodnota R^2 byla i v tomto měsíci zaznamenána u vzorců EB (0.9018) a ET (0.9033), naopak nejnižší procento vysvětleného rozptylu proměnných zaznamenal vzorec EX (82.7 %). Měsíc září proto z pohledu vysvětleného rozptylu hodnot následuje trend všech předešlých měsíců.

Z pohledu MRE se jako nejvhodnější vzorec pro měsíc září jeví vzorec ET (-19.6 %). Nejméně vhodným vzorcem je E2 (-21.7 %), následovaný vzorcem EA (-21.1 %). Rozdíl mezi nejnižší a nejvyšší hodnotou je za celé pozorované období v tomto měsíci nejnižší a činí 2.1 %.

Tab. 9 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc září v období 1999 - 2017

	koeficient determinace R^2	MAE (mm)	MRE (%)
E2	0.8384	0.631689	-21.6639
EA	0.8401	0.553406	-21.0597
EX	0.8271	0.535412	-20.5383
EB	0.9018	0.553406	-20.5102
ES	0.839	0.529843	-20.6376
ET	0.9033	0.529843	-19.5805
průměr	0.858283	0.5556	-20.665

5.2.7 Říjen

Koeficient determinace udává jako nejlepší pro měsíc říjen vzorec EB, který vysvětluje rozptyl 73.9% proměnných, což je relativně nízká hodnota. Ostatní vzorce jsou dle hodnot R^2 pro výpočet evapotranspirace prakticky nevhodné.

Dle MRE vychází jako nevhodnější vzorec EX (-12.6 %), který v tomto měsíci vykazuje nejmenší chybu ze všech vzorců za celé pozorované období. Největší chyby dosahuje vzorec EA (-22.4 %). Průměrná střední relativní chyba všech vzorců (-18.2 %) a průměrná střední absolutní chyba (0.47 mm) jsou v říjnu z celého pozorovaného období nejmenší.

Tab. 10 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc říjen v období 1999 - 2017

	koeficient determinace R^2	MAE (mm)	MRE (%)
E2	0.5744	0.527198	-18.3265
EA	0.6506	0.523298	-22.384
EX	0.5905	0.336277	-12.6226
EB	0.7389	0.523298	-21.7689
ES	0.5775	0.456896	-17.6152
ET	0.6985	0.456896	-16.3887
průměr	0.6384	0.470644	-18.1843

6. Diskuze

CM SAF ATOVS dataset je jedním z možných zdrojů poskytujících produkty družicově získané teploty vzduchu využitelné na našem území. Potenciál využití těchto platforem pro výpočet evapotranspirace však v současné době stále není plně využit. Aplikace takto získaných teplot ve vybraných vzorcích pro výpočet evapotranspirace a jejich srovnání s výsledky stejných vzorců za použití teploty naměřené klimatologickými stanicemi, umožňuje prozkoumat využitelnost družicově získaných teplot pro přesný odhad evapotranspirace.

Výsledky této práce ukázaly, že pro období od dubna do října je z hlediska střední relativní chyby pro výpočet evapotranspirace nevhodnější vzorec ET kombinující teplotu vzduchu a relativní vlhkost vzduchu, s jehož použitím bylo dosaženo nejvíce shodných výsledků mezi hodnotami evapotranspirace za vstupu teploty družicově získané a hodnotami evapotranspirace za vstupu teploty pozemně naměřené. Relativní vlhkost vzduchu vstupující do všech vzorců však byla použita pouze družicově získaná, a proto je použitelnost této metody omezena. Pro teplejší měsíce (květen - září) se ukázaly jako nejvhodnější oba vzorce kombinující teplotu vzduchu a relativní vlhkost (EB a ET) naopak nejméně vhodným v letních měsících je pro výpočet evapotranspirace s družicově získanou teplotou exponenciálně založený vzorec EX. Tento vzorec se však ukázal jako nevhodnější pro použití v chladnějších měsících (duben a říjen), kdy dosahoval nejmenších hodnot MRE. Nejméně vhodným v chladnějších měsících se pak projevil lineárně založený vzorec EA.

Celkově se dá říci, že vzorce s použitím družicově získané relativní vlhkosti a teploty vzduchu jsou pro výpočet evapotranspirace v měsících od dubna do října vhodnější, než vzorce bez použití relativní vlhkosti vzduchu.

Použitá satelitní data však byla výrazně poznamenána občasnými chybějícími údaji měření a možnou zvýšenou oblačností. Je také patrná značná podhodnocenost satelitních dat vůči datům z pozemních měření. Z tohoto důvodu je pro další využití těchto družicově získaných teplot nutné provést vhodnou korekci.

7. Závěr

Česká republika v posledních letech trpí intenzivními epizodami sucha, které doprovází velký výpar. Ztráta vody výparem představuje zejména v oblastech s nízkými srážkami významnou část hydrologické bilance. Přesné a spolehlivé údaje o evapotranspiraci jsou proto velmi důležité při monitoringu vodních zdrojů v zemědělském i regionálním měřítku.

První část této práce popisuje princip fungování dálkového průzkumu Země. Dále popisuje některé způsoby odhadu evapotranspirace konvenčními metodami i pomocí dálkového průzkumu Země a uvádí dostupná data dálkového snímání využitelná k odhadu evapotranspirace.

Praktická část se věnuje analýze využitelnosti teplotních dat z družicového snímání pro výpočet evapotranspirace. Na šesti vzorcích jsou porovnávány hodnoty evapotranspirace za vstupu družicově získané teploty a teploty naměřené klimatologickými stanicemi na území ČR. Ukázalo se, že obecně nejvhodnější pro výpočet evapotranspirace za použití teploty získané pomocí dálkového průzkumu Země jsou v letních měsících vzorce kombinující teplotu a relativní vlhkost, pro zimní měsíce jsou naopak nejlepší exponenciálně založené vzorce. Jak již bylo zmíněno v diskuzi, výsledky analýzy poskytují informace pro ucelenou představu o použitelnosti jednotlivých vzorců a jejich vhodnosti pro výpočet evapotranspirace s družicově získanou teplotou. Pro co nejpřesnější výsledky a jednoznačné stanovisko by však bylo potřeba provést vhodné korekce dat a srovnání s výsledky analýzy uskutečněné na více různých lokalitách.

8. Přehled literatury a použitých zdrojů

ALLEN, R., L. S. PEREIRA, T. A. HOWELL, M. E. JENSEN, 2011.

Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*. **98**(6), 899-920. DOI: 10.1016/j.agwat.2010.12.015. ISSN 03783774.

ALLEN, R., M. TASUMI a R. TREZZA, 2007. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. **133**(4), 380-394. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380).

ATOVS tropospheric humidity and temperature data set: Product User Manual, 2013. EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring. Dostupné také z:

https://www.cmsaf.eu/SharedDocs/Literatur/document/2013/saf_cm_dwd_pum_atovs_1_1_pdf.pdf?__blob=publicationFile

BERAN, A., 2019. *Odvození vzorců pro výpočet výparu, využití dálkového průzkumu Země pro výpočet výparu: Souhrnná zpráva za rok 2018*. Technologická agentura České republiky. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka.

COLAIZZI, P. D., W. P. KUSTAS, M. C. ANDERSON, N. AGAM, J. A. TOLK, S. R. EVETT, T. A. HOWELL, P. H. GOWDA, S. A. O'SHAUGHNESSY, 2012. Two-source energy balance model estimates of evapotranspiration using component and composite surface temperatures. *Advances in Water Resources*. **50**, 134-151. DOI: 10.1016/j.advwatres.2012.06.004. ISSN 03091708.

CVPK, 2018. *Centrum pro vodu, půdu a krajinu: Chytrá krajina* [online]. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze [cit. 2019-03-27]. Dostupné z: <https://cvpk.czu.cz/cs/r-13920-chytra-krajina>

DIAZ, J. C. F., W. E. CARTER, R. L. SHRESTHA, C. L. GLENNIE, 2017. LiDAR Remote Sensing. PELTON, J. N., ed., S. MADRY, ed. a S. CAMACHO-LARA, ed., J. PELTON, S. MADRY, S. CAMACHO-LARA. *Handbook of Satellite Applications*. Switzerland: Springer International Publishing, s. 929-980. DOI: 10.1007/978-3-319-23386-4_44. ISBN 978-3-319-23385-7.

DORNIČ, J., 1992. *Dálkový průzkum Země*. 1. Praha: Český geologický ústav, 56 s. ISBN 80-7075-099-5.

EISELTOVÁ, M., J. POKORNÝ, P. HESSLEROVÁ, W. RIPL, 2012. Evapotranspiration - A Driving Force in Landscape Sustainability. IRMAK, Ayse. *Evapotranspiration - Remote Sensing and Modeling*. InTech. ISBN 978-953-307-808-3.

FANG, H., H. K. BEAUDOING, M. RODELL, W. L. TENG, B. E. VOLLMER, 2009. Global Land Data Assimilation System (GLDAS) Products, Services and Application From NASA Hydrology Data and Information Services Center (HDISC). In: *ASPRS 2009 Annual Conference*. Baltimore, Maryland, s. 1-9.

FARAHANI, H. J., T. A. HOWELL, W. J. SHUTTLEWORTH, W. C. BAUSCH, 2007. Evapotranspiration: Progress in Measurement and Modeling in Agriculture. *Transactions of the ASABE*. **50**(5), 1627-1638. DOI: 10.13031/2013.23965. ISSN 2151-0040.

FISHER, D. a H. PRINGLE III, 2013. Evaluation of alternative methods for estimating reference evapotranspiration. *Agricultural Sciences*. **4**(8), 51-60. DOI: 10.4236/as.2013.48A008. ISSN 2156-8553.

FRYČOVÁ, R., 2018. Sucho trápí zemědělce, alergiky, ale i majitele studní. *Rakovnický deník* [online]. VLTAVA LABE MEDIA a.s. [cit. 2019-03-08]. Dostupné z: https://rakovnicky.denik.cz/zpravy_region/sucho-trapi-zemedelce-alergiky-ale-i-majitele-studni-20180511.html

HALOUNOVÁ, L. a K. PAVELKA, 2005. *Dálkový průzkum Země*. Vyd. 1. Praha: Vydavatelství ČVUT. ISBN 80-01-03124-1.

HANEL, M., L. KAŠPÁREK a M. MRKVIČKOVÁ, 2011. *Odhad dopadů klimatické změny na hydrologickou bilanci v ČR a možná adaptační opatření*. Vyd. 1. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T.G. Masaryka. ISBN 978-80-87402-22-1.

HRÁDEK, F. a P. KUŘÍK, 2008. *Hydrologie*. 3. Praha: Česká zemědělská univerzita, 280 s. ISBN 978-80-213-1744-4.

IRMAK, A., I. RATCLIFFE, P. RANADE, K. G. HUBBARD, R. K. SINGH, B. KAMBLE, J. KJAERGAARD, 2011. Estimation of land surface evapotranspiration with a satellite remote sensing procedure. *Great Plains Research*. University of Nebraska Press, **21**(1), 73–88. Dostupné z: www.jstor.org/stable/23779969.

JANSSEN, L. a W. BAKKER, 2001. *Principles of remote sensing: an introductory textbook*. 2nd ed. Enschede, The Netherlands: International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. ISBN 90-6164-199-3.

JENSEN, M., 2010. *Estimating evaporation from water surfaces: CSU/ARS Evapotranspiration Workshop*. Fort Collins.

KOLÁŘ, J., 1990. *Dálkový průzkum Země*. 1. vyd. Praha: Nakladatelství technické literatury. ISBN 8003005175.

KUMAR, P., G. RASUL a D. KUMAR, 2013. Evaporation Estimation from Climatic Factors. *Pakistan Journal of Meteorology*. **9**(18), 51-57.

KUTÍLEK, M., V. KURÁŽ a M. CÍSLEROVÁ, 2004. *Hydropedologie 10*. Vyd. 2. přeprac. Praha: České vysoké učení technické, 176 s. ISBN 80-01-02237-4.

Landsat 8 (L8) Data Users Handbook, 2016. 2. South Dakota: Department of the Interior U.S. Geological Survey. Dostupné také z: https://landsat.usgs.gov/sites/default/files/documents/LSDS-1574_L8_Data_Users_Handbook.pdf

LIOU, Y. a S. KAR, 2014. Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms—A Review. *Energies*. **7**(5), 2821-2849. DOI: 10.3390/en7052821. ISSN 1996-1073.

LITSCHMANN, T. a E. KLEMENTOVÁ, 2005. Srovnání výpočetních metod potenciální evapotranspirace. In: ROŽNOVSKÝ, J. a T. LITSCHMANN. *Evaporace a evapotranspirace: sborník z mezinárodního vědeckého semináře*. Brno: Český hydrometeorologický ústav, s. 47-58. ISBN 80-86690-24-5.

LI, Z., R. TANG, Z. WAN, Y. BI, CH. ZHOU, B. TANG, G. YAN, X. ZHANG, 2009. A Review of Current Methodologies for Regional Evapotranspiration Estimation from Remotely Sensed Data. *Sensors*. **9**(5), 3801-3853. DOI: 10.3390/s90503801. ISSN 1424-8220.

MATEJKA, F. a T. HURTALOVÁ, 2005. Vzťah medzi potenciálnou a referenčnou evapotranspiráciou. In: ROŽNOVSKÝ, J. a T. LITSCHMANN. *Evaporace a evapotranspirace: sborník z mezinárodního vědeckého semináře*. Brno: Český hydrometeorologický ústav, s. 39-46. ISBN 80-86690-24-5.

MICHÁLKOVÁ, L., 2018. Jaký je současný stav sucha v České republice a je důvod se obávat?. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*. **60**(5), 36–39. ISSN 0322-8916.

MODIS: Data, 2017. *MODIS Web* [online]. Washington DC: National Aeronautics and Space Administration [cit. 2018-10-24].

MZE, 2018. *Zpráva o stavu vodního hospodářství České republiky v roce 2017*. Praha: Ministerstvo zemědělství. ISBN 978-80-7434-463-3.

NOURI, H., S. BEECHAM, F. KAZEMI, A. M. HASSANLI, 2013. A review of ET measurement techniques for estimating the water requirements of urban landscape vegetation. *Urban Water Journal*. **10**(4), 247-259. DOI: 10.1080/1573062X.2012.726360. ISSN 1573-062X.

OKU, Y., H. ISHIKAWA a Z. SU, 2007. Estimation of Land Surface Heat Fluxes over the Tibetan Plateau Using GMS Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **46**(2), 183-195. DOI: 10.1175/JAM2456.1. ISSN 1558-8424.

LOUDIN, L., L. MOULIN, H. BENDJOUDI, P. RIBSTEIN, 2010. Estimating potential evapotranspiration without continuous daily data: possible errors and impact on water balance simulations. *Hydrological Sciences Journal*. **55**(2), 209-222. DOI: 10.1080/02626660903546118. ISSN 0262-6667.

PIETRONIRO, A. a T. PROWSE, 2002. Applications of remote sensing in hydrology. *Hydrological Processes*. **16**(8), 1537-1541. DOI: 10.1002/hyp.1018. ISSN 0885-6087.

POKORNÁ, D. a J. ZÁBRANSKÁ, 2008. *Hydrologie a hydropedologie*. Vyd. 1. Praha: Vydavatelství VŠCHT. ISBN 978-80-7080-707-1.

RUNNING, S. W., Q. MU, M. ZHAO, A. MORENO, 2017. *User's Guide MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (NASA MOD16A2/A3) NASA Earth Observing System MODIS Land Algorithm*. 1.5. Dostupné také z: https://lpdaac.usgs.gov/sites/default/files/public/product_documentation/mod16_v6_user_guide.pdf

SHAHIDIAN, S., R. SERRALHEIRO, J. SERRANO, J. TEIXEIRA, N. HAIE, F. SANTOS, 2012. Hargreaves and Other Reduced-Set Methods for Calculating Evapotranspiration. IRMAK, A., ed., A. IRMAK. *Evapotranspiration - Remote Sensing and Modeling*. InTech, s. 59-80. DOI: 10.5772/18059. ISBN 978-953-307-808-3.

SU, H., M. F. MCCABE, E. F. WOOD, Z. SU, J. H. PRUEGER, 2005. Modeling Evapotranspiration during SMACEX: Comparing Two Approaches for Local- and Regional-Scale Prediction. *Journal of Hydrometeorology*. **6**(6), 910-922. DOI: 10.1175/JHM466.1. ISSN 1525-755X.

ŠTĚPÁNEK, P., P. ZAHRADNÍČEK a R. HUTH, 2011. Interpolation techniques used for data quality control and calculation of technical series: an example of a Central European daily time series. *IDŐJÁRÁS - Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*. **115**(1-2), 87-98.

TANNY, J., S. ASSOULINE, F. LANGE, A. GRAVA, D. BERGER, B. TELTCH, M. B. PARLANGE, 2008. Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*. **351**(1-2), 218-229. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.12.012. ISSN 00221694.

VAN DER TOL, Ch. a G. NORBERTO, 2012. Guidelines for Remote Sensing of Evapotranspiration. IRMAK, A., ed., A. IRMAK. *Evapotranspiration - Remote Sensing and Modeling*. InTech. DOI: 10.5772/18582. ISBN 978-953-307-808-3.

WANG, W., W. CUI, X. WANG, X. CHEN, 2016. Evaluation of GLDAS-1 and GLDAS-2 Forcing Data and Noah Model Simulations over China at the Monthly Scale. *Journal of Hydrometeorology*. **17**(11), 2815-2833. DOI: 10.1175/JHM-D-15-0191.1. ISSN 1525-755X.

XIA, T., W. P. KUSTAS, M. C. ANDERSON, J. G. ALFIERI, F. GAO, L. MCKEE, J. H. PRUEGER, H. M. E. GELI, CH. M. U. NEALE, L. SANCHEZ, M. M. ALSINA, Z. WANG, 2016. Mapping evapotranspiration with high-resolution aircraft imagery over vineyards using one- and two-source modeling schemes. *Hydrology and Earth System Sciences*. **20**(4), 1523-1545. DOI: 10.5194/hess-20-1523-2016. ISSN 1607-7938.

Seznam obrázků

Obr. 1 Princip fungování DPZ	11
Obr. 2 Oblasti spektra elektromagnetického záření.....	12
Obr. 3 Změny rozdílu srážek a potenciální evapotranspirace mezi obdobími 1961 - 1980 a 1981 – 2005.....	17
Obr. 4 Výparoměrný bazén Praha-Podbaba	21
Obr. 5 Vážicí lyzimetr.....	24
Obr. 6 Zájmové území – povodí Brejlského potoka a Karlova Luhu.....	38
Obr. 7 Skript pro extrakci proměnných a převedení na časový formát	40
Obr. 8 Skript pro výpočet vzorců a propojení tabulek.....	42
Obr. 9 Skript pro výpočet vzorců a export tabulky	42
Obr. 10 Skript pro sestavení krabicového grafu	43
Obr. 11 Průběh teplot získaných pomocí DPZ a teplot naměřených.....	44
Obr. 12 Graf regresní analýzy $tempC$ a T	45
Obr. 13 Srovnání vybraných vzorců pro výpočet evapotranspirace v měsících duben až říjen v pozorovaném období let 1999 – 2017	47

Seznam tabulek

Tab. 1 Vybrané vzorce pro výpočet evapotranspirace (teplota získaná pomocí DPZ)	41
Tab. 2 Vybrané vzorce pro výpočet evapotranspirace (teplota získaná pozemním měřením)	43
Tab. 3 Vybrané vzorce pro výpočet výparu za období 1999 - 2017.....	46
Tab. 4 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc duben v období 1999 - 2017	48
Tab. 5 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc květen v období 1999 - 2017.....	49
Tab. 6 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc červen v období 1999 - 2017.....	50
Tab. 7 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc červenec v období 1999 - 2017	51
Tab. 8 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc srpen v období 1999 - 2017	52
Tab. 9 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc září v období 1999 - 2017	53
Tab. 10 Vybrané vzorce pro výpočet ET za měsíc říjen v období 1999 - 2017.....	54

Seznam příloh

Příl. 1 Krabicové grafy znázorňující rozptyl hodnot evapotranspirace (mm) v jednotlivých měsících pro období let 1999 - 201765

Přílohy

Příl. 1 Krabicové grafy znázorňující rozptyl hodnot evapotranspirace (mm) v jednotlivých měsících pro období let 1999 - 2017

