



VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ

BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY

FAKULTA STAVEBNÍ

FACULTY OF CIVIL ENGINEERING

ÚSTAV VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ KRAJINY

INSTITUTE OF LANDSCAPE WATER MANAGEMENT

POROVNÁNÍ METOD VÝPOČTU EVAPOTRANSPIRACE V POVODÍ

SUMMARY OF A POTENTIAL EVAPOTRANSPIRATION CALCULATION METHODS IN THE SELECTED
RIVER BASINS

DIPLOMOVÁ PRÁCE

MASTER'S THESIS

AUTOR PRÁCE

AUTHOR

Bc. Jana Bedáňová

VEDOUCÍ PRÁCE

SUPERVISOR

doc. Ing. Daniel Marton, Ph.D.

BRNO 2023

Zadání diplomové práce

Ústav: Ústav vodního hospodářství krajiny
Studentka: **Bc. Jana Bedáňová**
Vedoucí práce: **doc. Ing. Daniel Marton, Ph.D.**
Akademický rok: 2022/23
Studijní program: N3607 Stavební inženýrství
Studijní obor: Vodní hospodářství a vodní stavby

Děkan Fakulty Vám v souladu se zákonem č.111/1998 o vysokých školách a se Studijním a zkušebním řádem VUT v Brně určuje následující téma diplomové práce:

Porovnání metod výpočtu evapotranspirace v povodí

Stručná charakteristika problematiky úkolu:

Stanovení potenciální evapotranspirace v povodí je jednou ze stěžejních částí při tvorbě srážko-odtokového modelu. Pokud v zájmovém povodí nejsou k dispozici přímo měřená data je nutná aplikace nepřímých metod založených na zjednodušených početních vztazích.

Cíle a výstupy diplomové práce:

Cílem diplomové práce je provést rešerši dostupných metod výpočtu potenciální evapotranspirace v povodí. Pro vybrané metody následně ověřit výpočtem jejich použitelnost a dosažené výsledky vzájemně mezi sebou porovnat.

Seznam doporučené literatury a podklady:

Starý, M. Hydrologie. BRNO: Skripta byla vydána v el. podobě, 2005.

MARTON, D.; KNOPPOVÁ, K. Developing hydrological and reservoir models under deep uncertainty of climate change: robustness of water supply reservoir. *Water Science and Technology: Water Supply*, 2019, roč. 19, č. 5, s. 2222-2230. ISSN: 1606-9749.

BEDNÁŘ, M.; MARTON, D. Bilanční srážko-odtokový hydrologický model v denním kroku výpočtu. *SBORNÍK PŘÍSPĚVKŮ*. Brno: Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, 2022. s. 387-392. ISBN: 978-80-86433-76-9.

Termín odevzdání diplomové práce je stanoven časovým plánem akademického roku.

V Brně, dne 9. 6. 2022

L. S.

doc. Ing. Daniel Marton, Ph.D.
vedoucí ústavu

doc. Ing. Daniel Marton, Ph.D.
vedoucí práce

prof. Ing. Rostislav Drochytka, CSc., MBA, dr. h. c.
děkan

ABSTRAKT

Diplomová práce se zabývá rešerší dostupných metod pro výpočet potenciální evapotranspirace a následnou aplikací vybraných metod. V textové části je popsáno obecné poznání o evapotranspiraci, konkrétní druhy výparů z různých povrchů (voda, půda vegetace, sněhová pokrývka, urbanizované území). Následují metody přímého měření, kde jsou popsány druhy výparoměrů, pro jaké druhy výparů se používají. Popsány jsou zde také metody nepřímého měření pro stanovení potenciální evapotranspirace a jejich rozdělení. Hlavní částí rešerše jsou empirické metody pro výpočet potenciální evapotranspirace, zde je uveden vybraný výčet těchto metod. Dále je provedena praktická aplikace metody podle Thornthwaita, Hargreaves-Samaniho a Hargreaves-Allena za použití dat ze srážkoměrná stanice Olomouc-Holice, jejíž data jsou dostupná z portálu ČHMÚ. Poté je provedeno porovnání použitých výpočtových metod.

KLÍČOVÁ SLOVA

Evapotranspirace v povodí, výpar, evaporace, přímé metody měření výparu, výparoměr, lysimetr, empirické metody výpočtu evapotranspirace, hydrologická bilance

ABSTRACT

The master's thesis deals with the research of available methods for calculating potential evapotranspiration and the subsequent application of selected methods. The text part describes general knowledge about evapotranspiration, specific types of vapors from different surfaces (water, soil, vegetation, snow cover, urbanized area). The following are methods of direct measurement, where the types of vapor meters are described, for which types of vapors they are used. Indirect measurement methods for determining potential evapotranspiration and their distribution are also described here. The main part of the research is empirical methods for calculating potential evapotranspiration, here is a selected list of these methods. Furthermore, a practical application of the method according to Thornthwaite, Hargreaves-Samani and Hargreaves-Allen is carried out using data from the Olomouc-Holice precipitation station, the data of which are available from the ČHMÚ portal. Then a comparison of the used calculation methods is made.

KEYWORDS

Evapotranspiration in the selected river basins, vapor, direct vapor measurement methods, evaporimeter, lysimeter empirical methods of calculation evapotranspiration, hydrological balance

BIBLIOGRAFICKÁ CITACE

BEDÁŇOVÁ, Jana. *Porovnání metod výpočtu evapotranspirace v povodí*. Brno, 2023, 108 s. Dostupné také z: <https://www.vutbr.cz/studenti/zav-prace/detail/144980>. Diplomová práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodního hospodářství krajín. Vedoucí práce: doc. Ing. Daniel Marton, Ph.D..

PROHLÁŠENÍ O SHODĚ LISTINNÉ A ELEKTRONICKÉ FORMY ZÁVĚREČNÉ PRÁCE

Prohlašuji, že elektronická forma odevzdané diplomové práce s názvem *Porovnání metod výpočtu evapotranspirace v povodí* je shodná s odevzdanou listinnou formou.

Brno

.....

Titul Jméno Příjmení

PROHLÁŠENÍ O PŮVODNOSTI ZÁVĚREČNÉ PRÁCE

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci s názvem *Porovnání metod výpočtu evapotranspirace v povodí* zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje.

Brno

.....

Titul Jméno Příjmení

PODĚKOVÁNÍ

Ráda bych poděkovala vedoucímu diplomové práce panu doc. Ing. Danielu Martonovi Ph.D. za odborné vedení, konzultace, trpělivost a podnětné návrhy k práci. Také děkuji své rodině za podporu a pochopení.

Brno

.....

podpis autorky

Obsah

1	ÚVOD	10
2	CÍLE PRÁCE	11
3	SOUČASNÝ STAV POZNÁNÍ	12
3.1	Druhy výparů	13
3.1.1	Výpar z volné vodní hladiny	14
3.1.2	Výpar ze sněhu a ledu	15
3.1.3	Výpar z půdy	16
3.1.4	Výpar z povrchu vegetace	16
3.1.5	Výpar z urbanizovaných území	16
3.2	Metody přímého měření	17
3.2.1	Wildův výparoměr	18
3.2.2	Rónův výparoměr	18
3.2.3	Picheův výparoměr	19
3.2.4	Šermerův výparoměr	20
3.2.5	Výparoměr GGI-500	21
3.2.6	Plovoucí výparoměr	21
3.2.7	Bazénový výparoměr	24
3.2.8	Výparoměr GGI-3000	27
3.2.9	Výparoměr Class-A-Pan	28
3.2.10	Výparoměr EWM	28
3.2.11	Měření evapotranspirace lyzimetry	32
3.3	Nepřímé metody stanovení potenciální evapotranspirace	38
4	EMPIRICKÉ METODY PRO VÝPOČET POTENCIÁLNÍ EVA- POTRANSPIRACE	40
4.1	Metoda Blaney-Criddle	40
4.2	Metoda Thornthwaita	42
4.3	Metoda Turc-Mezentsev	45
4.4	Papadakisova metoda	47
4.5	Metoda podle Budyka	50
4.6	Metoda podle Hargreavesa	51
4.6.1	Hargreaves-Samani	53
4.6.2	Hargreaves-Allen	54
4.7	Penmanova a Penman-Monteithova Metoda	54
4.7.1	Penman-Monteithova metoda	54

4.8	Metoda podle Oudina	57
5	APLIKACE VYBRANÝCH METOD VÝPOČTU POTENCIÁLNÍ EVAPOTRANSPIRACE	58
5.1	Zájmové území	58
5.2	Výsledky výpočtu dle metody Thornthwaita	59
5.3	Výsledky výpočtu dle metody Hargreaves-Samaniho	70
5.4	Výsledky výpočtu dle metody Hargreaves-Allena	80
6	SHRNUTÍ VÝSLEDKŮ	91
7	ZÁVĚR	95
	Seznam použité literatury	98
	Seznam symbolů, veličin a zkratk	107

1 ÚVOD

Tato práce se bude zabývat rešerší dostupných metod výpočtu potenciální evapotranspirace a následnou aplikací na vybraná povodí a jejich porovnání.

Na úvod si zmiňme že, evapotranspirace je fyzikální proces, kterým se voda z kapalného či tuhého stavu přeměňuje na vodní páru. Název pro evapotranspiraci vznikl spojením slov evaporace (výpar z půdního nebo vodního povrchu nezakrytého vegetací-fyzikální proces) a transpirace (výpar vody z vegetace-fyziologický proces). Vyjadřuje se jako vrstva vody v milimetrech, která se za určitý čas uvolní do atmosféry. [1]

Největší energetický zdroj schopný přeměňovat vodu z kapalně fáze na páru je Slunce. Patří mezi hlavní meteorologické parametry, které ovlivňují evapotranspiraci. Množství slunečního záření závisí na hustotě vzduchu a oblačnosti, protože oblaka záření pohlcují a odrážejí. Vlhkost vzduchu je zase hlavním činitelem pro přenos páry. Rychlost větru a vzdušná turbulence napomáhají přenosu vodní páry do okolního vzduchu. Rychlejší výměna větru nad odpařovací plochou zvyšuje evapotranspiraci. Ve vysoké nadmořské výšce a s tím spojené snižování atmosférického tlaku a hustoty vzduchu se vypařování zvyšuje. [1]

Evapotranspirace je jeden ze tří základních prvků hydrologické bilance (srážky, odtok, výpar) a k vzájemně složité interakci: půda x rostlina x atmosféra, patří k nejkomplicovanějším a nejobtížněji stanovitelným veličinám v přírodě. Na světě existuje celá řada vzorců od nejjednodušších až po ty nejsložitější, které jsou součástí různých matematických modelů řešících kromě vlastní evapotranspirace též vlhkostní poměry v půdě, problematiku vláhových deficitů v půdě pod různými porosty, resp. otázky hydrologické bilance v krajině. [2]

Jak bylo uvedeno, výpar je základní složkou hydrologické bilance a tedy je jeho pozorování důležité. Znat hodnotu evapotranspirace má význam pro studium toků vody a energie v přirozených rostlinných společenstvech a zemědělských plochách [26], při řízení nádrží a také pro strategické plánování v oblasti vodního hospodářství. Dále v krajiněm plánování a pro studium dopadu změny klimatu na ČR, kde jsou součástí klimatických modelů. Hodnoty evapotranspirace jsou také složkou v modelech hydrologické bilance a srážko-odtokových modelů.

2 CÍLE PRÁCE

Cílem práce, je provést rešerši dostupných empirických metod pro výpočet potenciální evapotranspirace. Dále výběr možných metod pro výpočet, aplikace na vybraná povodí a jejich následné porovnání. Podkladem pro zpracování praktické aplikace jsou data měsíčních průměrných teplot [3] a denních maximálních a minimálních teplot [4] ze srážkoměrné stanice Olomouc-Holice, která spadá pod dílčí povodí řeky Moravy a přítoků Váhu.

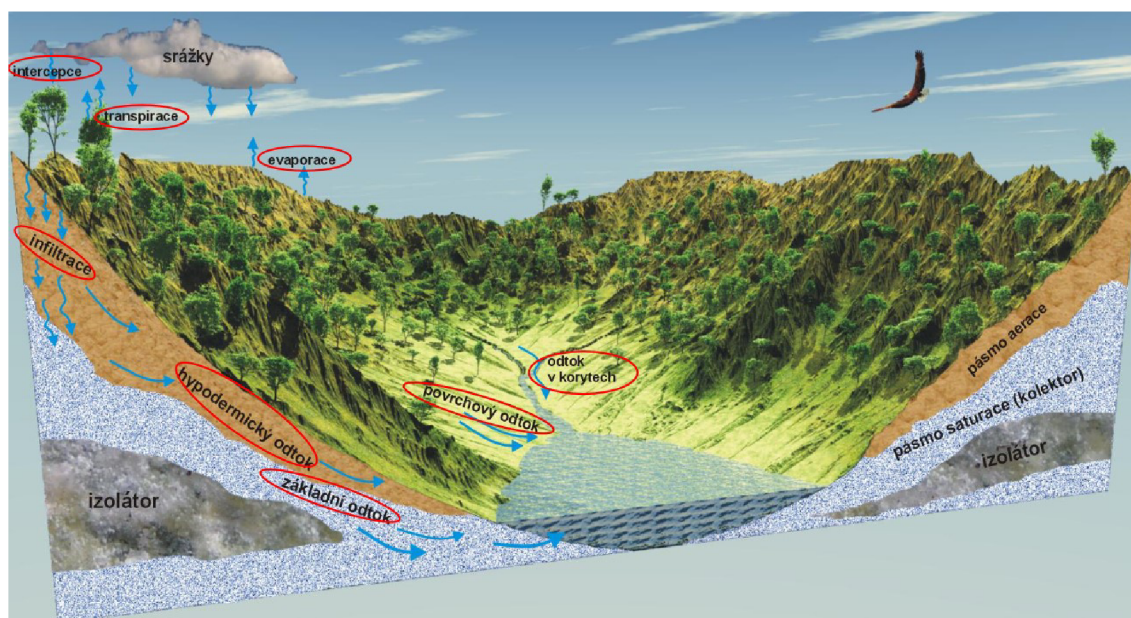
Pro výpočet potenciální evapotranspirace v praktické aplikaci byla použita metoda podle Thornthwaita dle informací z článku autorů (Rusnam Rusnam, Nika Rahma Yanti, 2021) [5] a metoda podle Hargreavese-Samaniho dle článku autorů (Daniel K. Fisher, H. C. Pringle III, 2013)[6], na tuto metodu navazuje Hargreaves-Allen ke kterému jsem čerpala informace ze článku od původních autorů (George H. Hargreaves, Richard G. Allen, 2003).

3 SOUČASNÝ STAV POZNÁNÍ

Jak už bylo zmíněno v úvodu, evapotranspirace je fyzikální proces, jedná se zde o celkový výpar z povrchu zemského do atmosféry, který se vztahuje k určitému území. Skládá se z evaporace, což je fyzikální výpar a transpirace a to je fyziologický výpar. Evaporace je vypařování vody z různých zdrojů (půda, vodní plochy, intercepční voda) [7]. Intercepční voda je srážková voda, která se zdrží v čase srážky na povrchu porostů a po jejím ukončení se vypaří tzn., že rostliny tuto vodu nepřijímají, tudíž se nezúčastňuje fotosyntézy a tím pádem nepadá do transpirace. Intercepční kapacita porostu závisí od vlastností rostliny a má charakteristický sezonní chod [8]. Různé druhy výparů (podle výparného povrchu) jsou uvedeny v kapitole (3.1) Druhy výparů.

Transpirace je výpar vody z vegetace, zejména z průduchů listů.

Evapotranspirace (evaporace a transpirace) je stěžejní částí při tvorbě srážko-odtokového procesu obr.(3.1). Nash (1989) uvádí že, její hodnotu ovlivňují především klimatické podmínky a půdní poměry. Konkrétně je významná půdní vlhkost, intenzita vztlínání vody v půdě, reliéf, hloubka hladiny spodní vody, teplota vzduchu a teplota půdy, vítr, vlhkost vzduchu, globální radiace, sluneční svit a atmosférický tlak. Na vodou nasycených půdách závisí výpar na pohybu vzduchu, většinou dosahuje hodnoty 10 až 15 mm denně. V podmínkách lesních porostů je výše výparu z povrchu půdy silně ovlivněna vegetační vrstvou. [9][1]



Obr. 3.1: Srážko-odtokový proces [10]

Při popisu evapotranspirace (ET) rozlišujeme potenciální a aktuální výpar. Cha-

rakteristika potenciální evapotranspirace (ETP) hovoří o velikosti výparu, která by nastala v daném místě pokrytém souvislým vegetačním porostem za podmínky neustálého přísunu vody. Je to tedy maximální možný výpar a transpirace za daných podmínek stanoviště a aktuálních klimatických podmínek. Vyjadřuje tedy schopnost okolního vzduchu přijímat další vodu. [1]

Proces vypařování může být označen jako potenciální v případě, že jsou splněny tyto podmínky: (a) intenzita potenciální evapotranspirace z dané půdy, porostu nebo jiného povrchu je určena jen meteorologickými podmínkami v přízemní vrstvě atmosféry, obsah vody v půdě nesnižuje rychlost evapotranspirace. (b) Vzduch těsně nad výparným povrchem je nasycený vodními parami a parciální tlak vodních par je funkcí pouze teploty výparného povrchu. Na základě těchto podmínek vytvořil Penmann (1948) metodu výpočtu potenciální evapotranspirace. [8]

Aktuální evapotranspirace (ETA) představuje množství vody, které se skutečně odpaří a které probíhá v reálných přírodních podmínkách a její stanovení je velice obtížné. Metody pro přímé měření jsou velmi drahé a vyžadují odbornou obsluhu. K měření ETA jsou využívány lyzimetry. A relativně snadno lze měřit aktuální výpar pomocí výparoměrů, které měří výpar z volné vodní hladiny. [1] Z těchto hodnot lze evapotranspiraci dopočítat ze vzorců na základě závislosti na dalších meteorologických veličinách. Podle Nováka (1995) je zřejmé, že evapotranspirace je proces, prostřednictvím kterého je vodní a energetický cyklus podmíněný a vzájemně spojený.

3.1 DRUHY VÝPARŮ

Vypařování je proces, při kterém přechází hmota z pevné nebo kapalně fáze na plynnou. Přechod z pevné fáze na plynnou se nazývá sublimace. Vypařovat se může každá látka pokud se jí dodá dostatečné množství energie potřebné ke změně skupenství. Pojmem „výpar“ se označuje množství vypařené vody za určitý časový interval. Pro tento proces je charakteristická vysoká spotřeba energie (sluneční záření, proudění vzduchu z okolí s vyšší teplotou). Např. za každý 1 g vody při 20 °C dostává povrch 2450 J energie. Jedná se tedy o termodynamický proces. Pro termodynamické procesy je charakteristické, že makroskopický stav libovolné látky je charakterizovaný dvěma proměnnými a sice teplotou a tlakem. [8]

Současné představy o tomto procese jsou založené na kinetické teorii vypařování, která byla poprvé publikována Šulejkinem (1926) a rozvinutá Babkinem, Budagovským a dalšími. Kinetická teorie předpokládá, že molekuly vody jsou v nepřetržitém, chaotickém pohybu. Rychlosti pohybu jsou rozdělené náhodně v širokém intervalu rychlostí a toto rozdělení může být vyjádřené Maxwellovou funkcí. [8]

V přírodě rozlišujeme výpar podle charakteru výparného povrchu na:

- výpar z volné vodní hladiny,
- výpar ze sněhu a ledu,
- výpar z půdy,
- výpar z povrchu vegetace (transpirace),
- výpar z urbanizovaných území.

Výparem z povodí máme na mysli celkový výpar, nazývaný také klimatický. [9]

3.1.1 Výpar z volné vodní hladiny

Výpar z volné vodní hladiny je jedním ze základních prvků hydrologické bilance. Jeho průměrná hodnota se v průběhu let mění vlivem postupující klimatické změny, stejně jako je tomu u dalších prvků hydrologické bilance. [11]

Tento druh výparu je z fyzikálního hlediska relativně nejjednodušším případem evaporačního procesu. Jeho intenzita v porovnání s ostatními povrchy není limitována nedostatkem vody, tímto lze považovat za potencionální, tedy maximálně možný výpar. Jeho intenzita závisí pouze na atmosférických podmínkách, především na stavu a variabilitě základních meteorologických prvků (teplota a vlhkost vzduchu, globální radiace či sluneční svit, rychlost větru apod.). Lze též konstatovat, že hodnoty výparu z vodní hladiny jsou kvantitativně velmi blízké hodnotám ETP travního porostu nebo referenční evapotranspirace hypotetického povrchu dle metodiky FAO. [12]

Z fyzikálních vlastností je nutno připomenout, při srovnání s ostatními vypařujícími povrchy, že voda má nízké albedo (součinitel odrazu a) pro krátkovlnnou radiaci (většinou 0,05 až 0,12). Znamená to, že absorbuje 88 až 93 % dopadající sluneční energie. Voda má současně nízký součinitel dynamické drsnosti, to je příčinou vyšších součinitelů rychlosti turbulentního přenosu. Vysoká teplotní vodivost vodního prostředí a vertikální turbulentní toky jsou dále příčinou teplotního vyrovnávání ve vertikálním směru. [12]

Podstata výparu z vody spočívá v tom, že zvyšováním teploty vody se zvyšuje rychlost vodních molekul a ty, které získaly dostatečnou kinetickou energii, (i když jsou přidržovány soudržností kapaliny a povrchovým napětím), vyletují z hladiny a dostávají se do atmosféry. Molekuly, které unikly z kapalně fáze, se srážejí s molekulami obsaženými ve vzduchu. Odrazem některé z nich se mohou společně s ostatními, které kondenzovaly díky velkým rychlostem, dostat z atmosféry zpět do původního prostředí. [9]

K měření výparu z volné vodní hladiny se dříve používal váhový výparoměr Wilda,

Rónův výparoměr (tzv. pánvový nebo rozdílový) a Picheův výparoměr. u všech přístrojů byly časem zjištěny určité nedostatky, které více či méně ovlivňovaly naměřené hodnoty výparu a proto byla jejich měření ukončena. V rámci ČHMÚ se od 2. poloviny 20. století se používal manuální výparoměr GGI-3000, který byl časem nahrazen automatickým výparoměrem EWM. [12]

3.1.2 Výpar ze sněhu a ledu

Výpar z pevného skupenství vody (ledu a sněhu) může být významný pro vodní bilanci daného území, hlavně ve vysokých zeměpisných šířkách. Dříve se mělo za to, že výpar probíhá přímo, bez přechodu do kapalného stavu (sublimací). Novák (1995) ovšem uvádí, že ve skutečnosti se v čase vypařování vytvoří na ledu tenká vrstva vody, která se vypařuje. Skupenské teplo vypařování ze sněhu a ledu je součtem skupenského tepla tání a vypařování (skupenské teplo sublimace je větší než u vypařování). [8]

Je také potřeba říci, že existuje devět tříd struktur ledu. Led který nacházíme běžně v přírodě má 1. hexagonální strukturu ($0,92 \text{ g/cm}^3$). Maximální teplota na povrchu sněhu je 0°C , výpar tedy probíhá při teplotě rosného bodu nad bodem mrazu (skupenské teplo vypařování: $L = 2,45 \times 10^6 \text{ J/kg}$, skupenské teplo tání: $L_T = 3,33 \times 10^5 \text{ J/kg}$, skupenské teplo sublimace: $L_s = 2,82 \times 10^6 \text{ J/kg}$). Zdrojem energie pro vypařování je sluneční záření, tyto povrchy mají vysoké albedo tzn., že velká část dopadajícího slunečního záření se odrazí zpět do atmosféry. Hodnota albeda pro čerstvý sníh je: $0,8 \leq a \leq 0,90$ a pro starší sníh: $a = 0,45$. Pro vysoké albedo krátkovlnného záření je rychlost vypařování nižší než u jiných povrchů. [8]

Evaporace ze sněhu je vyšší než z ledu díky větší ploše svého povrchu. Znat hodnoty výparu ze sněhu je velmi důležité, např. u předpovědi objemu odtoku ze sněhu v období jarního tání. Výpar ze sněhu ovlivňuje hlavní měrou sluneční radiace, fyzikální vlastnosti sněhu, jako například hustota, tepelná vodivost, dále vítr a situování zasněženého povrchu vůči světovým stranám. [9]

Výpar ze sněhu je určován úbytkem tíhy sněhových vzorků v nádobách umístěných pod širým nebem. Výsledky jsou však zkresleny radiačním ohříváním nádob, které pak způsobují urychlení tání. Voda, jež z nádoby neodtéká, prosycuje vzorek sněhu, takže vodní hodnota sněhu v nádobě neodpovídá průměrům ve skutečnosti. Protože výpar z vody je za jinak stejných podmínek větší než ze sněhu a ledu, předpokládá se, že hodnoty získávané přístroji jsou oproti skutečnosti značně vyšší. [9]

3.1.3 Výpar z půdy

Výpar z půdy závisí jednak na meteorologických podmínkách, jednak na vlastnostech půdy. Souhrnně můžeme říci, že výpar je tím menší, čím silnější je povrchová vrstva vysušené půdy a o to, čím pomaleji se vlhkost doplňuje ze spodních vrstev (kapilarita). Drsný a zvlněný povrch více přispívá k výparu než rovný a hladký povrch. Větší výpar mají tmavé půdy. Důležitý je i vliv polohy. Největší je výpar na jihozápadních svazích, menší na východních a nejmenší na severních. Zvětšení sklonu zvětšuje výpar na jižních a východních svazích a snižuje jej na západních a severních. Podstatný vliv na zmenšení výparu má zastínění půdy. např. zastínění rostlinstvem může zmenšit výpar až na hodnotu 20 %. Přitom však rostlinstvo zase naopak k výparu přispívá přímým vypařováním vláhy z povrchu listů tzn. transpirací. [13]

3.1.4 Výpar z povrchu vegetace

Výpar z povrchu vegetace, tedy transpirace je soubor procesů přenosu vody z půdy přes rostlinu do atmosféry (systém: PRAT, půda–rostlina–atmosféra). Tento přenos je možné rozdělit na čtyři úseky:

- a) Přenos kapalně vody v půdě k povrchu kořenů.
- b) Přenos kapalně vody od povrchu kořenů do parenchymových buněk listů. Na povrchu těchto buněk dochází k fázové přeměně vody na vodní páru.
- c) Přenos vodní páry na povrch listu.
- d) Přenos vodní páry z povrchu listu nebo jiných zelených pletiv do atmosféry.

Rostliny z půdy neabsorbují čistou vodu, ale slabý roztok solí, který obsahuje marko a mikroelementy pro tvorbu biomasy. Rozpustné látky, které rostlina přijme se stávají její součástí a nevypařují se, proto je z hydrologického hlediska možné proces přenosu roztoku přes systém PRAT považovat za přenos vody.

Proces přenosu vody rostlinami je předmětem výzkumu už více než sto let a přinesl mnoho informací, které jsou publikované ve velkém počtu prací. Je však nedostatek kvantitativních informací v systému PRAT o přenosu vody v neidealizovaných podmínkách. [8] Pro samostatné měření transpirace existují také různé způsoby.

3.1.5 Výpar z urbanizovaných území

Urbanizovaná území mají vysoký podíl nepropustných povrchů (dlážděné, asfaltové, betonové a střechy), to způsobuje vysoký povrchový odtok a snižuje tak přenos vody do podloží. Tenká vrstva vody se z těchto povrchů přímo vypaří, to je způsobeno

také vysokou teplotou těchto povrchů (hlavně v letním období). Dynamika vody v urbanizovaném území je tedy zrychlená důsledkem snížené akumulace vody. [8]

Proto se v poslední době klade větší důraz na zatravněné střechy, více zeleně v těchto územích, zachytávání dešťové vody atd.

3.2 METODY PŘÍMÉHO MĚŘENÍ

Jak už bylo řečeno, výpar vody lze měřit přímými metodami. Jsou to metody, kde můžeme úhrn výparu měřit přímo, tzn. že je možné úhrn výparu odečíst na měřicím přístroji bez dalších početních úkonů. Mezi tato zařízení patří lyzimetry a výparoměry, které se používají převážně na měření z volné vodní hladiny. [8] Potřebná měřicí zařízení jsou umístěna na výparoměrných stanicích.

Data z výparoměrných stanic jsou přínosná pro studie posuzující vliv klimatické změny na hydrologickou bilanci, stejně tak ke stanovení rovnic pro výpočet a obecně pro bližší poznání hydrologického cyklu. Význam pozorování je důležitý pro kvantifikaci změny výparu vlivem probíhající změny klimatu. Pozorování výparu z vodní hladiny není prováděno běžně, z důvodu značné náročnosti na údržbu a obsluhu výparoměrných stanic. [11]

Dále uvádím dříve používané výparoměry:

- Wildův výparoměr
- Rónův výparoměr
- Picheův výparoměr
- Šemerův výparoměr
- Výparoměr GGI 500

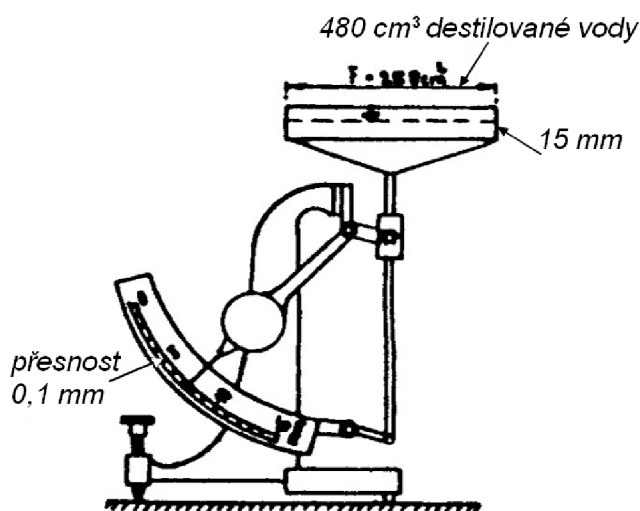
a výparoměry používané dnes:

- Plovoucí a bazénový výparoměr
- Srovnávací výparoměr
- Výparoměr GGI 3000
- Výparoměr Class-A-Pan
- Výparoměr EWM

V následujících podkapitolách si přiblížíme jak fungovaly výparoměry používané dříve a dnešní způsoby měření výparu, od relativně nejstarších po aktuální přístroje. Materiály k tomuto jsou získány převážně ze článků vydaných pracovníky Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) a Výzkumným ústavem vodohospodářským T.G. Masaryka (VUV TGM).

3.2.1 Wildův výparoměr

Wildův výparoměr obr.(3.2) jsou zvláště upravené váhy tzv. listovní, jejichž ručička ukazuje na stupnici, dělené na milimetry odpařené vody, tedy v $[l/m^2]$. Příklad stálo vyvažuje misku s vodou (případně s ledem) s průměrem 250 cm^2 , výpar vody o výšce 1 mm odpovídá ztrátě na váze 25 g . Je-li miska výparoměru prázdná, musí poloha ukazovatele souhlasit se značkou na stupnici. V případě potřeby se do této polohy uvede otáčením stavícího šroubu v podstavci přístroje. Při každém ranním termínu, bylo zapotřebí dolít destilovanou vodu do misky přibližně k dílku 5. Výparoměr se při jeho používání v roce 1955 umísťoval v meteorologické žaluziové budce. [14]



Obr. 3.2: Schéma Wildova výparoměru [15]

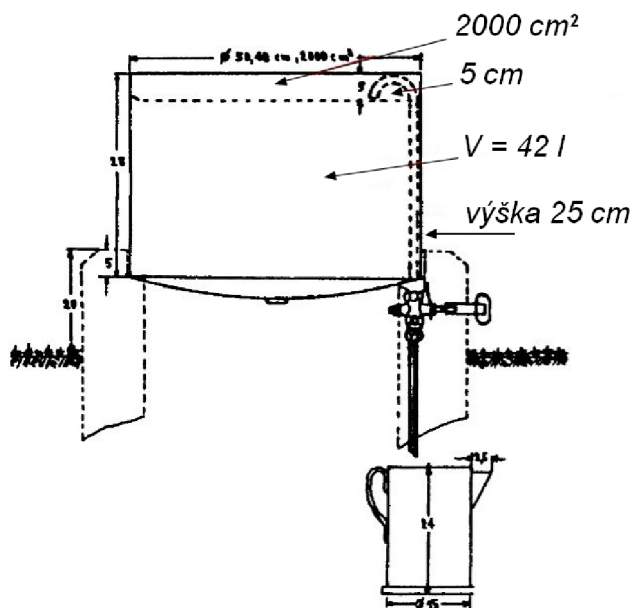
3.2.2 Rónův výparoměr

Tzv. Rónův rozdílový výparoměr obr.(3.3) byl používán k pozorování výparu z vodní hladiny Výzkumným ústavem vodohospodářským T.G. Masaryka už od roku 1943 na výzkumné hydrologické stanici v Podbabě.

V souvislosti s plánovanou výstavbou tzv. Odersko-dunajského průplavu byla zřízena celostátní síť výparoměrů Rónových. V roce 1956 byly zřízeny výparoměrné stanice v Hlasivu u Tábora, která je v provozu dodnes, a v Tišicích na Mělnicku (1956–1974). V roce 2018 bylo obnoveno pozorování výparu z vodní hladiny v areálu VÚV v Podbabě, současně byly pořízeny dva plovoucí výparoměry, jež budou v provozu v rámci výzkumných projektů na vodních nádržích. [11]

Rónův výparoměr je umístěn na volném prostranství. Je to nádoba o obsahu 421 , kruhového průřezu o ploše 2000 cm^2 , výšky 25 cm , kde je umístěna konev, do které

může voda z výparoměrné nádoby přetéci násoskou. Horní otvor násosky umožňuje přesné výškové urovnání hladiny 5 cm pod okrajem výparoměrné nádoby. Měření výparu se provádí tím, že je uzavřen kohoutek násosky a výparoměr naplněn tak, aby se násoska zahltila. Pak po uklidnění hladiny (za větrného počasí nutno překrýt poklicí) je otevřen kohoutek a přebytečná voda přeteče do konve. Hladina se ustálí v úrovni horního otvoru násosky a přístroj je připraven k měření. Kohoutek zůstává otevřen. [9]



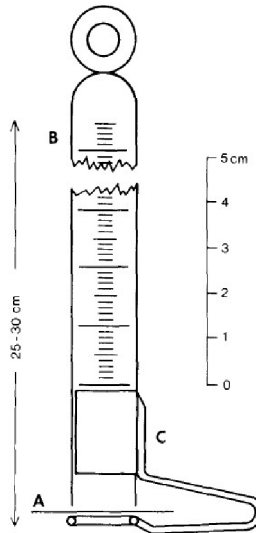
Obr. 3.3: Schéma Rónova výparoměru [15]

3.2.3 Picheův výparoměr

Picheův výparoměr je popisován jako skleněná kalibrovaná, nahoře zatavená trubice o průměru asi 10 mm a délce 30 cm. Trubice se naplní destilovanou vodou až po přesně zbroušený okraj a na otvor se pomocí nerezavějícího pružného drátku s očkem upevní kotouček filtračního papíru o průměru asi 3 cm. Do kotoučku filtračního papíru se předtím propíchne uprostřed dírka, aby do trubice mohl vnikat na místo odpařené vody vzduch. Trubice se poté obrátí a pověsí za očko na vhodný závěs. Po kratší době, potřebné k navlhčení papírového kotoučku odečteme počáteční stav hladiny a po určité době stav konečný. Výpar je dán rozdílem obou čtení. [9]

Zde uvedený Picheův výparoměr obr.(3.4) je značky Lambrecht®, Göttingen, F.R.G. Průměr filtračního papíru je 3 cm a odpařovací plocha 12,4 cm²

Výraz pro vypařování Picheovým výparoměrem nalezený Vriesem a Venemou (1953) rov.(3.1):



Obr. 3.4: Picheův výparoměr: A - kotouč savého papíru o průměru 3 cm, B - skleněná trubice kalibrovaná v milimetrech vody, C - mosazný kroužek a pružinová spona držící kotouč A proti otevřené základně trubky B [16]

$$E_{p1} = \left[\frac{S}{(S + \gamma)} \right] \left(\frac{q_d}{\rho_w L} \right) + \left[\frac{1}{(S + \gamma)} \right] \left(\frac{h_w}{\rho_w L} \right) (e_a - e_d) \quad [m/s] \quad (3.1)$$

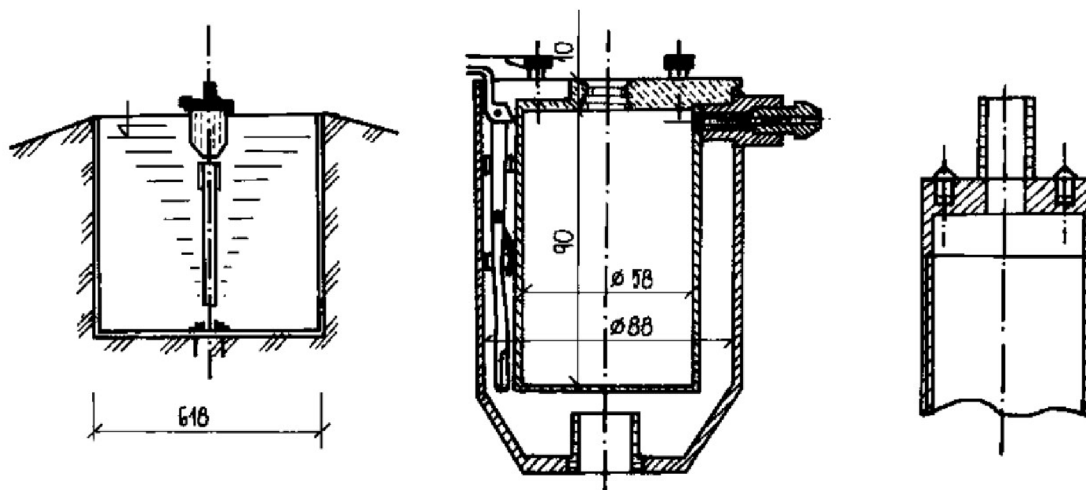
kde q_d je zdroj energie disku výparníku, S - sklon tlaku nasycených par [mbar/K], γ - psychometrická konstanta [mbar/K], ρ_w - specifická hmotnost [kg/m^3], L - latentní teplo [J/kg], h_w je součinitel prostupu tepla [W/m^2K]

3.2.4 Šermerův výparoměr

Ještě v roce 2005 se standardně využíval Šermerův výparoměr o výparné ploše 3000 cm^2 obr.(3.5). Poloha vodní hladiny se odečítala pomocí Byretky. [13]

Podle Šermera lze také spočítat průměrný denní úhrn výparu $H_{v,d}$ [mm] rov.(3.2)

$$H_{v,d} = 0,931 d + 0,20 \quad (3.2)$$



Obr. 3.5: Schéma Šermerova výparoměru [13]

3.2.5 Výparoměr GGI-500

Gorshenin výparoměr byl původně navržen pro pozorování vypařování ze sněhové pokrývky 1948. Jeho rozměr byl $25 \times 30 \times 10$ cm s odpařovací plochou 750 cm^2 . Spodní část byla dvojitá, první vrstva byla z pletiva a druhá byla plná. Síťované dno výparoměru umožňovalo infiltraci vody, dostatečná výška a volný tok rozmrzlé vody pod mřížku přibližují procesy tání v přirozených podmínkách. Standardní váhový výparoměr GGI-500-50 obr.(3.6)(později modifikovaný na GGI-500-30, který má sníženou výšku na 30 cm) je standardní zařízení pro měření výparu z půdy v Rusku a bývalém SSSR. [17]

Skládá se ze dvou válcových nádob jedné uvnitř druhé a nádoby pro sběr vody. Spodní část vnitřního válce má otvory (zde je umístěn vzorek půdy). Množství odpařené vody se stanoví z rozdílu hmotnosti vzorku měřeného ve dvou po sobě jdoucích obdobích pozorování. Přesnost měření byla 0,1 mm [17]

3.2.6 Plovoucí výparoměr

Prvním příkladem je plovoucí výparoměr VYPAR-3000 značky Fiedler obr.(3.7) o ploše 3000 cm^2 je sofistikované zařízení pro automatické měření výparu a dešťových srážek. Vedle toho je průběžně měřena i rychlost a směr větru (WS103 a WD360), globální záření (Net radiometr NR Lite 2), vlhkost a teplota vzduchu (RVT13/RK7), orientačně velikost dešťové srážky (optický srážkoměr RG-114) a teplota vody v pěti různých hloubkách včetně povrchové teploty vody uvnitř výparoměrné nádoby (přesná teplotní čidla Pt100). [18]

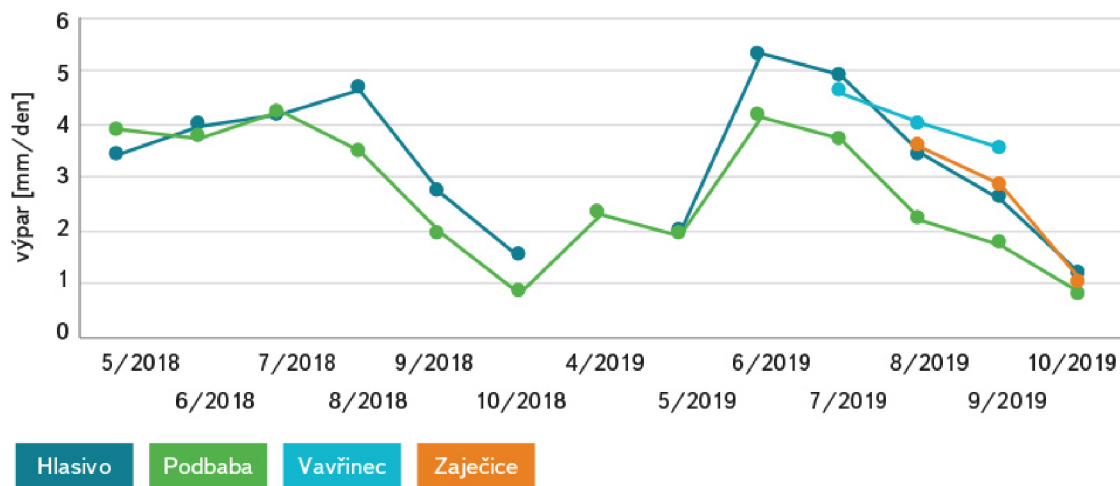
Tento výparoměr je provozován VÚV TGM a byl nainstalován na začátku července



Obr. 3.6: Vážení výparoměru GGI-500-30 [17]



Obr. 3.7: Plovoucí výparoměr značky Fiedler[18]



Obr. 3.8: Výpar ve stanici Hlasivo, Podbaba, Vavřinec a Zaječice [19]

2019 na Vavřineckém rybníce, kde jsou k dispozici desetiminutové záznamy přímého měření výparu z hladiny rybníka, čidla na měření teploty byla nastavena v hloubkách 0,5 m, 1 m, 1,5 m, 2 m a 2,5 m. [19]

Druhý výparoměr byl nainstalován na retenční nádrži Zaječice v srpnu 2019 a do provozu uveden v listopadu.

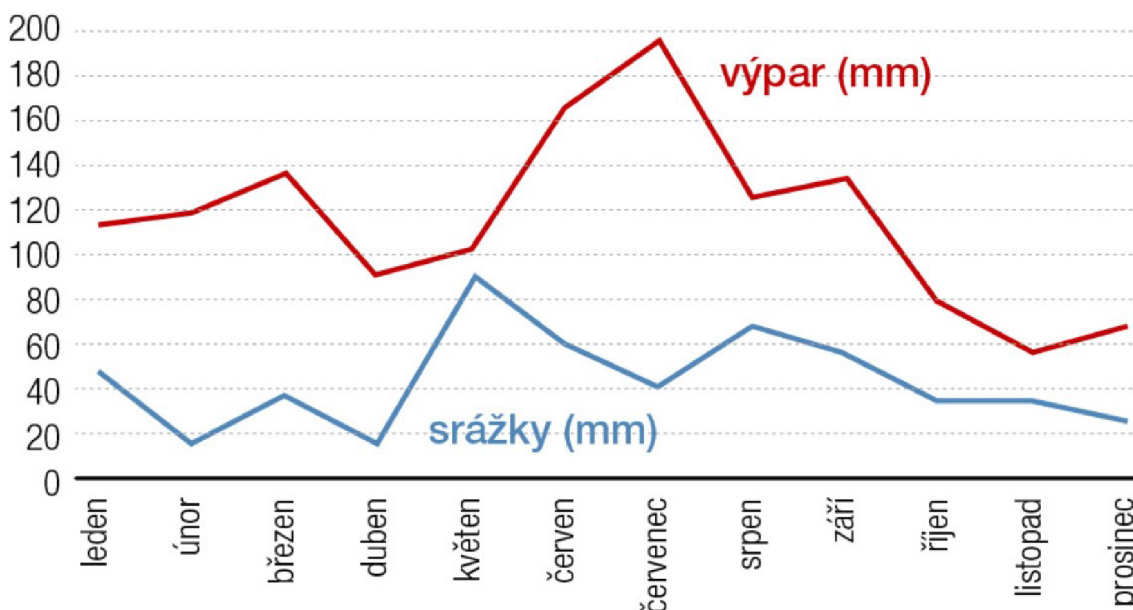
Vzhledem k měření které probíhalo v různých časových intervalech, bylo srovnání naměřených veličin omezené. Uvádím zde graf s hodnotami výparu. obr.(3.8) [19]

Z výsledků porovnání mezi jednotlivými lokalitami dále vyplývá, že rychlost větru hraje patrně významnější roli pro přesnější určení výparu, než zohledňují současné vzorce ze stanice Hlasivo. Budoucí inovace vzorců by mohla spočívat nejen v prodlužování časové řady, ale také v přípravě nových vzorců, které by více zohlednily rychlost větru a také vzorce, které by byly cíleny na konkrétní roční období. [19]

Dalším příkladem umístění plovoucího výparoměru je jezero Most. Neprůtočné jezero Most vzniklo hydrickou rekultivací ¹ bývalého hnědohelného lomu Ležáky–Most v rámci komplexní revitalizace území. Zde je realizován monitoring klimatických veličin, který za posledních několik let prokázal zvyšující se teplotu vzduchu a pokles množství srážek (protože je ČR výlučně závislé na srážkových vodách, může být naše vodní hospodářství citelně zasaženo a významně ohroženo dopady klimatické změny). [20] [21]

Palivový kombinát Ústí, s.p. pořídil, jako správce vodního díla, výparoměr, který byl uveden do provozu v červenci roku 2017. Problémy s měřením vznikají pouze při

¹Hydrická rekultivace - zatápnění zbytkové jámy po povrchové těžbě hnědého uhlí nebo také písku a kamene.



Obr. 3.9: Graf s množstvím srážek a výparu na jezeře Most v roce 2019 [20]

nepříznivých klimatických podmínkách jako: silný déšť, bouřky, námraza. Dodavatelem plovoucího výparoměru je firma METEOSERVIS v.o.s. [20]

Plovoucí výparoměr na jezeře Most se skládá z následujících částí:

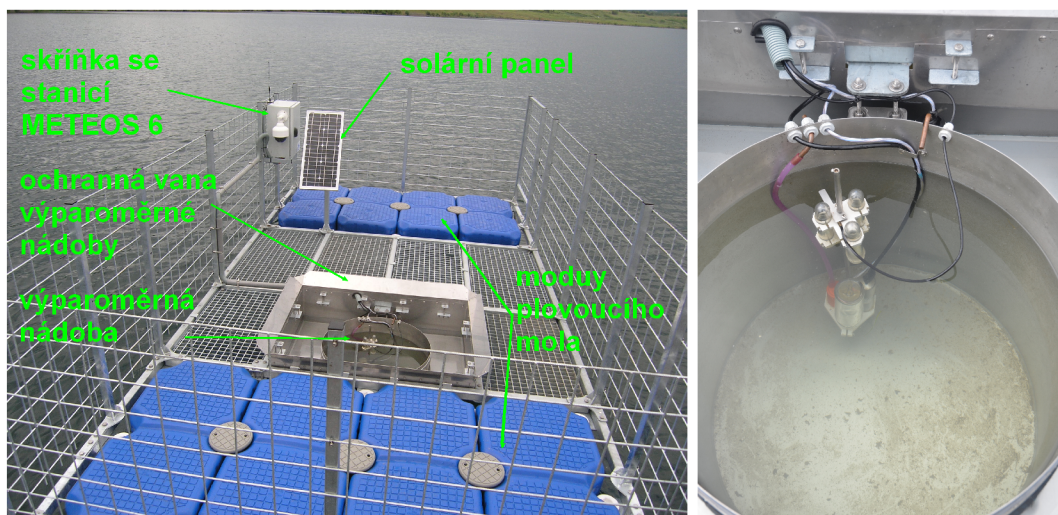
- konstrukce plovoucího voru, na kterém je umístěno přímé měření výparu,
- vlastní výparoměr (výparoměrná nádoba a příslušenství (*snímač hydrostatického tlaku v nádobě, čerpadlo, snímač teploty apod.*)),
- měřicí stanice Meteos 6 (datalogger - dálkový přenos dat pro jeden snímač), která je uložena v uzamykatelné skříni spolu se záložním akumulátorem, zdrojovou částí a komunikačními prostředky,
- a další příslušenství. [20]

Za dobu provozu plovoucího výparoměru obr.(3.10) byla zjištěna průměrná roční ztráta vody výparem 1123 mm, což v tomto případě představuje objem 3 470 070 m³ ročně. Jezero vykazuje od ukončení napuštění v roce 2014 každoročně pasivní bilanci, kterou je nutno pro udržení provozní hladiny vodního díla dotovat. viz. obr.(3.9) (srážky jsou dlouhodobě nižší než výpar) [20]

3.2.7 Bazénový výparoměr

Vzhledem k tomu, že jsou u výparoměrů konstrukční nedostatky, zejména malá výparná plocha, je třeba naměřené hodnoty násobit opravnými redukčními součiniteli, přiřazenými k jednotlivým výparoměrům. [13]

Výparoměrný bazén má výparnou plochu 20 m², a je zapuštěný v zemi 100 – 140 cm



Obr. 3.10: Plovoucí výparoměr firmy METEOSERVIS, v.o.s. a detail výparoměrné nádoby na jezeře Most [22] .

hluboko. U těchto výparoměrů se od průměru 3,5 m naměřené hodnoty považují za výpar a další opravy se neprovádí.

Od roku 2018 je pozorován výpar v areálu pražského pracoviště VÚV TGM v Podbabě. Jsou zde aktuálně umístěny tři výparoměrné bazény o průměru 2 m. Probíhá zde klasické měření výparu z vodní hladiny (bazén 1) v měsících duben až říjen (podle teplot i déle), ve stejných měsících z vody s odlišným albedem z důvodu zelené barvy vody (bazén 2), celoročně za použití nemrznoucí směsi rozpuštěné soli ve vodě (bazén 3) obr.(3.11). Výsledky pozorování jsou porovnávány s pozorováním ze stanice Hlasivo a od roku 2019 také s pozorováním plovoucími výparoměry. Dále je také na stanici Podbaba testován celoroční výparoměr.

Současně s výparem jsou zde měřeny další meteorologické veličiny viz. tab.(3.1)

Tab. 3.1: Další měřené meteorologické veličiny [11]

Výpar z volné vodní hladiny, 3 výparoměry (průměr bazénu 2 m)
Rychlost a směr větru
Teplota vzduchu ve výšce 2 m
Úhrn a intenzita srážek
Relativní vlhkost vzduchu ve výšce 2 m nad povrchem země
Globální sluneční radiace
Teplota půdy v hloubce 10 cm
Teploty vody ve výparoměrech



Obr. 3.11: Výparoměrné bazény v Podbabě (vpředu čistá voda, uprostřed bazén se solným roztokem a v pozadí zelená „vykvetlá“ voda. [11]

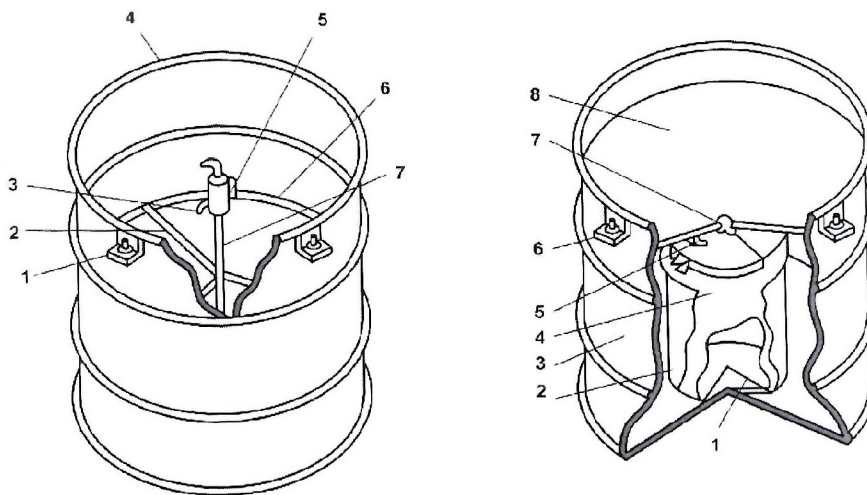
3.2.8 Výparoměr GGI-3000

Výparoměr GGI-3000 je válcovitá nádoba z ocelového plechu (popř. z plastu) s kónusovým dnem. Uprostřed nádoby je upevněna vodící trubka pro nasazení odběrné nádoby. Na trubce je umístěna stavová jehla nebo stavoznak pro udržování stálé výšky hladiny vody ve výparoměru. Plocha vodní hladiny je zpravidla 3000 cm^2 obr.(3.12). Na měrném pozemku se umísťuje na místě, které není zastíněno jinými přístroji nebo překážkami, zapouští se do země tak, aby okraj byl 75 mm nad povrchem země ve vodorovné rovině obr.(3.14). Vzdálenost mezi výparoměrem a srážkoměrem je 1 m. [12]

Výparoměr GGI-3000 slouží k měření denních úhrnů VVH a je sestaven z několika částí:

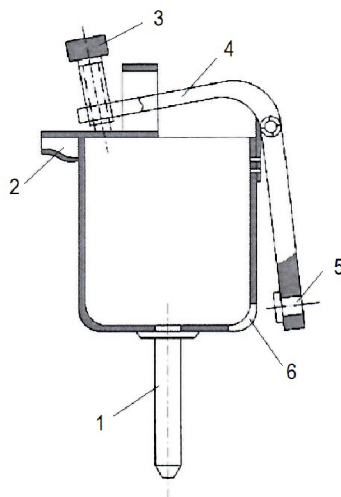
- výparoměrná nádoba
- srážkoměr
- odběrná nádobka
- kalibrovaná odměrka
- teploměr (standardní staniční teploměr)

[12] Detailní popis přístroje je v návodu pro pozorovatele meteorologických stanic ČHMÚ.



Obr. 3.12: Výparoměr GGI-3000: 1–patka, 2–vyztužovací tyč, 3–stavoznak, 4–výparoměrná nádoba, 5–odběrná nádobka, 6–vyztužovací kruhy, 7–nosná tyč
Srážkoměr: 1–kříž, 2–obal, 3–vnější nádoba, 4–vnitřní nádoba, 5–držadlo, 6–patka, 7–ústí nálevky, 8–nálevka [12]

Srážkoměr je rovněž válcovitá nádoba z ocelového plechu (nebo plastu) s kónusovým dnem. Na nádobu se nasazuje nálevka se záchytnou plochou 3000 cm^2 . Srážky jsou



Obr. 3.13: Odběrná nádobka výparoměru GGI-3000: 1–tyčka, 2–hubice nádobky (nálevka), 3–zajišťovací šroub, 4–páka, 5–gumová zátka, 6–vstupní otvor [12]

zachyceny a svedeny do sběrné nádoby ve spodní části srážkoměru. Součástí srážkoměru je kalibrovaná odměrka k měření množství zachycených srážek obr.(3.13). Odběrná nádobka slouží k přesnému stanovení výšky vodní hladiny ve výparoměru. [12]

3.2.9 Výparoměr Class-A-Pan

Výparoměru Class-A-Pan, jehož válcovitá nádoba o průměru 121 cm a výšce 25,4 cm (plocha 1,15 m²) je umístěna na speciálním dřevěném roštu na povrchu půdy. Pro přesné zjištění výšky hladiny vody se zde převážně využívaly analogové snímače polohy hladiny. Typickým příkladem byl systém Starlog. Díky specifické konstrukci výparoměru Class-A-Pan se dříve dalo s dostatečnou přesností měřit kolísání hladiny pomocí analogových senzorů (induktivních, odporových a kapacitních). [23]

Na základě dobrých zkušeností s výparoměrem EWM, firma AsysDevelop v roce 2004 provedla automatizaci měření i u výparoměru Class-A-Pan v observatoři v Doksa-
nech obr.(3.15). [24]

3.2.10 Výparoměr EWM

ČHMÚ od roku 1968 používá pro měření výparu z volné vodní hladiny výparoměr GGI 3000 a Class-A-Pan, který je využíván pro souběžná srovnávací měření v observatoři Doksany (OBS). V roce 2006 bylo měření rozšířeno o stanici Kuchařovice. [24]



Obr. 3.14: Detail výparoměru GGI-3000 v Holovousích (AMET Velké Bílovice)

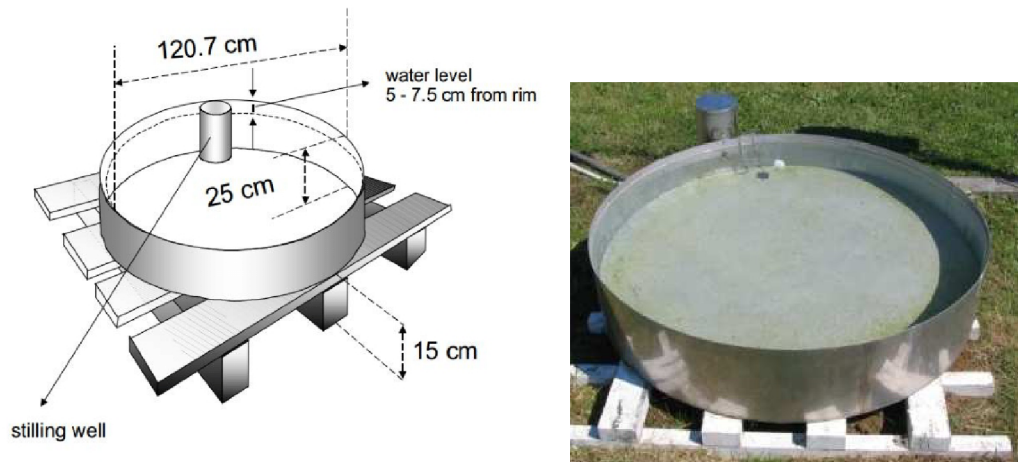
V roce 1999 bylo v rámci ČHMÚ rozhodnuto o postupné modernizaci a automatizaci měření výparu z výparoměru GGI-3000. Cílem byla snaha získat hustou a kvalitní síť výparoměrných stanic pro testování a kalibraci evapotranspiračních modelů. Nejvhodnějším řešením po kapacitním a tenzometrickém snímači, který nesplnil nároky na přesnost v průběhu testování a analogové snímače, díky svému malému rozlišení, se ukázalo digitální snímání výšky hladiny optickým snímačem od firmy AsysDevelop. Navržený systém byl označen jako výparoměr EWM obr. (3.16). [24]

Složení výparoměru EWM a jeho měření

Pro složení výparoměru EWM byly převzaty rozměry z GGI-3000, výparoměrná nádoba (válec o průměru 30,9 cm a 60 cm výšky) a stejné zůstalo i zapuštění do země po patky. Plocha vodní hladiny je tedy 3000 cm². Nádoba je vyrobena z nerezového plechu se zesíleným dnem. [24]

Měřicí zařízení je umístěno mimo vlastní nádobu z boku v nerezové nádobě válcovitého tvaru o průměru 7,5 cm s víkem, spojené s výparoměrnou nádobou obr. (3.16). Využitím principu spojených nádob dochází k vyrovnání hladin ve výparoměrné a měřicí nádobě. Hladina vody v měřicí nádobě je měřena plovákovým způsobem, přičemž poloha plováku je sledována precizním digitálním optickým snímačem polohy s rozlišením 0,025 mm. [24]

Kontinuálně se registrují jak úbytky vody výparem, tak i vzestupy hladiny vlivem



Obr. 3.15: Výparoměr Class-A-Pan používaný v observatoři v Doksanech [24]



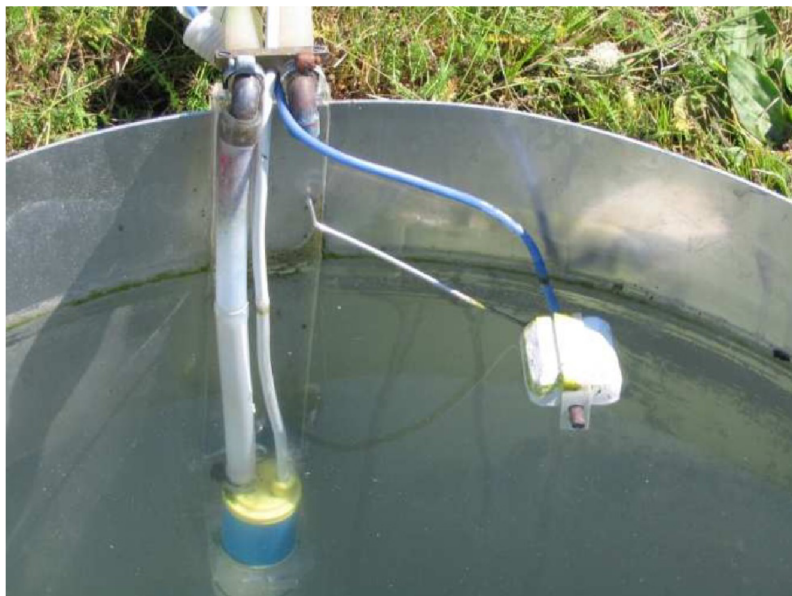
Obr. 3.16: Výparoměr EWM [24]

srážek. Přičemž hladina vody ve výparoměrné nádobě je automaticky regulována ve zvolených mezích (-17 až +17 mm), v případě vyšší nebo nižší úrovně hladiny vody mimo stanovené meze se zapne příslušné čerpadlo, které vyrovná hladinu na tzv. „počáteční nulovou hladinu“. V rámci každodenní kalibrace modulu je tato hladina nastavována vždy ráno v 7 hod. [24]

Zásobní barel o kapacitě 50 l má na víku umístěn filtr. Díky tomu dochází v rámci každodenní kalibrace i k filtraci vody v nádobě. Přístroj je chráněn před krátkodobým výpadkem proudu baterií.

Vlastní konečný výpar je dán součtem difference, což jsou sumy rozdílů výšek hladin, a úhrnu spadlých srážek. Na vývoji řídicího firmwaru spolupracoval dodavatel zařízení s observatoří Doksany. Přístroj EWM je možno přes rozhraní RS485 a hyperterminál Windows libovolně nakonfigurovat. Především se dá zvolit typ snímače, jeho rozlišení, interval měření, nastavit čas, zvolit teplotní mez pro kalibraci, případně provést cyklus nastavovacích měření. [24]

Pro měření povrchové teploty vody v nádobě byl použit nerezový snímač Pt100 ZPA Ekoreg, který je umístěn vodorovně se středem 10 mm pod hladinou vody. Stálá hloubka snímače je udržována díky speciálnímu plováku vyrobenému v observatoři Doksany obr. (3.17). Samotný snímač je připojen k měřicí kartě Basic firmy Asys Develop, kterou lze přes rozhraní RS485 a hyperterminál Windows libovolně nakonfigurovat. Navíc ke kartě Basic lze připojit některý z běžných typů automatických srážkoměrů. [24]



Obr. 3.17: Umístění teplotního snímače [24]

Ukládání dat v síti stanic ČHMÚ je možné způsobem, kdy je výparoměr EWM při-

pojen přes linku RS485, nebo prostřednictvím sítě ethernet s počítačem se softwarem MonitWin, kde se data ukládají. Další možností je využít software MagicData, který nabízí výrobce. [24]

Od roku 2000 se podařilo rozšířit měření výparoměrem EWM v rámci ČHMÚ na 16 stanic. Z obr.(3.18) je patrné rozmístění stanic s automatizovaným měřením výparu z volné vodní hladiny s výparoměrem EWM. Na mapce chybí stanice v Žabčicích, která slouží pro výzkumné účely pobočky ČHMÚ v Brně. Nejnižše položenou stanicí jsou Doksany (158 m n.m.), nejvýše je umístěna stanice v Kostelní Myslové (569 m n.m.). [24]

V průběhu následujících let automatizace pokračovala a na obr. (3.19) vidíme stav k 1.1.2016



Obr. 3.18: Rozmístění stanic s výparoměrem EWM (stav k 12.6. 2006) [24]

Zkušenosti s výparoměry EWM, jsou velmi dobré. Měření je velmi spolehlivé, k drobným závadám dochází po bouřkách na stanicích s chybějící přepětovou ochranou.

Nejslabším článkem celého systému se ukázal být automatický člunkový srážkoměr, jelikož je nutné měřené údaje korigovat s ohledem na systematickou chybu vyskytující se při silných srážkách a větru podle ručního měření.

3.2.11 Měření evapotranspirace lyzimetry

Lyzimetry jsou určeny především ke studiu vztahů mezi půdou, porostem a atmosférou v přírodních podmínkách. Podle velikosti výparoměrné plochy se lyzimetry dělí na malé ($< 0,5 \text{ m}^2$), standardní ($0,5 - 1 \text{ m}^2$) a velké ($> 1 \text{ m}^2$). K nejrozšířenějším patří tzv. gravitační lyzimetry, kde se stanovuje evapotranspirace, jako rozdíl



Obr. 3.19: Začátky automatizovaného měření výparu z vodní hladiny výparoměrem EWM (k 1.1.2016) [25]

množství přirozeně i uměle dodané vody a odtoklé vody z nádoby. K nejperspektivnějším, ale zároveň k nejdražším patří velké lyzimetry, které jsou založené na změně hmotnosti celého bloku půdy s vegetací během výparu. [26]

Jejich použití je spojené s těžkostmi, které vyplývají z rozdílů mezi vlastnostmi lyzimetru a vlastnostmi systému PRAT. Aby se voda z lyzimetru vypařovala tak jako z okolní plochy, musí mít stejné vlastnosti (půda, porost). Odebraný půdní monolit musí být bez narušení, což je takřka nemožné. V případě, že je lyzimetr velký nebo půda málo soudržná, se půda do lyzimetru ukládá po vrstvách tak, aby uložení vrstev a objemová hmotnost půdy byla podobná jako v původním půdním profilu. [8]

Lyzimetr musí být dost velký na to, aby umožňoval rozvoj podzemní a nadzemní části porostu srovnatelným s okolím. Plocha musí být dostatečně velká také proto, aby se snížil vliv tzv. okrajového efektu na minimum. Okrajový efekt lyzimetru je změna jeho vlastností na rozhraní půda-lyzimetr. Projevuje se - ve změně teplotního režimu půdy v lyzimetru v blízkosti bočních stěn a dna. Pruitt a Angus (1960) proto navrhli nahřívání nebo ochlazování stěn podle teplot půdy v okolí. - V rozdílné hustotě kořenů způsobené ohraničením kořenového systému stěnami a nebo dnem lyzimetru. V přirozených podmínkách se kořenové systémy vyvíjejí tak, aby byla hustota kořenů rovnoměrná. Hustota kořenů v blízkosti stěn lyzimetru je vyšší. Oba tyto vlivy se zmenšují s rostoucí plochou lyzimetru. [8]

Hloubka lyzimetru bývá kritickou, protože musí sahát tak hluboko, aby byl možný přirozený rozvoj kořenového systému. V podmínkách střední Evropy je to 1–2 m pro

zemědělské plodiny. Je potřeba také zabezpečit chod objemu vody v půdě lyzimetru i v jeho okolí. [8]

Podle způsobu měření se mohou změny obsahu vody v lyzimetru dělit na vážitelné a kompenzační. Jednoduchý vážitelný lyzimetr je na obr.(3.20). Rostliny rostou v kovové nádobě se zeminou (1), která je umístěna v šachtě (2) na bloku, který váží kovovou nádobu (3). Šachta je spojená s měřicí šachtou (4), ve které je umístěné registrační zařízení (5). Samotný prvek, měřící změnu hmotnosti kovové nádoby může být hydraulický, tenziometrický nebo se může použít klasický pákový systém. [8]

Vážitelné lyzimetry mohou dosáhnout pozoruhodné přesnosti určení hmotnosti. Lyzimetrem s plochou povrchu 30 m^2 a hloubkou $0,91\text{ m}$ může být určena změna obsahu vody s přesností na $0,03\text{ mm}$, což je vhodné pro měření denního chodu evapotranspirace. Takovéto měření musí být pečlivě provedeno. [8]

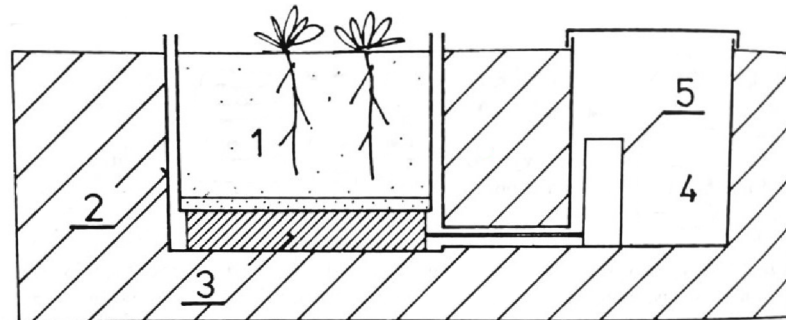
Výpočet evapotranspirace pomocí lyzimetru je jednoduchý. Změna hmotnosti lyzimetru za určitý čas (kg) se dělí plochou povrchu lyzimetru (m^2) a tak se získá úbytek (evapotranspirace) nebo přírůstek (srážky) výšky vrstvy vody v mm za vybranou časovou jednotku. [8]

Kompenzační lyzimetry se můžou použít na měření evapotranspirace v oblasti s vysokou úrovní hladiny podzemní vody v kompenzačních lyzimetrech se snížení simulované hladiny podzemní vody způsobené evapotranspirací „kompenzuje“, tedy nahradí se měřeným přítokem vody z kalibrované nádoby. Předpokládá se, že množství dodané vody do lyzimetru se rovná množství vypařené vody v uvažovaném časovém intervalu. [8]

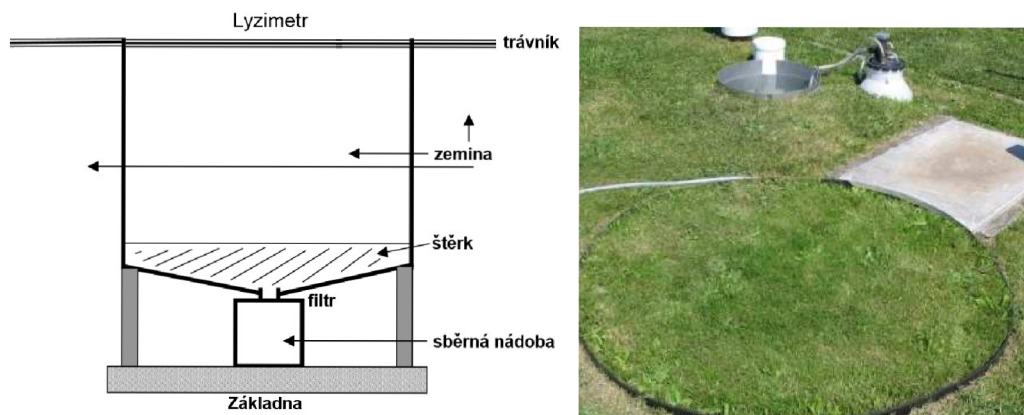
Kompenzační lyzimetry jsou určeny především ke studiu vlivu rozdílných hloubek simulovaných hladin podzemní vody na přirozený režim lyzimetru a porostu. [8]

Měření evapotranspirace se provádí ústavem ČHMÚ ve velkém gravitačním lyzimetru obr.(3.21) v OBS již od roku 1991. Jedná se o monolitický typ lyzimetru o výparoměrné ploše 2 m^2 . Měření se provádí na střední půdě pod standardním travnatým povrchem (pravidelně sečeným). Regulace vlhkosti půdy v nádobě se docílí prostřednictvím periodických závlah. V roce 2005 bylo měření zautomatizováno firmou AsysDevelop a probíhá kontinuálně s registrací po 10-ti minutách. Regstruje se množství přirozeně i uměle dodané vody a množství odtéklé vody z nádoby. Vlhkost půdy v nádobě se monitoruje v několika hloubkách. Tento lyzimetr jako takový je v rámci ČHMÚ jediný, ale roce 2006 byl nainstalován střední gravitační lyzimetr na stanici Kuchařovice. [24]

Například firma UMS Lysimeter systems má ve svém katalogu z roku 2010 různé



Obr. 3.20: Schéma vážitelného lyzimetru [8]



Obr. 3.21: Schéma[26] a fotografie velkého gravitačního lyzimetru v observatoři Doksany [24]

typy lyzimetrů. Kladou velký důraz na nejmodernější technologii systémů. [27] Následně uvedu výčet jimi vyráběných lyzimetrů s krátkým popisem:

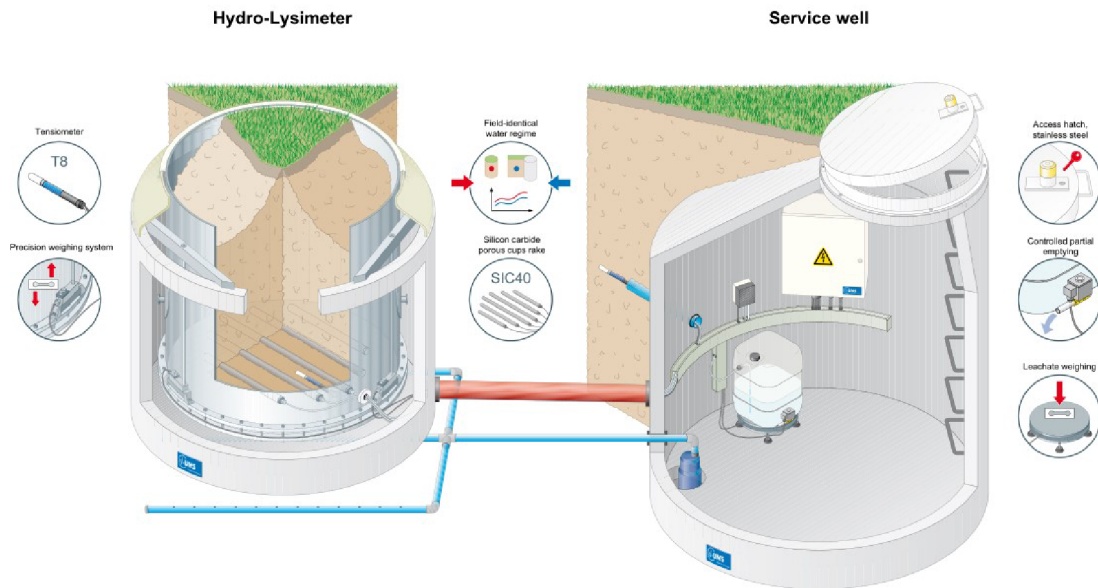
Meteo-Lyzimetr - měření základních parametrů energetické a vodní bilance v půdě a jejím rozhraním s atmosférou. Přesně měří srážky, evapotranspiraci a průsakové vody. Váží v rozsahu gramů určité množství půdy s definovaným povrchem po delší dobu a poskytuje přesné údaje o: přítoku vody (déšť, rosa, mráz, sníh), výdeji vody evapotranspirací a výluhem a také měří obsah vody v půdě. Společně s dodatečně naměřenými meteorologickými údaji si může vyvinout modely vodní bilance a určit potenciál evapotranspirace (ET_0).

Změna hmotnosti měřena s přesností 100 g (0,1 mm srážek) s rozlišením 10 g (0,01 mm). Výluh měřen s přesností 10 g s rozlišením na 1 g. Tyto parametry platí pro všechny lyzimetry.

Hydro-Lyzimetr - spolehlivě měří nejdůležitější parametry vodní bilance. Poskytuje údaje pro vodní hospodářství pomocí dlouhodobého měření srážek, intenzitě srážek, evapotranspiraci a průsakové vodě. Měření v reálném čase následně umožňuje kalibrování a vyhodnocování modelů vodní bilance, tedy potřebná data pro monitorování a projekci. Příklad konstrukce na obr. (3.22) a jeho instalace obr. (3.23)

Agro-Lyzimetr - vizualizuje dostupnost vody a hnojiva a jako předchozí lyzimetry měří evapotranspiraci, srážky a výluh. Provádí terénní měření pro udržitelné zemědělství a dlouhodobou ochranu podzemních vod (informace zda se hnojiva vyplavují do podzemních vod). V definovaném objemu v hloubce hlavní kořenové zóny poskytuje informace o dostupnosti vody a vodním stresu. Obsah vody a potenciál matrice jsou měřeny také pod hlavní zónou distribuce kořenů pro včasné varování před nadměrným hnojením a zavlažováním.

Science-Lyzimetr - je modulární systém přesného měření pro vědecké studie a výzkum v půdách. Prvořadým cílem je ochrana půdy. Znalosti o funkci a užitečnosti půdy jako o „buffering zone“ (tzv. neutrální zónová oblast) a rozhraním s atmosférou je zásadní a podstatné pro produkci potravin v budoucnosti. Byl navržen jako modulární a konfigurovatelný systém pro zkoumání specifických vlastností půdy, půdní prospěšnost a ochrana. Vědecký lyzimetr lze nakonfigurovat tak, aby odpovídal úkolu a cíli výzkumu. Tyto lyzimetry kombinují výhody laboratorních a terénních výzkumů, protože nabízejí laboratorní přesnost i v drsných polních podmínkách. [27]



Obr. 3.22: Detail rozložení konstrukce Hydro-Lyzimetru a jeho servisní šachty[27]



Obr. 3.23: Instalace Hydro-Lyzimetru [27]

3.3 NEPŘÍMÉ METODY STANOVENÍ POTENCIONÁLNÍ EVA- POTRANSPIRACE

V posledních padesáti letech bylo vyvinuto několik výpočtových metod k určení evapotranspirace i s různými modifikacemi a přepracováními (asi 20). Nejčastěji používané metody byly podle článku z roku 1987 (Novák, Hortalová) fyzikálně opodstatněné metody Penmana, Monteitha, nebo Budyka. Jsou to metody, které předpokládají, že se voda vypařuje z jedné hypotetické úrovně (tzn. efektivní výšky porostu). [28] Mezi ty nejpřesnější patří Penmanova a Penman-Monteithova metoda.

Proto využíváme k měření evapotranspirace také nepřímé metody, které dokáží evapotranspiraci vyčíslit díky znalosti hydrometeorologických dat běžně měřených na klimatických stanicích. I když jsou hodnoty ETP vždy vyšší a nejvyšší rozdíly jsou vždy ve vegetačním období.

Správné stanovení potenciální evapotranspirace je jedním ze základních úkolů nejen při bilancování zásob vláhy v půdě. Údaje o časovém a prostorovém rozložení ETP jsou důležitými vstupními údaji pro celou řadu projektových studií v lesním a vodním hospodářství, zemědělství, energetice a v ochraně životního a přírodního prostředí. [29]

Největším nedostatkem při používání výpočtových rovnic je kvantifikace turbulentního přenosu vodní páry do atmosféry tj. určení tzv. „aerodynamického“ členu výpočtové rovnice. Penman navrhl empirickou „větrovou“ funkci pro výpar z vodní hladiny, později byla navržena také pro výpar z travnatého povrchu. [28]

Metody pro výpočet evapotranspirace můžeme rozdělit na:

1. Metody vodní bilance jsou nejstarší a nejjednodušší metody výpočtu. Princip spočívá ve vyčíslení členu označujícího výpar v rovnici bilance vody, přičemž se zbylé členy rovnice 3.3 určí nezávislým způsobem.
2. Mikrometeorologické metody výpočtu jsou založeny na analýze rozdělení meteorologických prvků v přízemní vrstvě atmosféry. Mezi tyto metody patří:
 - Metoda turbulentní difúze (gradientní, aerodynamická) metoda je založena na poznatku, že intenzita přenosu měřené substance je úměrná gradientu této substance.
 - Metoda bilance energie je založena na určení množství energie potřebné na fázovou přeměnu kapalně vody na vodní páru.
 - Kombinací metody turbulentní difúze a metody bilance energie získáme rovnici pro výpočet výparu. Tato „kombinovaná metoda“ umožňuje od-

stranit nedostatky jednotlivých metod.

- Metoda pulzací (eddy correlation method) je založená na měření pulzací vertikální komponenty proudění vzduchu a vlhkosti vzduchu. Vyžaduje komplikovaný měřicí a vyhodnocovací systém, používá se tedy jen v omezením množstvích. [8]
3. Metody založené na řešení rovnic přenosu vody v kořenové vrstvě půdy. Používaly se na výpočet výparu z holé půdy za jednoduchých okrajových podmínek při konstantní vlhkosti půdy. Základem je Richardsova rovnice. Je vhodná pro popis procesů sušení pórovitých prostředí (Lykov, 1956), pro použití v polních podmínkách není moc vhodná. [8]
 4. Metoda založená na řešení systému rovnic přenosu vody a tepla v prostu (Bugadovskij, 1964). Specifickým rysem je, že umožňuje určit vertikální rozdělení rychlosti vypařování a toku tepla v porostu, jako i strukturu evapotranspirace. [8]
 5. Použití empirických závislostí mezi intenzitou potenciačního vypařování a některých meteorologických prvků, resp. údaji z výparoměrů. Používají se v případě, že není dostatek údajů pro použití jiných metod. Výsledky mají aproximativní charakter, to je způsobené schematizací vztahů mezi faktory ovlivňujícími vypařování a intenzitu vypařování. [8]
 6. Určení transpirace měřením intenzity proudění roztoku v xylému rostlin. Tato metoda je založená na předpokladu, že tepelná energie dodaná do vodivých pletiv rostliny je přenášena prouděním roztoku těmito pletivy. Z výsledků měření je možné určit rychlost proudění roztoku rostlinou. Tato rychlost se přibližně rovná transpiraci. [8]

Rovnice bilance vody v půdě pro určení evapotranspirace v relativně homogenní oblasti pro vertikální směr:

$$V_f - V_i = P - I - O - E \mp Q \quad (3.3)$$

kde: V_f je obsah vody v půdě na konci časového intervalu [m^3], V_i – obsah vody v půdě na začátku časového intervalu [m^3], P – úhrn srážek za daný časový interval na jednotku plochy povrchu půdy [m^3], E – hodnota evapotranspirace za daný časový interval z jednotkové plochy povrchu půdy [m^3], I – intercepční voda [m^3], Q – objem vody, který přejde přes dolní hranici bilancovaného objemu vody [m^3], O – povrchový odtok [m^3]. [8]

4 EMPIRICKÉ METODY PRO VÝPOČET POTENCIÁLNÍ EVAPOTRANSPIRACE

Empirické nebo poloempirické metody byly vyvinuty pro přibližné určení potenciální evapotranspirace (ETP), protože mikrometeorologické metody výpočtu vyžadují údaje, které lze měřit jen pomocí speciálního vybavení, které není běžně dostupné. [8]

Tyto empirické rovnice pro výpočet ETP nebo potenciačního výparu, jsou založené na empiricky získaných závislostech mezi ETP a hodnotu jedné nebo více meteorologických charakteristik. Nutno brát v úvahu, že empirické rovnice jsou založené na měřeních v konkrétních podmínkách, proto pro použití v jiných podmínkách je nutná místní kalibrace. Všeobecně platí, že nejkratší časový interval pro výpočet je jeden den a nejdelší jeden rok. Použití empirických rovnic můžeme označit jako kvalifikovaný odhad odůvodněný v případě kdy není možné použít přesnější metody (metoda energetické bilance, kombinovaná metoda). [8]

Následně jsem vybrala několik metod pro výpočet ETP, výpočtové metody pro určení ETP jsou relativně chronologicky seřazeny:

- 1) metoda Blaney-Criddle,
- 2) metoda Thornthwaita,
- 3) metoda podle Turc-Mezentseva,
- 4) Papadakisova metoda,
- 5) metoda podle Budyka,
- 6) metoda podle Hargreavese,
- 7) Penmanova a Penman-Monteithova metoda,
- 8) metoda podle Oudina [29]

Zmíněné rovnice nelze používat na různé případy, vždy je nutno použít tu rovnici která se nejvíce hodí vzhledem k tomu, na jaké území se vztahuje a kteří činitelé do ní vstupují (jak bylo řečeno výše). Dále si zmíněné výpočtové metody objasníme.

4.1 METODA BLANEY-CRIDDLE

Tato metoda rov. (4.1) z roku 1945 je velmi jednoduchá neboť jako podklad stačí pouze průměrná denní teplota, proto není přesná. Poskytuje jen hrubý odhad, tudíž je ve větrných, suchých a slunečných oblastech pro výpočet nepoužitelná, ale zato se hodí pro oblasti, kde je z klimatických dat dostupná pouze teplota vzduchu. [30]

$$ET_0 = p(0,46T_{\text{mean}} + 8) \quad (4.1)$$

kde ET_0 – je referenční evapotranspirace plodiny (mm/den) jako průměr za období, p – průměrné denní procento slunečního svitu z celkového ročního počtu hodin tab. (4.1), T_{mean} – průměrná denní teplota [$^{\circ}\text{C}$].

Pokud se na měřící stanici měří denně minimální a maximální teplota, tak se průměrná denní teplota T_{mean} rov. (4.2) spočítá dle vztahu:

$$T_{\text{max}} = \frac{\text{suma všech denních } T_{\text{max}} \text{ během měsíce}}{\text{počet dní v měsíci}}$$

$$T_{\text{min}} = \frac{\text{suma všech denních } T_{\text{min}} \text{ během měsíce}}{\text{počet dní v měsíci}} \quad (4.2)$$

$$T_{\text{mean}} = \frac{T_{\text{max}} + T_{\text{min}}}{2}$$

Tab. 4.1: Průměrné denní procento slunečního svitu z celkového ročního počtu hodin pro různé zeměpisné šířky (Latitude) [30]

Lat.	N S	Jan July	Feb Aug	Mar Sept	Apr Oct	May Nov	June Dec	July Jan	Aug Feb	Sept Mar	Oct Apr	Nov May	Dec June
60°		0,15	0,20	0,26	0,32	0,38	0,41	0,40	0,34	0,28	0,22	0,17	0,13
55°		0,17	0,21	0,26	0,32	0,36	0,39	0,38	0,33	0,28	0,23	0,18	0,16
50°		0,19	0,23	0,27	0,31	0,34	0,36	0,35	0,32	0,28	0,24	0,20	0,18
45°		0,20	0,23	0,27	0,30	0,34	0,35	0,34	0,32	0,28	0,24	0,21	0,20
40°		0,22	0,24	0,27	0,30	0,32	0,34	0,33	0,31	0,28	0,25	0,22	0,21
35°		0,23	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32	0,32	0,30	0,28	0,25	0,23	0,22
30°		0,24	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32	0,31	0,30	0,28	0,26	0,24	0,23
25°		0,24	0,26	0,27	0,29	0,30	0,31	0,31	0,29	0,28	0,26	0,25	0,24
20°		0,25	0,26	0,27	0,28	0,29	0,30	0,30	0,29	0,28	0,26	0,25	0,25
15°		0,26	0,26	0,27	0,28	0,29	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,25
10°		0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,26
5°		0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27
0°		0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27

4.2 METODA THORNTHWAITA

Thornthwaite (1948) jako první zavedl pojem potencionální evapotranspirace. Ačkoliv je tato metoda už stará, je často používaná v hydrologii a klimatických studiích v regionálním měřítku a pro dlouhé časové období [31]. Její význam je pro hydrology také v tom, že umožňuje přibližné hodnocení vodní bilance krajiny. [2]

Jeho metoda rov. (4.4) je založena na určování hodnot potenciální evaporace (výparu) v měsíčním kroku za předpokladu, že průměrná měsíční teplota vzduchu je kladná. Vychází se ze skutečnosti, že celkový výpar závisí na podnebí, zásobách podzemní vody, porostu a rázu krajiny. [2]

Tato metoda umožňuje na základě vypočítané měsíční evaporace a měřených srážek sestavit tabulku vlhkostních poměrů daného místa, která může být nápomocna v hydrologické praxi. V podstatě se jedná o průběžnou bilanci mezi touto metodou určeným výparem a měřenými srážkami za předpokladu jistých zjednodušení. Vychází se přitom z předpokladů, že v době nadbytku srážek nebo v době tání se voda zadržuje v půdě jako zásoba vody.[2]

Hlavní nevýhoda této metody je skutečnost, že pokud je průměrná měsíční teplota vzduchu menší nebo rovna nule, je přiřazena nulová hodnota i potencionální evapotranspiraci (viz. Příloha 1). [29] Hodnoty v chladném období roku bývají nadhodnocené.[8]

Empirická thornthwaiteova metoda je založená na pozorováních provedených na východu USA, její aplikace tedy může být v jiných podmínkách problematická [32].

Do základního vzorce vstupují údaje o průměrné měsíční teplotě vzduchu, která je základem pro určení tzv. ročního tepelného indexu počítaného pro každý měsíc samostatně. V dalším výpočetním schématu se uvažuje jeho sumární hodnota za celý kalendářní rok. [2]

Základní rovnice Thornthwaita rov. (4.3):

$$ET_{0T} = 16 \left(\frac{10 T_i}{I} \right)^a \quad (4.3)$$

kde ET_{0T} je – neopravená potencionální evapotranspirace [mm/měsíc], T_i – průměrná měsíční teplota vzduchu, I – roční tepelný index a a je komplexní funkce tepelného indexu. [5]

Rovnice (4.4) s použitím parametru záření pro specifickou zeměpisnou šířku:

$$ETP_{0T} = ET_{0T} \frac{N_j}{12} \frac{d_i}{30} \quad (4.4)$$

kde ETP_{0T} je potenciální evapotranspirace [mm/měsíc], N_j – průměrný počet hodin slunečního svitu v příslušném měsíci [h], d_i – počet dní v měsíci i , $i = 1, \dots, n$ – n = počet měsíců, $j = 1, \dots, m$ – m = počet měsíců v roce (r).

Roční tepelný index I se vypočítá podle rov. (4.5):

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1,514} \quad (4.5)$$

a komplexní funkce tepelného indexu a dle rov. (4.6) [5]:

$$a = (0,0675I^3 - 7,71I^2 + 1792,1I + 49239) \times 10^{-5} \quad (4.6)$$

Průměrný počet hodin denního svitu N lze získat dvěma způsoby: rovnicí $N = \frac{24}{\pi} \omega_s$ a nebo interpolací podle tabulky (4.2) (uvedena pouze část pro vlastní potřeby tzn. ve výpočtu měsíční evapotranspirace jsou hodnoty N_j zjištěny pomocí lineární interpolace).

Tab. 4.2: Průměrný počet hodin denního svitu (N) dle zeměpisné šířky pro 15. den v měsíci (severní polokoule) [33]

Deg.	Jan	Feb	Mar	Apr	May	June	July	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec
52°	8	9,7	11,5	13,6	15,4	16,5	16	14,4	12,4	10,3	8,5	7,5
50°	8,3	9,8	11,6	13,5	15,2	16,1	15,7	14,3	12,3	10,4	8,7	7,9
48°	8,6	10	11,6	13,4	15	15,8	15,5	14,1	12,3	10,6	9	8,2
46°	8,8	10,1	11,6	13,3	14,8	15,5	15,2	14	12,3	10,7	9,2	8,5

Pokud se N získává výpočtem, je nutné nejdříve provést výpočet pořadí dne v roce J . Pro měsíční výpočty se J vypočítá ke středu měsíce rov. (4.7).

$$J_j = (30,4j - 15); J_j \in Z \quad (4.7)$$

kde $j = 1, \dots, m$; $m \dots$ počet měsíců v roce (1-12).

$$\delta_j = 0,409 \sin\left(2\pi \frac{J_j}{365} - 1,39\right) \quad (4.8)$$

$$\varphi_j = \frac{\pi}{180} \cdot (\text{z.š.}) \quad (4.9)$$

$$\omega_{sj} = \arccos[-\tan(\varphi_j) \cdot \tan(\delta_j)] \quad (4.10)$$

Tab. 4.3: Součinitel k

Počet dní za měsíc	28	29	30	31
k	0,0778	0,0806	0,0833	0,0861

$$N_j = \frac{24}{\pi} \omega_{sj} \quad (4.11)$$

kde z.š. je zeměpisná šířka meteorologické stanice [°], ω_{sj} – úhlový posun slunce, N_j – průměrný počet hodin denního svitu v příslušném měsíci [h]; $j = 1, \dots, m$; m ... počet měsíců v roce. [34]

Thornthwaite s Matherem (1995) doporučují výpočet průměrné potencionální evapotranspirace za měsíc se skutečným počtem dní pomocí rov. (4.12) [8]:

$$E_{0T} = 0,535 f \left(\frac{10 T_i}{I} \right)^a \quad [\text{mm/den}] \quad (4.12)$$

f - korekční faktor závisující na délce měsíce a zeměpisné šířce rov. (4.13):

$$f = k s_0 \quad (4.13)$$

s_0 - maximální trvání slunečního svitu za den [h], k - součinitel dle tab. (4.3)

Hodnoty E_0 pro období kratší jako jeden měsíc lze násobit výsledek částí měsíce, spolehlivost těchto výsledků je však snižena. [8] Pro denní výpočet ETP_0 upravíme rovnici (4.4) na rov. (4.14):

$$ETP_{0n} = \left(ET_0 \frac{N_j}{12} \frac{d_i}{30} \right) \frac{1}{d_i} \quad (4.14)$$

kde d_i je počet dnů v měsíci.

V případě denních výpočtů jsem pro nalezení I , ročního tepelného indexu, použila upravenou rov. (4.5) na rov. (4.15):

$$I_u = \sum_{n=1}^{12} \left(\phi \left(\frac{T_n}{5} \right)^{1,514} \right) \quad (4.15)$$

kde I_u je tepelný index v roce u , T_n – průměrná teplota ve dni n (n =počet dnů v měsíci), ϕ – průměr hodnot $\left(\frac{T_n}{5} \right)^{1,514}$ v daném měsíci.

Pro výpočet funkce tepelného indexu a_u je použita stejná rovnice (4.6), kde I je nahrazeno členem I_u .

4.3 METODA TURC-MEZENTSEV

Tato metoda je u nás běžně známá pouze jako Tucova (1954), ale autoři článku [35] Andréassian a Sari (2019) přijali název Turc-Mezentsev (TM) (Mezentsev 1955), protože publikovali stejnou rovnici, téměř současně avšak nezávisle na sobě. Dále jsou ještě práce číselně ekvivalentní od Tixerota-Fu (Fu 1981, Tixerot 1964). [35]

Lucien Turc byl francouzský pedolog a svůj vzorec vytvořil během práce na své doktorské práci.

Máme zde dvě formulace: první, kde průtok Q je funkcí srážky P a maximální evaporace E_0 rov. (4.16)

$$Q = P - \left[P^{-n} + E_0^{-n} \right]^{\frac{-1}{n}}, n > 0 \quad (4.16)$$

a druhou, kde aktuální evaporace E je taktéž funkcí P a E_0 a ($n > 0$) je volný parametr (rov. 4.17)

$$E = P - \left[P^{-n} + E_0^{-n} \right]^{\frac{-1}{n}}, n > 0 \quad (4.17)$$

Dlouhodobý průměrný výpar (E) na povodí vypočítal z odhadů dlouhodobých průměrných srážek (P) a dlouhodobého průměrného průtoku (Q) zápisem $E = P - Q$ (všechny proměnné v $[\text{mm yr}^{-1}]$) a použil polynomický vztah k výpočtu (E_0) z teploty. Po vynesení dat o povodí v nedimenzionálním prostoru $E/E_0 = f(P/E_0)$ hledal Turc matematickou funkci která prochází experimentálními body a respektuje dvě omezení:

$$\begin{aligned} \frac{E}{E_0} &\sim \frac{P}{E_0} \text{ když } \frac{P}{E_0} \text{ je malé} \\ \frac{E}{E_0} &\sim 1 \text{ když } \frac{P}{E_0} \text{ je velké} \end{aligned}$$

Turc napsal, že nejjednodušší funkce by byla rov. (4.18):

$$y = \frac{x}{(1+x)}; \quad \text{s } y = \frac{E}{E_0}; \quad \text{a } x = \frac{P}{E_0} \quad (4.18)$$

a nejobecnější rov. (4.19):

$$y = \frac{x}{(1+x^n)^{\frac{1}{n}}}; \text{ i.e., } \frac{E}{E_0} = \frac{\frac{P}{E_0}}{\left[1 + \left(\frac{P}{E_0}\right)^n\right]^{\frac{1}{n}}}$$

$$\text{nebo } \frac{E}{P} = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{P}{E_0}\right)^n\right]^{\frac{1}{n}}} \quad (4.19)$$

Turcova metoda rov. (4.20) byla navržena pro výpočet ETP hustých porostů, především trávy. Používá se pro výpočet denních úhrnů ETP, pro dny s kladnými průměrnými denními teplotami vzduchu ve výšce meteorologické budky. Jeto tedy vztah mezi potenciální evapotranspirací, průměrnou denní teplotou vzduchu, průměrnou denní hodnotou intenzity krátkovlnného záření na horní hranici atmosféry rov. (4.21) a trváním slunečního svitu. [8]

$$E_0 = 0,0133 \frac{T_{\text{mean}}}{T_{\text{mean}} + 15} (Q_0 + 50) \quad (4.20)$$

kde E_0 je potenciální evapotranspirace [mm měsíc^{-1}], T - průměrná denní teplota vzduchu ve výšce $z_2 = 2 \text{ m}$ [$^{\circ}\text{C}$], Q_0 - průměrná denní intenzita krátkovlnného záření dopadající na vypařující povrch [$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$].

$$Q_0 = Q_A \left(0,18 + 0,62 \frac{s_1}{s_0}\right) \quad (4.21)$$

kde Q_A je průměrná denní intenzita krátkovlnného záření dopadající na horní hranici atmosféry [$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$], s_1 , s_0 - trvání slunečního svitu a minimálně možné trvání slunečního svitu [h] [6].

Fisher (2013) [6] ve své studii uvádí jiný tvar Turcovy metody, kde se Q_0 mění na R_s a také má následně jiný vzorec rov. (4.23):

$$ET_0 = 0,40 \left(\frac{T_{\text{mean}}}{T_{\text{mean}} + 15}\right) (R_s + 50) \quad (4.22)$$

kde ET_0 je referenční evapotranspirace [mm měsíc^{-1}], R_s - sluneční záření [MJ m^{-2}], T_{mean} - průměrná teplota vzduchu [$^{\circ}\text{C}$], pro odhad ET_0 na denní bázi se faktor 0,40 vydělí 30 (průměrným počtem dnů v měsíci) a získá se tak faktor 0,0133.

$$R_s = 0,16(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0,5} R_a \quad (4.23)$$

Kosmické záření R_a je užité v metodě podle Hargreaves rov. (4.31).

4.4 PAPADAKISOVA METODA

Papadakis svojí metodu vytvořil v roce 1961 a 1966 ji ještě upravil. Jeho klimatické klasifikace jsou příklady typu systému, který se snaží vyhnout nedostatku přesnosti v klimatu, zavedením menších zeměpisných jednotek nabízejících velkou klimatickou uniformitu a lépe definovanou velikost pro potřeby zemědělství. Tato klasifikace se od ostatních liší tím, že kritéria pro definici a vymezení klimatických oblastí závisí na druhu plodiny. V důsledku této volby se limity klimatických oblastí shodují s určitými plodinami.

Papadakis tvrdí, že jedinými meteorologickými údaji nezbytnými pro klasifikaci lokality jsou průměrná denní minimální teplota, průměr nejnižších za měsíc a srážky, to vše v měsíčním kroku. Papadakis (1966) navrhl a vypracoval potenciální evapotranspiraci pomocí velmi jednoduchého vzorce rov. (4.24). [36]

$$E = ETP = 0,5625(E_{ma} - E_{mi} - 2) \quad (4.24)$$

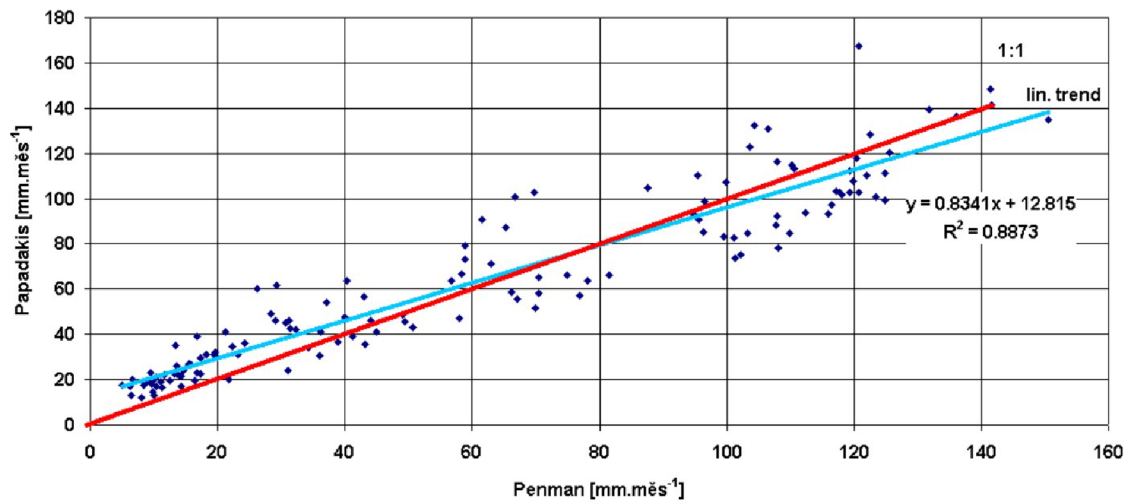
kde E je měsíční evaporace [cm], E_{ma} – tlak nasycených par, odpovídající průměrnému dennímu maximu [mbar], $E_{mi} - 2$ – tlak nasycených par, odpovídající dennímu minimu mínus 2°C [mbar].

Papadakisova metoda se v minulosti často používala na pracovištích ČHMÚ, zejména v dobách, kdy byly možnosti výpočetní techniky velmi omezené. [29]

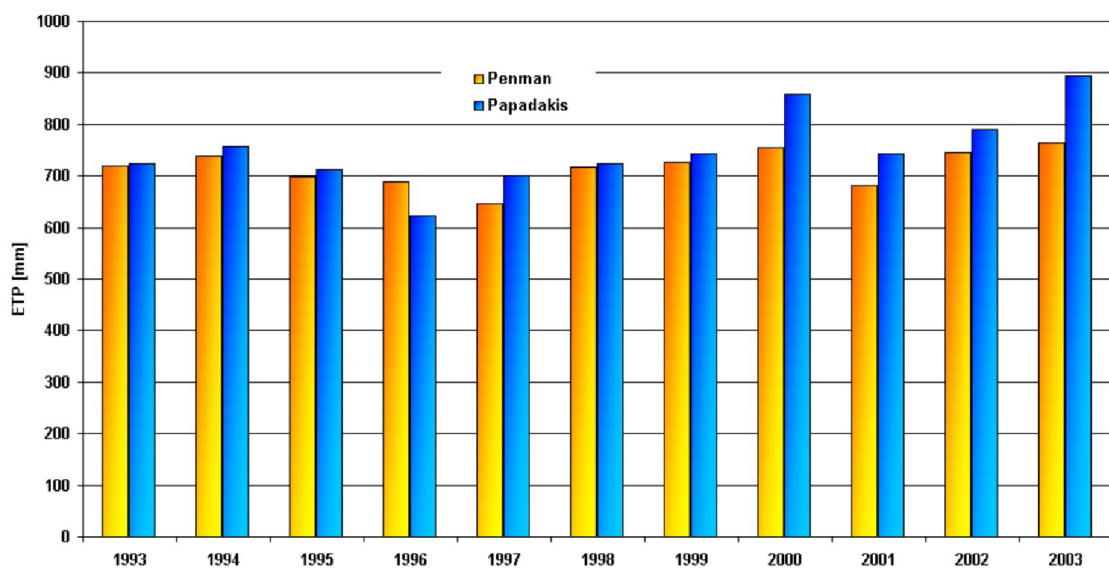
Litschmann [29] uvádí srovnání této a Penmanovy metody. Byly použity měsíční hodnoty maximální a minimální teploty vzduchu za období 1993 – 2003 pro stanici Lednice na Moravě a porovnali s potenciální evapotranspirací vypočítanou metodou Penmana–Monteitha na základě denních hodnot pro stejnou stanici a období.

Z regresní závislosti znázorněné na obr. (4.1) vyplývá, že se jednalo o poněkud volnější vztah s regresní přímkou téměř odpovídající poměru 1:1, přičemž některé body se docela vzdalují od regresní přímky. Tomu odpovídá i poměrně nízký koeficient determinace. S rostoucí délkou výpočetního období se odchylky většinou vzájemně vyrovnávaly (pokud má směrnice regresní přímky hodnotu blízkou jedné, budou se výsledné hodnoty lišit velmi málo). Lze proto pozorovat, že při srovnání ročních hodnot potenciální evapotranspirace, tak jak jsou znázorněny na obr. (4.2), je zřejmé, že ve většině případů se hodnoty získané oběma metodami příliš neliší, výraznější rozdíly však možno pozorovat v extrémně teplých letech, jako byly roky 2000 a 2003, přičemž zejména v posledním roce rozdíl přesáhl více než 100 mm ve prospěch Papadakisovy metody.

Pokud lze považovat v ročních úhrnech a v nepříliš extrémních letech údaje získané



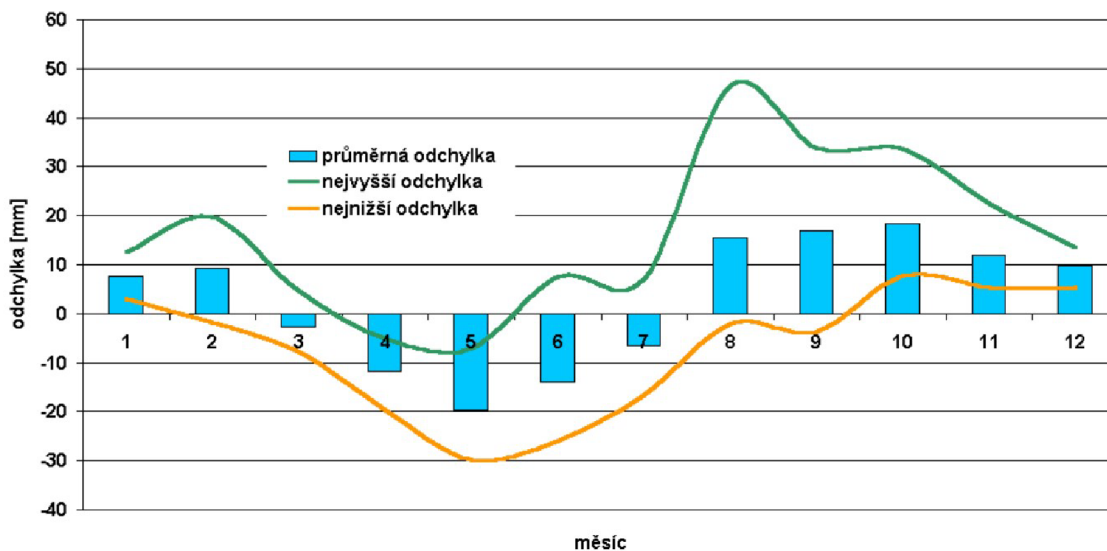
Obr. 4.1: Porovnání měsíčních úhrnů potencionální evapotranspirace podle Penmana a Papadakise (Lednice na Moravě, 1993-2003) [29]



Obr. 4.2: Potencionální evapotranspirace podle Penmana a Papadakise (Lednice na Moravě, 1993-2003) [29]

oběma metodami za dosti shodné,

Z předchozích obrázků je možno pozorovat při ročních úhrnech a v nepříliš extrémních letech dosti shodné údaje, však při bližším pohledu na měsíční hodnoty v průběhu několika let je nutno konstatovat, že u jejich odchylek je výrazný roční chod, který zachycuje obr. (4.3). V měsících od dubna do června jsou údaje podle metody Papadakise nižší než podle Penmana, od srpna začínají převažovat kladné odchylky.



Obr. 4.3: Roční chod odchylek mezi ETP podle Penmana a Papadakise (Lednice na Moravě, 1993-2003) [29]

4.5 METODA PODLE BUDYKA

Budykova hypotéza (1974) se stala důležitým nástrojem pro pochopení dlouhodobých vztahů mezi vodou a energií na úrovni povodí. Metoda rozděluje srážky na skutečnou evapotranspiraci a proudění během ročního časového kroku na základě indexu aridity. Je tedy široce považována za hydrologický úspěch, možná proto, že hydrologie povodí má tak málo široce použitelných konstruktivních rovnic. [37]

Budyko uvádí, že část srážek (P), které opustí povodí evapotranspirací (E), lze na rozdíl od odtoku předpovědět podle suchosti povodí (aridity).

Budyko porovnal dlouhodobou evapotranspiraci s ariditou pro 1200 velkých povodí po celém světě a ukázal, že 90 % rozptylu poměru evapotranspirace (E/P) lze popsat jedinou empirickou křivočarou rovnicí závislou pouze na ariditě, často uváděné na jako „Budykova křivka“.

Budyko poznamenal, že tento konzistentní vztah je odrazem dominance makroklimatu na velkých povodích a dlouhodobém časovém období, když lze předpokládat ustálený stav povodí. [37]

V posledních letech byla hypotéza také použita jako způsob předpovídání hydrologické změny klimatu, zejména v neměřených povodích. Aplikace této metody však byla částečně omezena prostorovou variabilitou mezi povodími a požadovaným předpokladem ustáleného stavu. [37]

Původní Budykova formulace vyjadřovala poměr evapotranspirace (E/P) jako funkci indexu aridity (E_p/P) rov. (4.25):

$$\frac{E}{P} = \left\{ \frac{E_p}{P} \left[1 - \exp \left(-\frac{E_p}{P} \right) \tanh \left(\frac{P}{E_p} \right) \right] \right\} \quad (4.25)$$

tato původní rovnice byla několikrát zpřesněna, aby zahrnovala další volné parametry. [37]

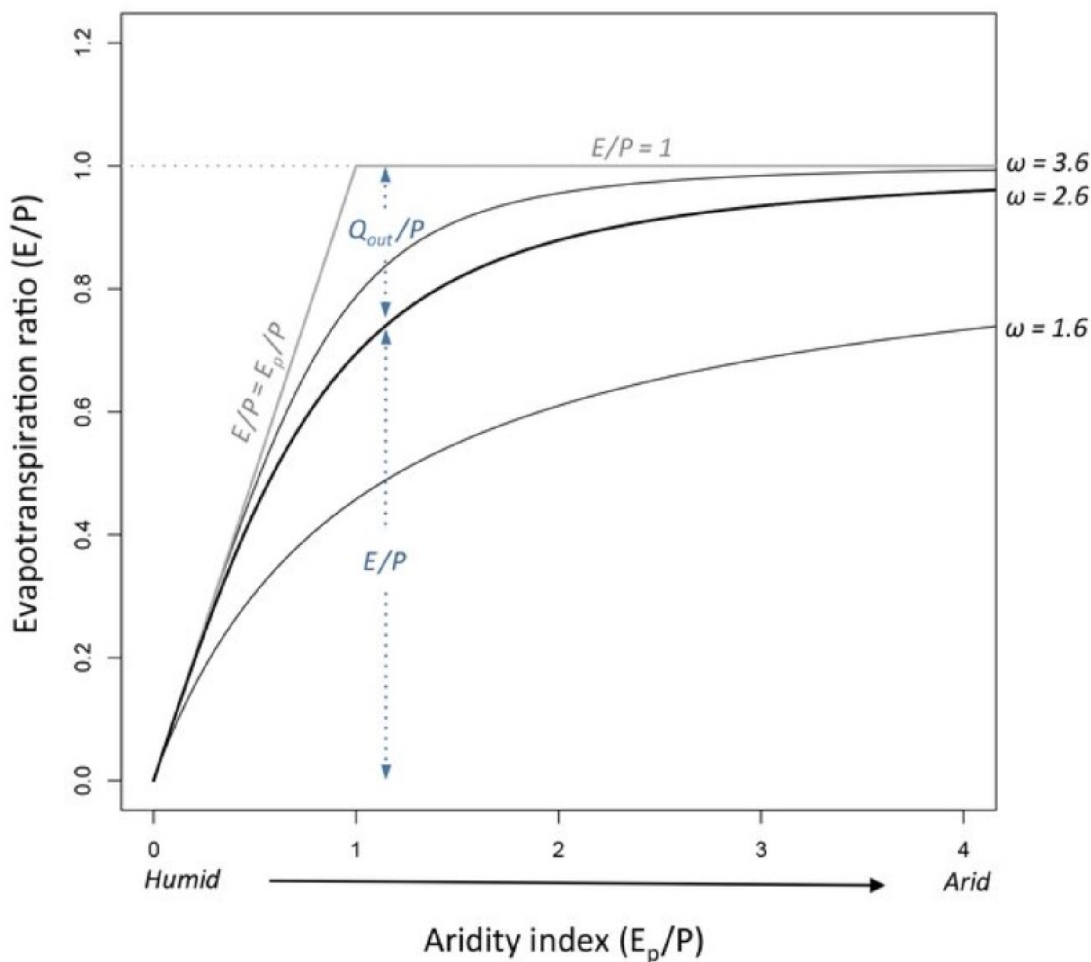
Rovnice(4.26) používaná ve studii (L. E. Condon and R. M. Maxwell, 2017) pro aplikaci křivky, která je upravená podle Fu (1981) a Zhangha a kol. (2004):

$$\frac{E}{P} = 1 + \frac{E_p}{P} - \left(1 + \left(\frac{E_p}{P} \right)^\omega \right)^{1/\omega} \quad (4.26)$$

a následně vykreslená na obr. (4.4), kde černé křivky jsou parametry tvaru ($\omega=1.6$, 2.6 a 3.6) ve vztahu k limitům vody $E/P = 1$ a energie $E/P = E_p/P$ které jsou šedou čarou. Tučná čára ($\omega=2.6$) je zhruba ekvivalentní původní Budykově rovnici rov. (4.25) Podle původního předpokladu, že nedochází ke změně vodních zásob ve

vlhkých lokalitách kde potenciační výpar je menší než srážky, je systém energeticky omezen a maximální hodnota E je E_p . Naopak když je index aridity vyšší než 1, je systém limitován vodou a maximální hodnota $E/P = 1$ (tzn. všechny přicházející srážky se odpaří).

Jak se parametr tvaru zvyšuje, křivka se postupně blíží k limitům systému. [37]

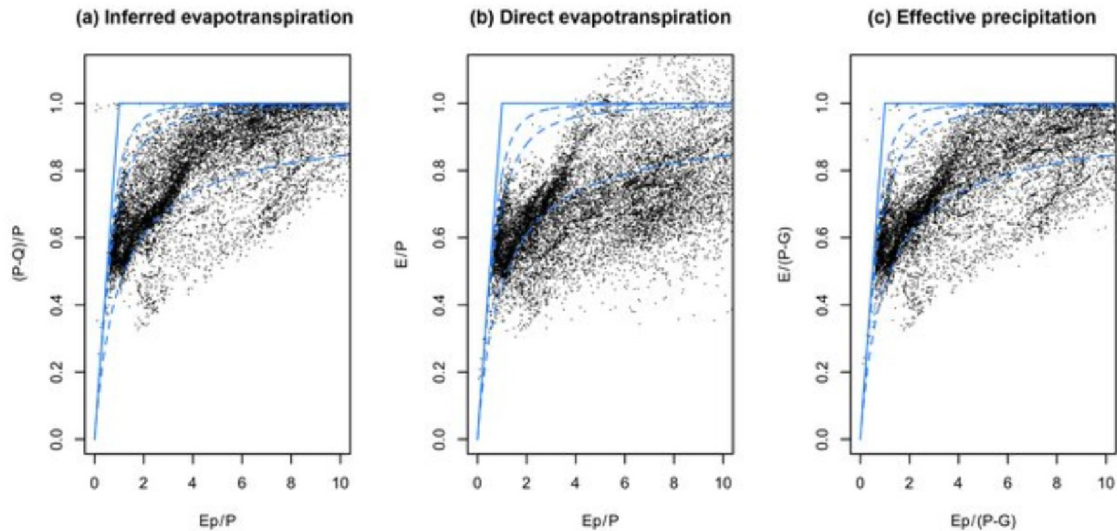


Obr. 4.4: Ilustrace rámce Budykovy křivky se třemi různými parametry tvaru ω

Na obr. (4.5) jsou vykresleny tři přístupy podle Budyky: (a) odvozená evapotranspirace, (b) přímá evapotranspirace a (c) efektivní srážky s body pro každé povodí v oblasti. Přerušované modré čáry jsou Budyko křivky s hodnotami $\omega = 1.6, 2.6$ a 3.6 , plné modré čáry jsou vodní a energetické limity obr. (4.4).

4.6 METODA PODLE HARGREAVESE

Hargreavesova metoda rov. (4.27) byla vytvořena v roce 1985 a je založena pouze na teplotních datech, její vytvoření podnítila kritika H. L. Penmana a dalších. Jeho



Obr. 4.5: Vykreslení tří přístupů Budyko

rady podpořily další vývoj přenosnějších metod. Šlo o vytvoření robustní a praktické metody založené na snadno dostupných klimatických datech pro výpočet potenciální evapotranspirace nebo evapotranspirace referenční plodiny (ET_o). [38]

Hodnoty pro sestavení rovnice byly získány z osmiletého měření evapotranspirace během všech měsíců v roce ($n=2901$ dnů). Měření probíhalo v Davisu v Kalifornii pomocí lyzimetrů na travnatém povrchu trávy kostřavy (*Alta frescue*) o výšce 8–15 cm. [38]

$$ET_o = 0,0135 R_S (TC + 17,8) \quad (4.27)$$

kde: ET_o – je referenční evapotranspirace plodiny (ve stejných jednotkách jako R_S), R_S – koeficient rov. (4.28) který se spočítá z R_a a S , TC – průměrná denní teplota vzduchu [$^{\circ}\text{C}$] [38]

$$R_S = 0,075 R_a S^{0,50} \quad (4.28)$$

kde R_S – je koeficient, R_a – kosmické záření [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$], S – procento možného slunečního svitu rov. (4.29) [38].

$$S = 12,5 (100 - RH)^{0,50} \quad (4.29)$$

kde S – je procento slunečního svitu, RH – průměrná měsíční relativní vlhkost [$\text{MJ/m}^2 \cdot \text{den}$]

Takto vyjádřené S bylo však méně konzistentní než se očekávalo a bylo třeba nalézt lepší metodu pro odhad S .

4.6.1 Hargreaves-Samani

V roce 1982 navrhli Hargreaves a Samani prediktivní metodu, kde změnili výpočet hodnoty R_S ale až do roku 1985 tento koeficient měnili na základě porovnávání s naměřenými daty až do této formy rov. (4.30), která se hodí pro výpočet pětidenního až měsíčního časového intervalu.

$$ET_{0HS} = 0,0023 R_a (TC + 17,8) TR^{0,50} \quad (4.30)$$

kde ET_{0HS} označují jako potencionální evapotranspiraci podle Hargreavese-Samaniho, R_a – je kosmické záření [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$], TC – průměrná denní teplota vzduchu [$^{\circ}\text{C}$], TR – pětinasobek denního teplotního rozsahu [$^{\circ}\text{C}$] ($TR = T_{\max} - T_{\min}$ kde T_{\max} je denní maximální teplota a T_{\min} je denní minimální teplota).

Hodnota kosmického záření se spočítá podle rov. (4.31) [6]:

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{SC} d_r [\omega_s (\sin(\varphi)) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (4.31)$$

kde G_{SC} – je solární konstanta ($0,0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$), φ – zeměpisná šířka, převedená ze stupňů na radiány.

Na základě kalendářního dne v roce se určí zbývající faktory:

$$d_r = 1 + 0,33 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (4.32)$$

kde d_r – je inverzní relativní vzdálenost od Země ke Slunci [rad], J – pořadí dne v kalendářním roce

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39\right) \quad (4.33)$$

kde δ – je solární deklinace [rad], a

$$\omega_s = \arccos(-\tan(\varphi) \tan(\delta)) \quad (4.34)$$

kde ω_s – je úhlový posun Slunce [rad].

4.6.2 Hargreaves-Allen

R. G. Allen v roce 1993 tuto rovnici (4.30) rozvinul o funkci větru. Na základě porovnání dat našel obecnou formu rovnice (4.35), univerzálně použitelnou s širokým rozsahem koeficientů. [38] Kde ET_{0HA} označují jako potencionální evapotranspiraci podle Hargreaves-Allena. Tato metoda je vhodná pro desetidenní až měsíční časový interval.

$$ET_{0HA} = 0,0029 R_a (TC + 20) TR^{0,4} \quad (4.35)$$

4.7 PENMANOVA A PENMAN-MONTEITHOVA METODA

Penman svojí rovnici vytvořil už v roce 1948, zkombinoval energetickou bilanci s metodou přenosu hmoty a odvodil rovnici (4.36) pro výpočet odpařování z otevřené vodní hladiny ze standardních klimatologických záznamů slunečního svitu, teploty, vlhkosti a rychlosti větru. Tato tzv. kombinační metoda byla dále rozvíjena a rozšířena o povrchy s plodinami zavedením odporových faktorů. [39]

Terminologie odporu rozlišuje faktory aerodynamického a povrchového odporu. Parametry povrchového odporu jsou často kombinovány do jednoho „objemového“ parametru. [39]

$$\lambda E = \frac{[\Delta(R_n - G)] + (\gamma \lambda E_a)}{(\Delta + \lambda)} \quad (4.36)$$

kde λE je evaporační latentní tepelný tok [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$], Δ sklon křivky tlaku nasycených par ($\delta e^0 / \delta T$, kde e^0 je tlak nasycených par [kPa] a T_{mean} = denní průměrná teplota [$^{\circ}\text{C}$]), R_n – čistý tok záření [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$], G – znatelný tepelný tok do půdy [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$], γ = psychometrická konstanta [kPa $^{\circ}\text{C}$] a E_a – proudění výparu [mm d^{-1}] [40]

4.7.1 Penman–Monteithova metoda

Ačkoliv jsou zde rovnice seřazeny v časové posloupnosti, je tato metoda jako poslední, vzhledem k jejímu zdokonalování a složitosti a také proto, že je jako jediná doporučována FAO jako standardní metoda, má vysokou pravděpodobnost správného předpovídání referenční evapotranspirace v širokém rozsahu lokalit a podnebí. Také má ustanovení pro použití v místech s nedostatkem dat. [39]

FAO je organizace pro výživu a zemědělství Spojených národů (Food and Agriculture Organization). Je to specializovaná agentura OSN se sídlem v Římě, založená už

v roce 1945, jejíž součástí je česká republika už od roku 1969. [41]

Penman–Monteithova metoda rov. (4.37) je často doporučována jako standard jak pro výpočet referenční evapotranspirace (ET_0), tak pro vyhodnocení dalších rovnic ET_0 . Hlavním nedostatkem této rovnice je, že vyžaduje data o počasí, např. sluneční záření nebo hodiny slunečního svitu (n), které nejsou vždy dostupné. [42] Ale tyto informace vyžaduje více metod pro výpočet evapotranspirace.

Studie, které byly zadány Evropským společenstvím hodnotilo konsorcium evropských výzkumných ústavů výkonnost různých metod pro výpočet evapotranspirace s využitím dat z odlišných lyzimetrických studií v Evropě. [39]

Bylo zjištěno že, modifikovaná Penmanova metoda, která byla představena v dokumentu FAO o zavlažování a odvodnění č. 24 z roku 1977, nadhodnocuje a organizace FAO v květnu roku 1990 zorganizovala konzultaci odborníků a výzkumníků ve spolupráci s Mezinárodní komisí pro zavlažování a odvodňování a se Světovou meteorologickou organizací, aby přezkoumala metodiky FAO o požadavcích na vodu pro plodiny a poskytla rady ohledně revize a aktualizace postupů. [39]

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \left[86,400 \frac{\rho_a C_p (e_s^0 - e_a)}{r_{av}}\right]}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_{av}}\right)} \quad (4.37)$$

kde R_n je čisté záření, G – tepelný tok půdy, Δ – sklon křivky tlaku nasycených par rov. (4.41) ρ_a – hustota vzduchu [kg m^{-3}] C_p – měrné teplo vzduchu, e_s^0 – střední tlak nasycených par [kPa] vypočítaný jako střední $e^0 =$ při denní minimální a maximální teplotě vzduchu [$^{\circ}\text{C}$], e_a představuje průměrný denní tlak okolních par, r_{av} – objemová plocha aerodynamického odporu pro vodní páru [s m^{-1}], γ – psychometrická konstanta [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$] a r_s, r_a jsou „objemové“ povrchové a aerodynamické odpory rov. (4.38) a (4.39).

Rovnici lze použít pro přímý výpočet jakékoliv plodiny, protože objemové odpory jsou specifické pro každou plodinu. [40]

Aerodynamický odpor rov. (4.38) se vypočítá jako:

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{z_m - d}{z_{0m}} \right] \ln \left[\frac{z_h - d}{z_{0h}} \right]}{k^2 u_z} \quad (4.38)$$

kde r_a je aerodynamický odpor [s m^{-1}], z_m – výška měření větru [m], z_h – výška měření vlhkosti [m], d – výška posunutí nulové roviny [m], z_{0m} – délka drsnosti řídicí přenos hybnosti [m], z_{0h} – délka drsnosti řídicí přenos tepla a páry [m], k – von Karmánova konstanta, 0,41 [-], u_z – rychlost větru ve výšce z [m s^{-1}] [39]

$$r_s = \frac{r_l}{\text{LAI}_{\text{active}}} \quad (4.39)$$

kde r_s je povrchový „objemový“ odpor [s m^{-1}], r_l odpor průduchů pro přenos vodní páry [s m^{-1}], $\text{LAI}_{\text{active}}$ – aktivní (sluncem zalitý) index plochy listu [m^2 (plocha listu) m^{-2} (povrch půdy)]. [39]

Index plochy listu (LAI) je bezrozměrná veličina. Aktivní LAI aktivně přispívá k povrchovému přenosu tepla a páry (obecně sluncem osvětlená část hustého porostu). Hodnoty se značně liší podle typu plodiny (hodnoty 3-5). Tento index se také mění v průběhu sezóny a svého maxima dosahuje před nebo při květu. [39]

Odpor průduchů r_l , je průměrný odpor jednotlivého listu. Liší se v závislosti na plodině. Obvykle se zvyšuje se stářím a dozráváním plodiny. [39]

Zjednodušení rovnice (4.37) doporučené FAO-56 Penman-Monteith využívá některé předpokládané konstantní parametry pro referenční plodinu střížená tráva ve výšce 0,12 m, fixním povrchovým odporem 70 s m^{-1} a hodnotou albeda 0,23. rov. (4.40) vypadá následovně:

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34 u_2)} \quad (4.40)$$

ET_0 je referenční rychlost evapotranspirace [mm d^{-1}], T – střední hodnota teploty vzduchu [$^{\circ}\text{C}$], u_2 – rychlost větru ve 2 nad zemí. Tato rovnice (4.40) může být použita pro hodinová data pokud je konstantní hodnota „900“ dělena pro 24 h za den a členy R_n a G jsou vyjádřeny v [$\text{MJ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$].

$$\Delta = \frac{4098 \left[0,6108 \exp \left(\frac{17,27 \cdot T_{\text{mean}}}{T_{\text{mean}} + 237,3} \right) \right]}{(T_{\text{mean}} + 237,3)^2} \quad (4.41)$$

T_{mean} je střední teplota vzduchu, \exp – hodnota přirozeného logaritmu 2.7183.

$$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda} = 0,665 \times 10^{-3} P \quad (4.42)$$

kde P je atmosférický tlak [kPa], λ – latentní teplo výparu = 2,45 [MJ kg^{-1}], C_p – měrné teplo vzduchu při konstantním tlaku = $1,013 \times 10^{-3}$ [$\text{MJ kg}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$], ε – poměr molekulové hmotnosti vodní páry a suchého vzduchu = 0,622.

$$P = 101,3 \left[\frac{293 - 0,0065z}{293} \right]^{5,26} \quad (4.43)$$

kde z je nadmořská výška [m].

Rovnice pro výpočet hodnoty kosmického záření R_a je stejný jako u Hargreaves kap. (4.6), tato rovnice obsahuje také solární konstantu $G(G_S C)$ rov. (4.31) a také následující členy rovnice (4.32), (4.33).

4.8 METODA PODLE OUDINA

Tato jednoduchá metoda založená na teplotě (T-based) byla navržena Ludovicem Oudinem v roce 2005 rov. (4.44), na základě studie výkonnosti více než 25-ti již existujících vzorců pro výpočet potenciační evapotranspirace, kde jsou všechny použity jako vstup do čtyř různých hydrologických modelů pro více než 300 povodí. [43]

$$PE = \begin{cases} \frac{0,408 R_e (T + 5)}{100} & \text{pro } (T + 5) > 0 \\ 0 & \text{pro } (T + 5) < 0 \end{cases} \quad (4.44)$$

kde R_e je extraterestrická radiace ($R_e = R_a$) [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$] daná Juliánským dnem a zeměpisnou šířkou, T je střední teplota vzduchu ve výšce 2 m [$^{\circ}\text{C}$].

T-based metoda se ukázala být zvláště účinná pro účely srážko-odtokových modelů, jelikož může být problematické reprezentovat evapotranspiraci v těchto modelech.

Srážko-odtokové modely často využívají metody pro výpočet potenciační evapotranspirace, tyto jsou ovšem agronomický koncept a pro potřeby srážko-odtokových modelů postrádají jasnou definici v povodí nebo v regionálním měřítku. [44].

5 APLIKACE VYBRANÝCH METOD VÝPOČTU POTENCIÁLNÍ EVAPOTRANSPIRACE

Praktická aplikace metod je členěna do následujících kapitol. Jako první je uvedena srážkoměrná stanice, odkud byla převzata denní [4] a měsíční data [3] pro výpočet. Následují kapitoly se zkrácenými výpočty vybraných metod.

Pro praktickou aplikaci byly vybrány následující metody:

1. metoda podle Thornthwaita
2. metoda podle Hargreaves-Samaniho
3. metoda podle Hargreaves-Allena

Kapitoly s výsledky zde uváděných výpočtů jsou členěny následovně:

- tři nejchladnější roky z celého výpočtového období (11 let) v měsíčním kroku,
- tři nejteplejší roky z celého výpočtového období v měsíčním kroku,
- tři nejteplejší roky v denním kroku,
- celkový graf pro danou metodu.

5.1 ZÁJMOVÉ ÚZEMÍ

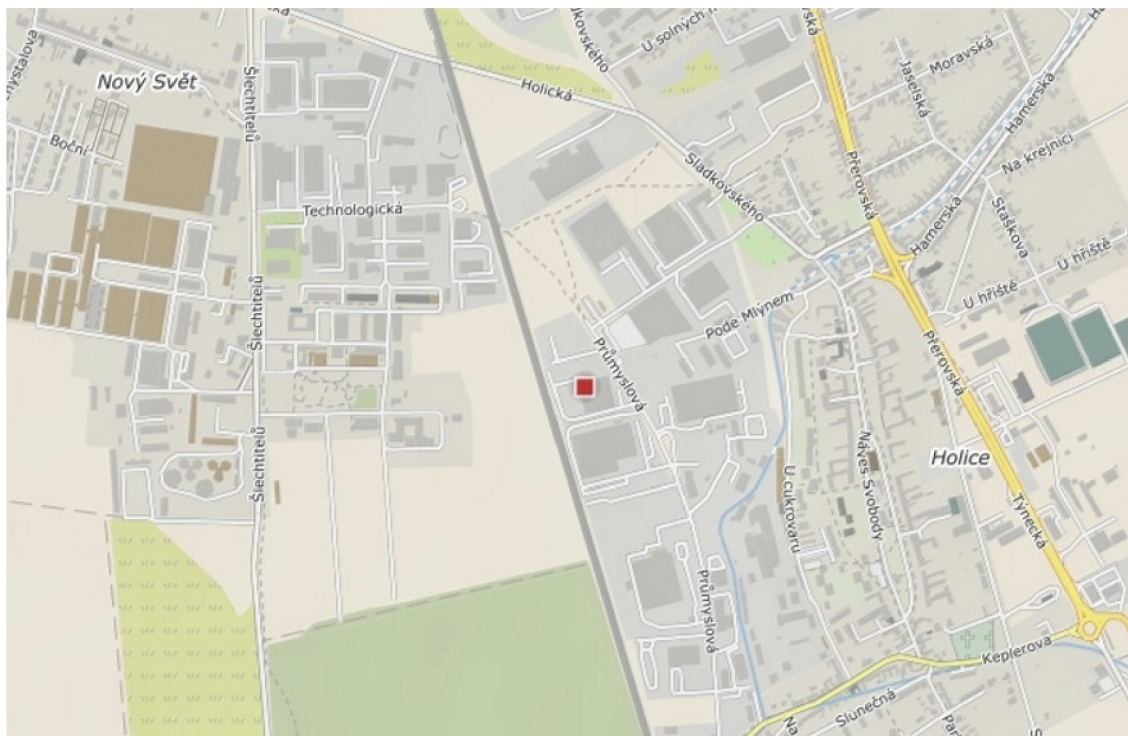
Pro praktickou aplikaci byla vybrána srážkoměrná stanice Olomouc-Holice GPS: 49.5758° N, 17.2878° E , která se nachází na katastrálním území městské čtvrti Holice u Olomouce, ulice Průmyslová (střecha objektu č.p. 734/11). Stanice je provozována celoročně pobočkou ČHMÚ Ostrava.

Pro výpočty byla použita měsíční [3] data konkrétně: průměrná teplota vzduchu, maximální a minimální průměrná teplota vzduchu a denní [4] data kde byla obdobně využita průměrná denní teplota vzduchu, maximální a minimální denní průměrná teplota vzduchu z portálu Českého hydrometeorologického ústavu.

Kromě výše uvedených použitých dat jsou ze stanice Olomouc-Holice dostupné také: relativní vlhkost vzduchu, úhrn srážek, výška nově napadeného sněhu, celková sněhová pokrývka, doba trvání slunečního svitu, průměrná rychlost větru a maximální rychlost větru.

Tab. 5.1: Srážkoměrná stanice Olomouc-Holice [45]

Pobočka ČHMÚ	Ostrava
Dílčí povodí ČR	Morava a přítoky Váhu
Povodí III. řádu	4-10-03 Morava od Třebůvky po Bečvu
Obec s rozšířenou působností	Olomouc
Nadmořská výška	210 m n. m.

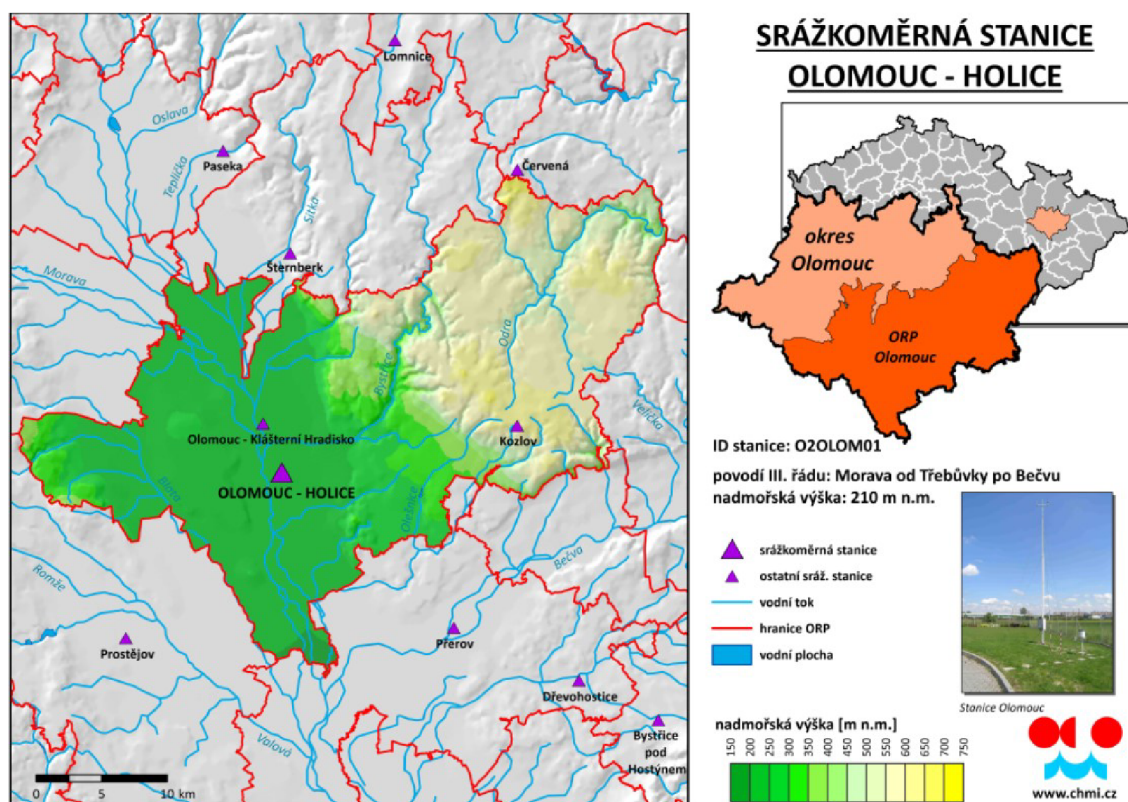


Obr. 5.1: Mapa s vyznačeným umístěním srážkoměrné stanice Olomouc-Holice [46]

5.2 VÝSLEDKY VÝPOČTU DLE METODY THORNTHWAITA

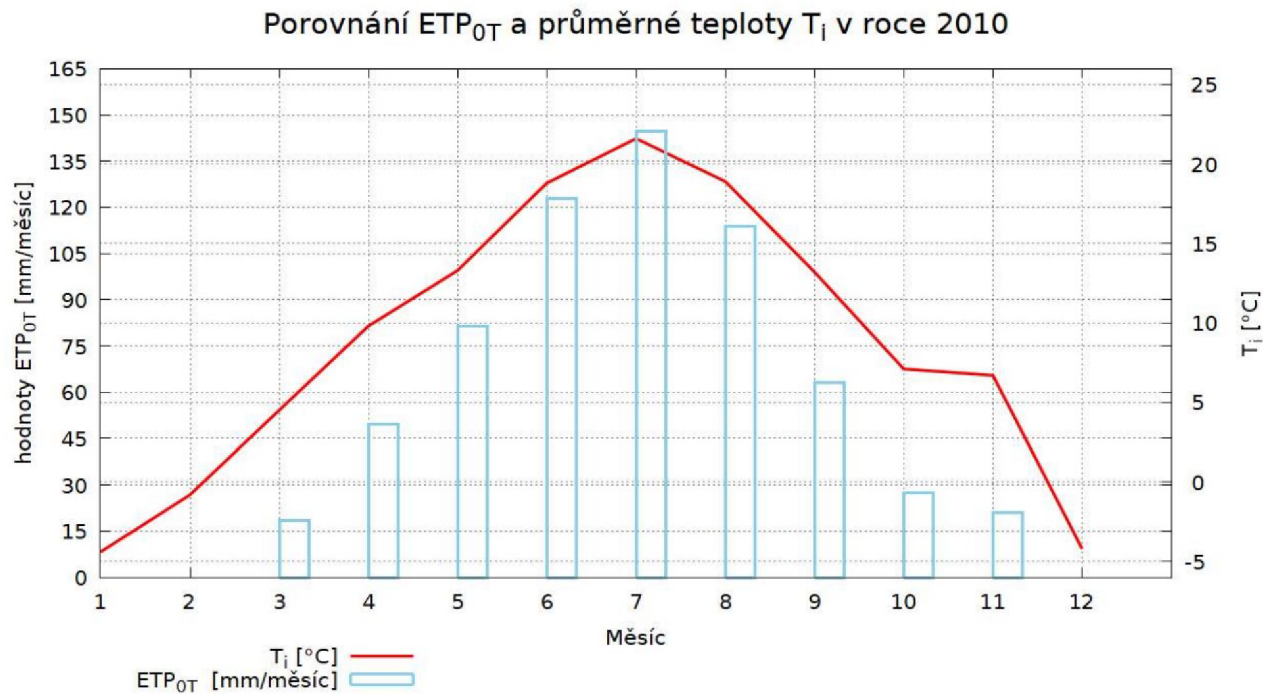
Pro výpočet metody podle Thornthwaita byly použity vzorce uvedené v kap. (4.2) Z výpočtů jsem se rozhodla uvést následující výčet, ostatní roky v měsíčním kroku jsou uvedeny v Příloze 1. Příloha 3 obsahuje denní výpočty.

Začínáme třemi nejchladnějšími roky z výpočtového období a to: rok 2010 obr. (5.3), 2011 obr. (5.4) a 2013 obr. (5.5). Následují tabulky a grafy pro nejteplejší roky za období obr.: (5.6), (5.7) a (5.8). Dále umísťuji tři nejteplejší roky: 2015 obr. (5.9), 2018 obr. (5.10), 2019 obr. (5.11) v denním kroku. A na konci této kapitoly je celkový měsíční graf obr. (5.12).



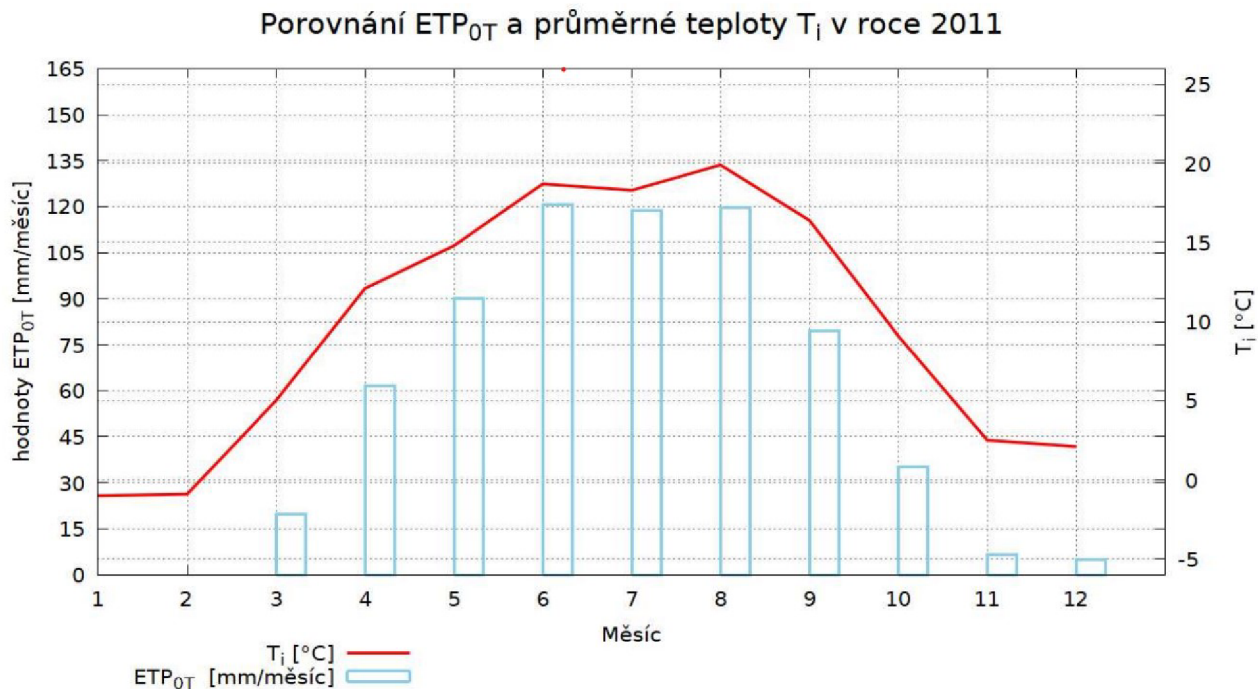
Obr. 5.2: Srážkoměrná stanice Olomouc-Holice [45]

rok 2010			
měsíc	T_i	ET_0	ETP_0
leden	-4,4	0	0
únor	-0,8	0	0
březen	4,5	18,4183	18,4315
duben	9,8	44,1979	49,6444
květen	13,3	62,3105	81,3295
červen	18,8	91,9615	122,7301
červenec	21,6	107,5025	144,7471
srpen	18,9	92,5118	113,7487
září	13,2	61,7839	63,2190
říjen	7,1	30,7599	27,6035
listopad	6,7	28,8179	20,9950
prosinec	-4,2	0	0
mm/rok = 642,4489			
l =	39,70626		
a =	1,124666		



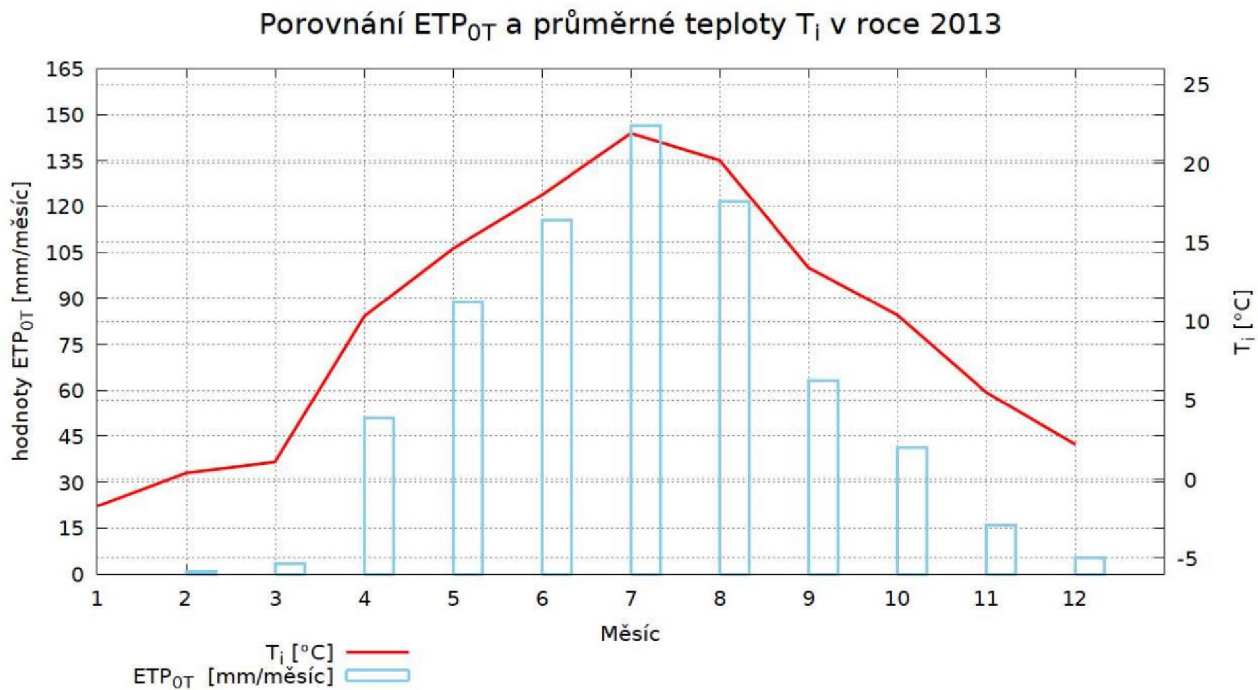
Obr. 5.3: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ETP_{0T} a průměrnou teplotu T_i v měsíčním kroku v roce 2010, tento rok patří k nejchladnějším za výpočtové období průměrná teplota z hodnot $T_i = 8,71$ °C.

rok 2011			
měsíc	T_i	ET_0	ETP_0
leden	-1	0	0
únor	-0,9	0	0
březen	5	19,7256	19,7398
dubn	12,1	54,7307	61,4751
květen	14,8	69,0625	90,1423
červen	18,7	90,4771	120,7491
červenec	18,3	88,2461	118,8192
srpen	19,9	97,2142	119,5305
září	16,4	77,7539	79,5600
říjen	9,1	39,3859	35,3443
listopad	2,5	8,8598	6,4547
prosinec	2,1	7,24414	4,981063
mm/rok = 656,7961			
l =	41,7101		
a =	1,154724		



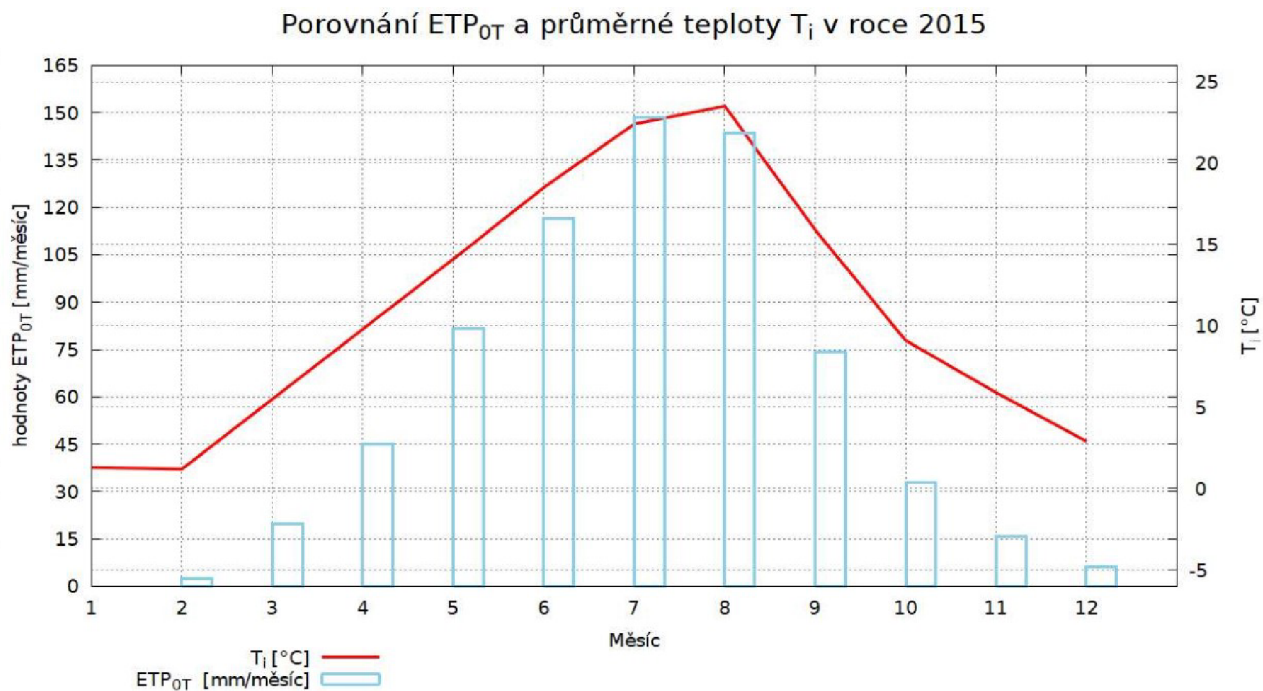
Obr. 5.4: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ETP_{0T} a průměrnou teplotu T_i v měsíčním kroku roku 2011, v tomto roce byla průměrná teplota $T_i = 9,75$ °C tj. o 1,04 °C více než v roce 2010.

rok 2013			
měsíc	T_i	ET_0	ETP_0
leden	-1,7	0	0
únor	0,4	1,068904	0,81651
březen	1,1	3,4365	3,4390
duben	10,3	45,4549	51,0563
květen	14,6	67,9978	88,7526
červen	18	86,5875	115,5580
červenec	21,9	108,5874	146,2079
srpen	20,2	98,9162	121,6233
září	13,4	61,5878	63,0184
říjen	10,4	45,9647	41,2481
listopad	5,5	22,0307	16,0503
prosinec	2,2	7,649532	5,25981
		mm/rok = 653,0303	
l =	41,69042		
a =	1,154429		



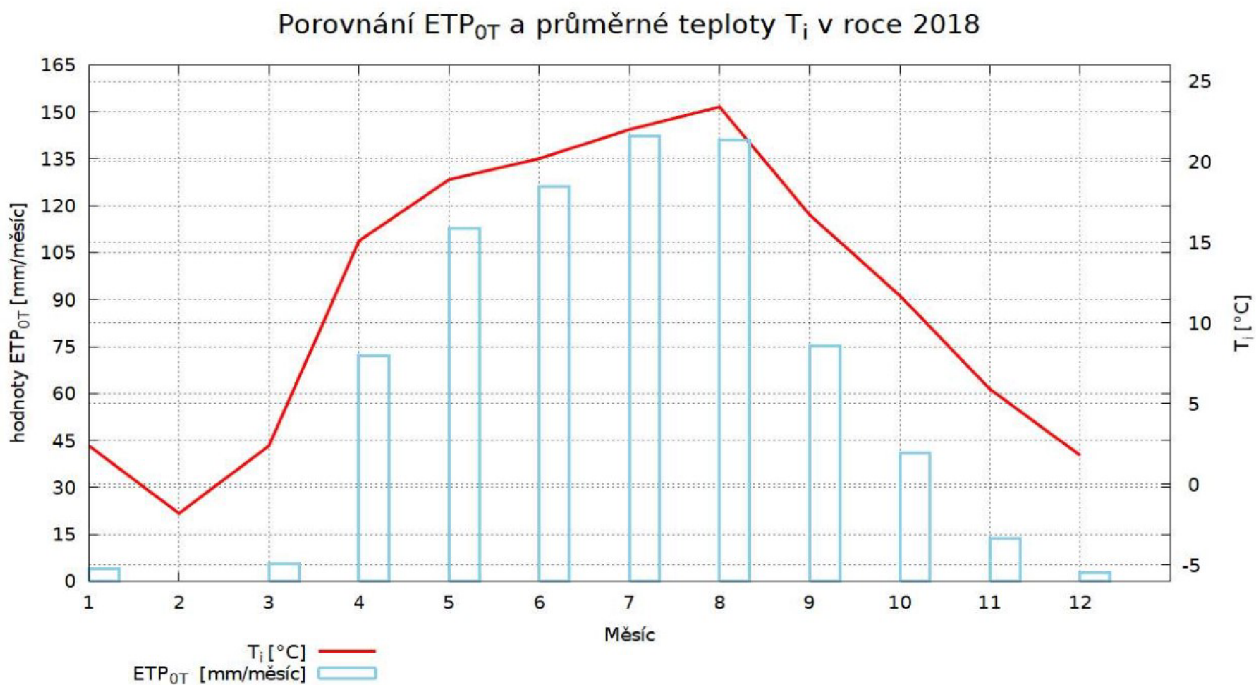
Obr. 5.5: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ETP_{0T} a průměrnou teplotu T_i v měsíčním kroku roku 2013, v tomto roce byla průměrná teplota $T_i = 9,69$ °C.

rok 2015			
měsíc	T_i	ET_0	ETP_0
leden	1,3	3,0848	2,2217
únor	1,2	3,0677	2,3433
březen	5,5	19,7616	19,7758
duben	9,8	40,0659	45,0032
květen	14,1	62,5306	81,6167
červen	18,5	87,1802	116,3491
červenec	22,4	110,1714	148,3407
srpen	23,5	116,8272	143,6458
září	15,9	72,4331	74,1156
říjen	9,1	36,5927	32,8377
listopad	5,9	21,5342	15,6886
prosinec	2,9	9,0304	6,2093
		mm/rok =	677,0569
l =	46,2826		
a =	1,2236		



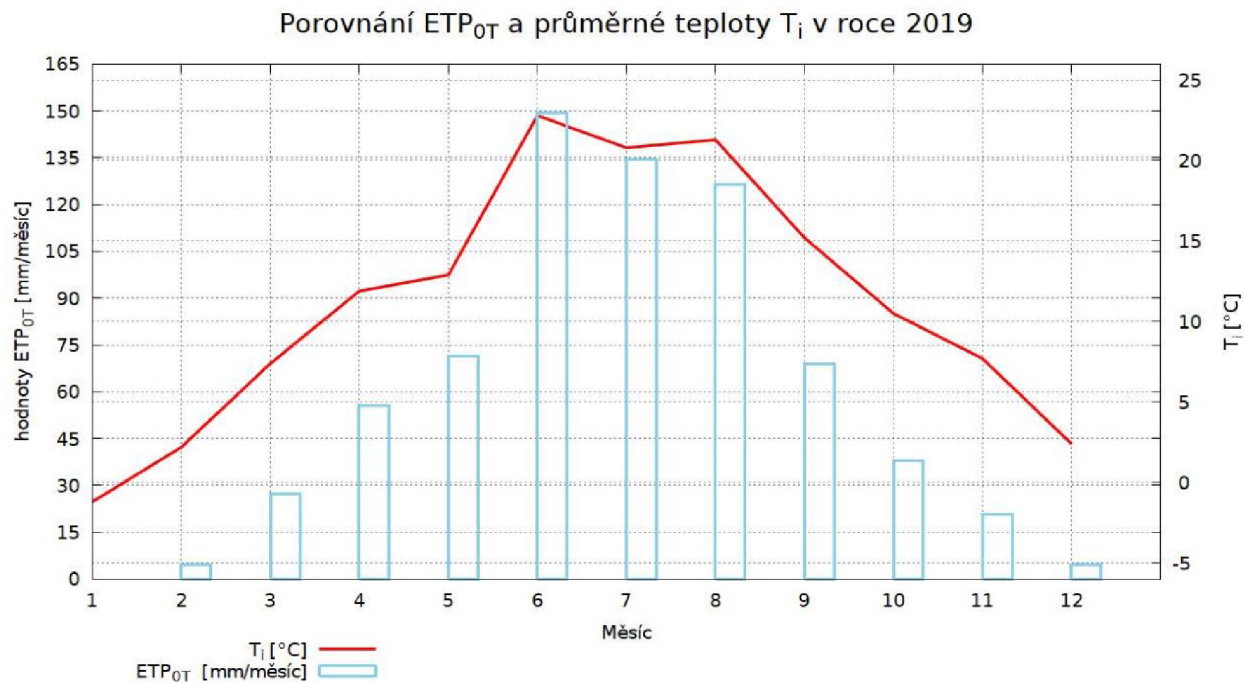
Obr. 5.6: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ETP_{0T} a průměrnou teplotu T_i v měsíčním kroku roku 2015, v tomto roce byla průměrná teplota $T_i = 10,84$ °C.

rok 2018			
měsíc	T_i	ET_0	ETP_0
leden	2,4	5,6264	4,0522
únor	-1,8	0,0000	0,0000
březen	2,4	5,6264	5,6304
duben	15,1	64,2207	72,1345
květen	18,9	86,4431	112,8279
červen	20,2	94,4008	125,9855
červenec	22	105,6945	142,3127
srpen	23,4	114,6892	141,0171
září	16,7	73,3803	75,0848
říjen	11,7	45,8146	41,1134
listopad	5,9	18,5088	13,4845
prosinec	1,8	3,8444	2,6434
		mm/rok =	736,2866
l =	52,8528		
a =	1,3238		



Obr. 5.7: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ETP_{OT} a průměrnou teplotu T_i v měsíčním kroku roku 2018, v tomto roce byla průměrná teplota $T_i = 11,56$ °C.

rok 2019			
měsíc	T_i	ET_0	ETP_0
leden	-1,2	0	0
únor	2,2	5,9674	4,5583
březen	7,4	27,3209	27,3405
duben	11,9	49,5735	55,6823
květen	12,9	54,8528	71,5954
červen	22,8	112,0501	149,5401
červenec	20,8	99,8635	134,4615
srpen	21,3	102,8833	126,5011
září	15,2	67,3851	68,9503
říjen	10,5	42,3716	38,0237
listopad	7,7	28,7171	20,9216
prosinec	2,4	6,6555	4,5763
		mm/rok =	702,1512
l =	48,3004		
a =	1,2542		

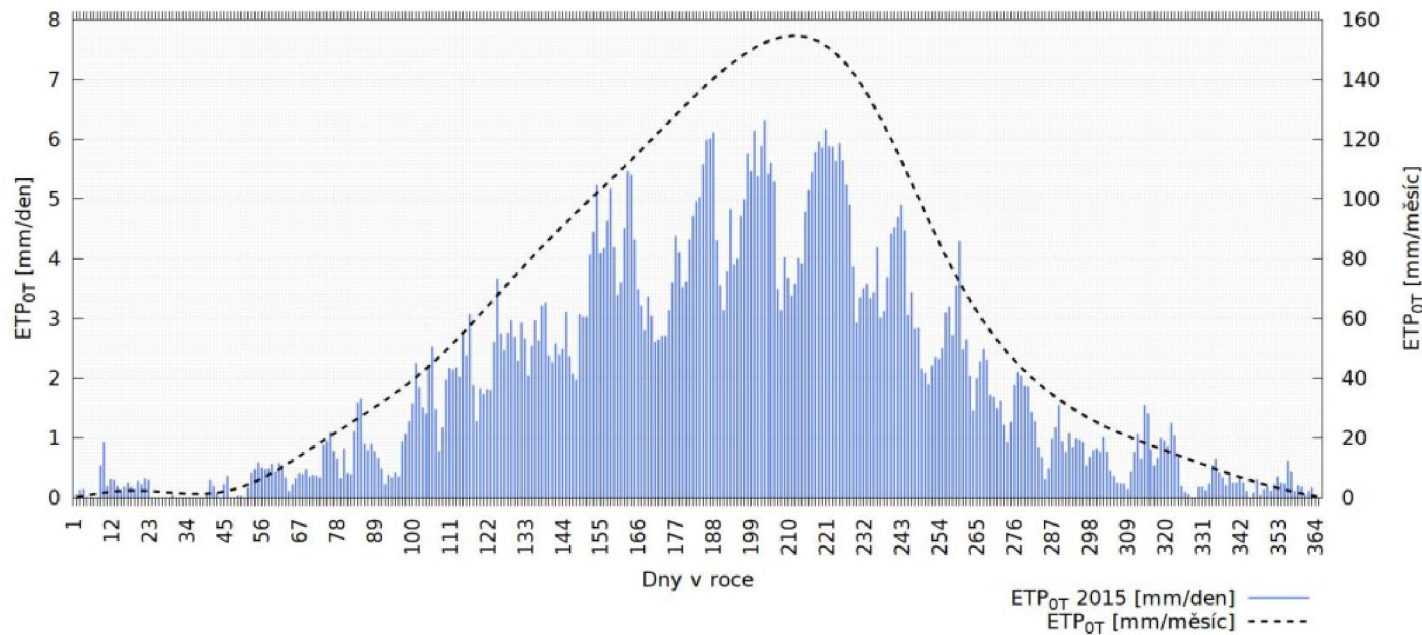


Obr. 5.8: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ETP_{OT} a průměrnou teplotu T_i v měsíčním kroku roku 2019, v tomto roce byla průměrná teplota $T_i = 11,16$ tj. o $0,5$ °C méně než v roce 2018.

den=j	T_n	δ_j	ω_{sj}	N_j	$(T_n/5)^{1,514}$	ET_{OT}	ETP_{OT} [mm/den]
1	-2,7	-0,4010	1,0498	8,0200	0	0	0
2	1,0	-0,3996	1,0521	8,0376	0,0874	2,2555	0,0504
3	2,1	-0,3980	1,0546	8,0566	0,2689	5,6990	0,1275
⋮							
200	27,6	0,3624	2,0321	15,5239	13,2830	142,3651	6,1391
201	24,9	0,3591	2,0271	15,4860	11,3659	125,1834	5,3850
202	26,8	0,3557	2,0220	15,4471	12,7044	137,2285	5,8883
203	28,4	0,3521	2,0168	15,4071	13,8702	147,5390	6,3143
⋮							
363	2,5	-0,4046	1,0440	7,9757	0,3501	7,0859	0,1570
364	-2,7	-0,4035	1,0458	7,9890	0	0	0
365	-4,3	-0,4023	1,0477	8,0038	0	0	0

celkem
693,06 mm/rok

Denní evapotranspirace ETP_{OT} proložena hodnotami z měsíčního kroku za rok 2015

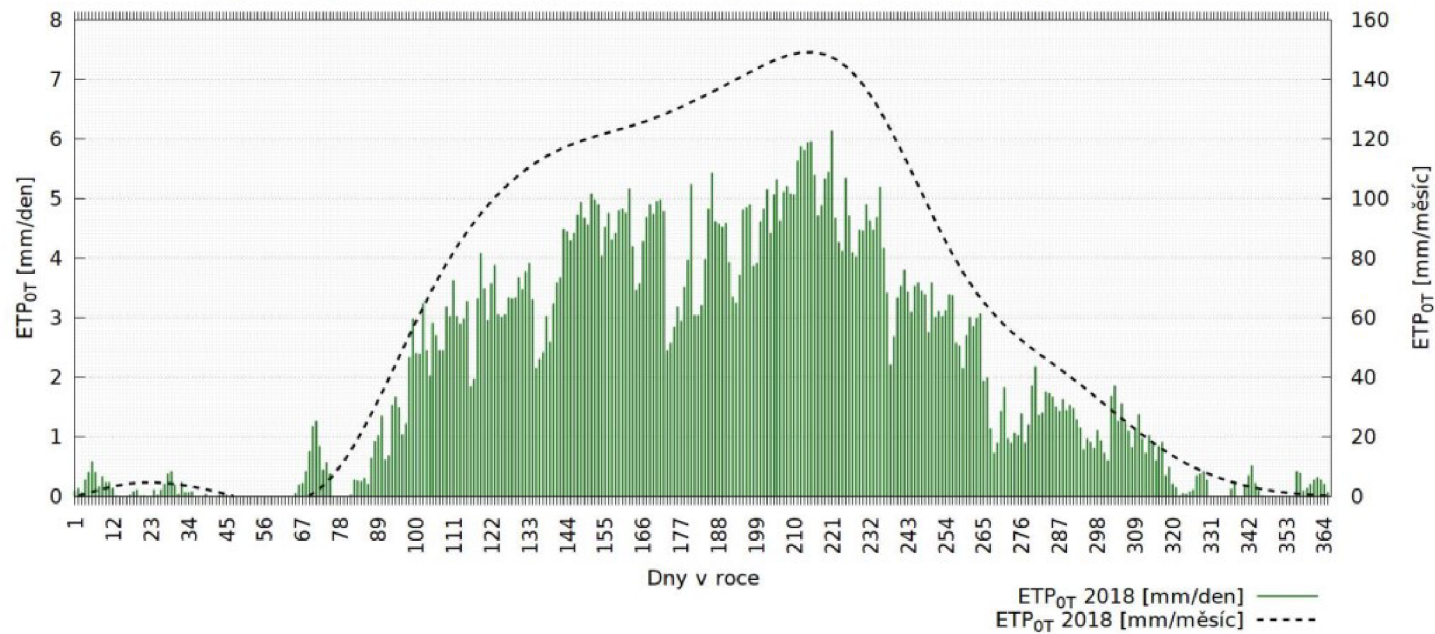


Obr. 5.9: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ETP_{OT} v denním kroku a křivka z měsíčního kroku v roce 2015.

den=j	T_n	δ_j	ω_{sj}	N_j	$(T_n/5)^{1,514}$	ET_{OT}	ETP_{OT} [mm/den]
1	2,0	-0,4010	1,0498	8,0200	0,2497577	4,0852	0
2	2,6	-0,3996	1,0521	8,0376	0,3716	5,8279	0,1301
3	1,6	-0,3980	1,0546	8,0566	0,1782	3,0198	0,0676
⋮							
200	22,3	0,3624	2,0321	15,5239	9,6182	107,0059	4,6143
201	23,1	0,3591	2,0271	15,4860	10,1454	112,2371	4,8281
202	24,3	0,3557	2,0220	15,4471	10,9539	120,2044	5,1578
203	21,7	0,3521	2,0168	15,4071	9,2291	103,1258	4,4135
⋮							
363	4,6	-0,4046	1,0440	7,9757	0,8814	12,6199	0,2796
364	3,7	-0,4035	1,0458	7,9890	0,6339	9,3975	0,2085
365	1,6	-0,4023	1,0477	8,0038	0,1782	3,0198	0,0671

celkem
746,85 mm/rok

Denní evapotranspirace ETP_{OT} proložena hodnotami z měsíčního kroku za rok 2018

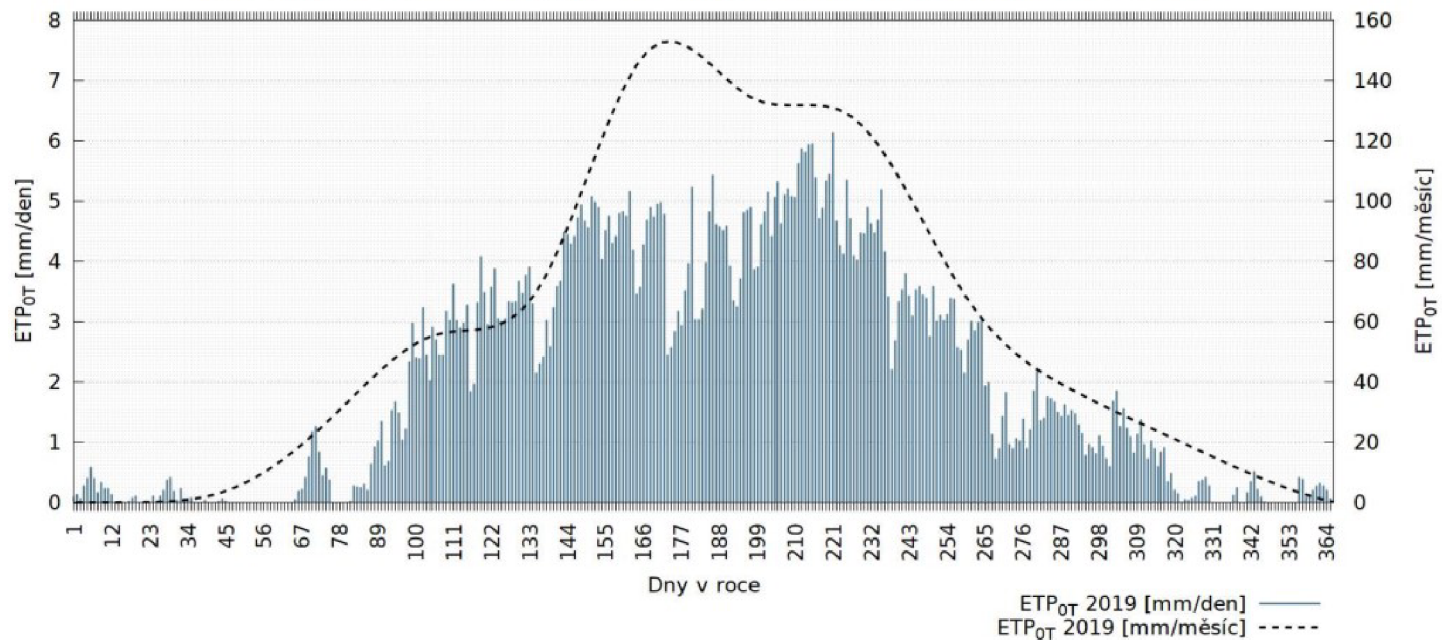


Obr. 5.10: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ETP_{OT} v denním kroku a křivka z měsíčního kroku v roce 2018.

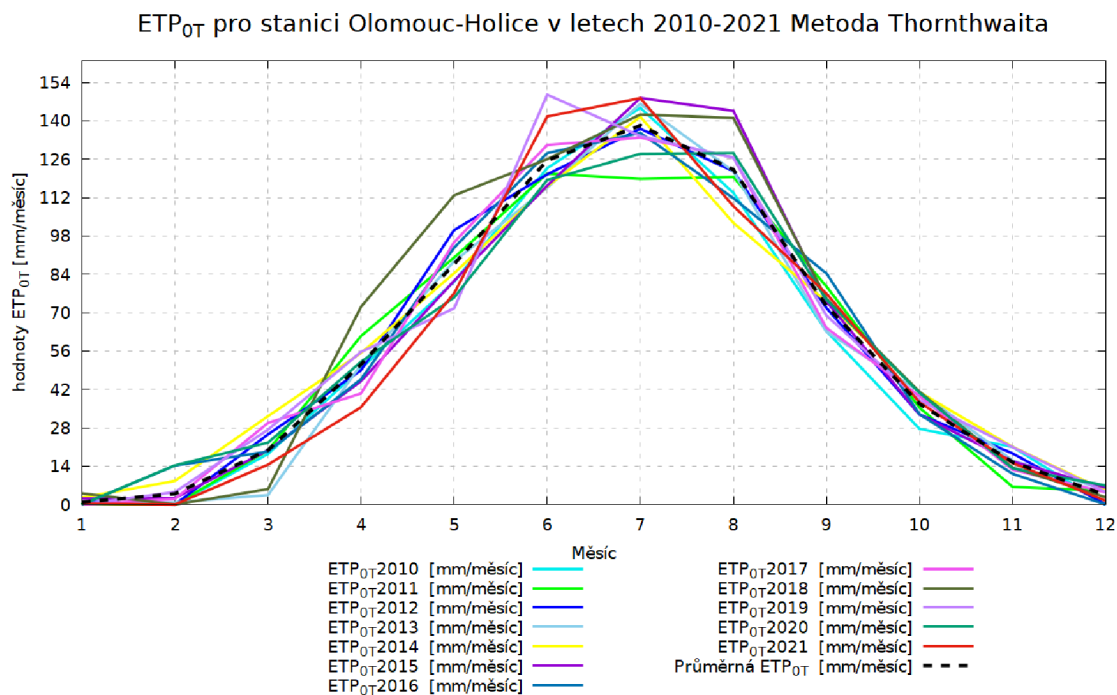
den=j	T_n	δ_j	ω_{sj}	N_j	$(T_n/5)^{1,514}$	ET_{OT}	ETP_{OT} [mm/den]
1	4,1	-0,4023	1,0477	8,0038	0	0	0
2	0,6	-0,4023	1,0477	8,0038	0	0	0
3	-1,8	-0,4023	1,0477	8,0038	0	0	0
⋮							
200	18,7	0,3624	2,0321	15,5239	7,3676	86,7474	3,7407
201	22,7	0,3591	2,0271	15,4860	9,8806	111,0633	4,7776
202	20,7	0,3557	2,0220	15,4471	8,5929	98,7438	4,2369
203	23,6	0,3521	2,0168	15,4071	10,4797	116,7068	4,9948
⋮							
363	-0,9	-0,4046	1,0440	7,9757	0,0000	0,0000	0
364	-1,2	-0,4035	1,0458	7,9890	0,0000	0,0000	0
365	0,2	-0,4023	1,0477	8,0038	0,0076	0,2667	0,0059

celkem
705,14 mm/rok

Denní evapotranspirace ETP_{OT} proložena hodnotami z měsíčního kroku za rok 2019



Obr. 5.11: Zkrácená tabulka a graf pro potencionální evapotranspiraci ETP_{OT} v denním kroku a křivka z měsíčního kroku v roce 2019.



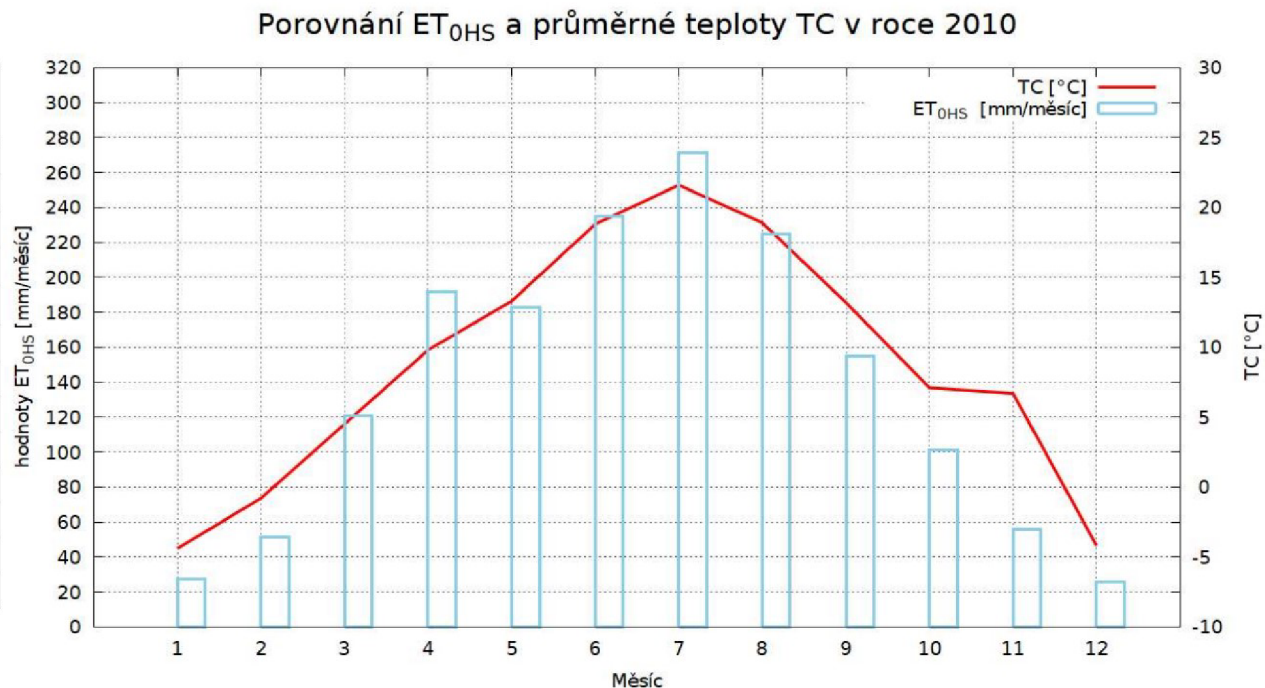
Obr. 5.12: Graf s měsíčními hodnotami ETP pro příslušné roky zjištěné metodou Thornthwaita a jejich průměrná hodnota za celé výpočtové období.

5.3 VÝSLEDKY VÝPOČTU DLE METODY HARGREAVESE-SAMANIHO

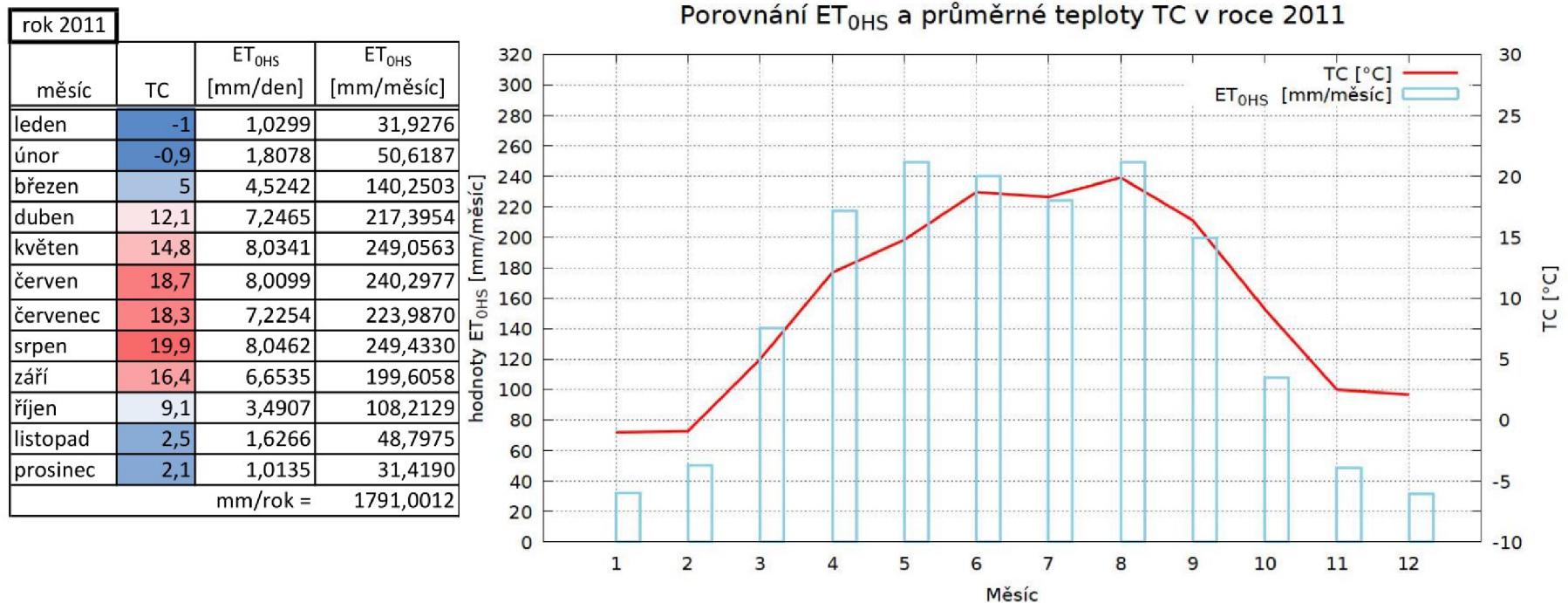
Pro výpočet metody podle Hargrevese-Samaniho byly použité vzorce uvedené v kap. (4.6.1) Z výpočtů jsem se rozhodla uvést následující výčet, ostatní roky v měsíčním kroku jsou uvedeny v Příloze 2. Příloha 4 obsahuje denní výpočty.

Obdobně jako v případě výsledků u Thornthwaita začínáme třemi nejchladnějšími roky z výpočtového období a to: rok 2010 obr. (5.13), 2011 obr. (5.14) a 2013 obr. (5.15). Následují tabulky a grafy pro nejteplejší roky za období obr.: (5.16), (5.17) a (5.18). Dále umísťuji tři nejteplejší roky: 2015 obr. (5.19), 2018 obr. (5.20), 2019 obr. (5.21) v denním kroku. A na konci této kapitoly je celkový měsíční graf obr. (5.22).

rok 2010			
měsíc	TC	ET _{OHS} [mm/den]	ET _{OHS} [mm/měsíc]
leden	-4,4	0,8824	27,3549
únor	-0,8	1,8447	51,6509
březen	4,5	3,8980	120,8383
duben	9,8	6,3952	191,8563
květen	13,3	5,9046	183,0414
červen	18,8	7,8383	235,1491
červenec	21,6	8,7515	271,2958
srpen	18,9	7,2518	224,8046
září	13,2	5,1609	154,8276
říjen	7,1	3,2650	101,2162
listopad	6,7	1,8583	55,7502
prosinec	-4,2	0,8196	25,4063
		mm/rok =	1643,1916

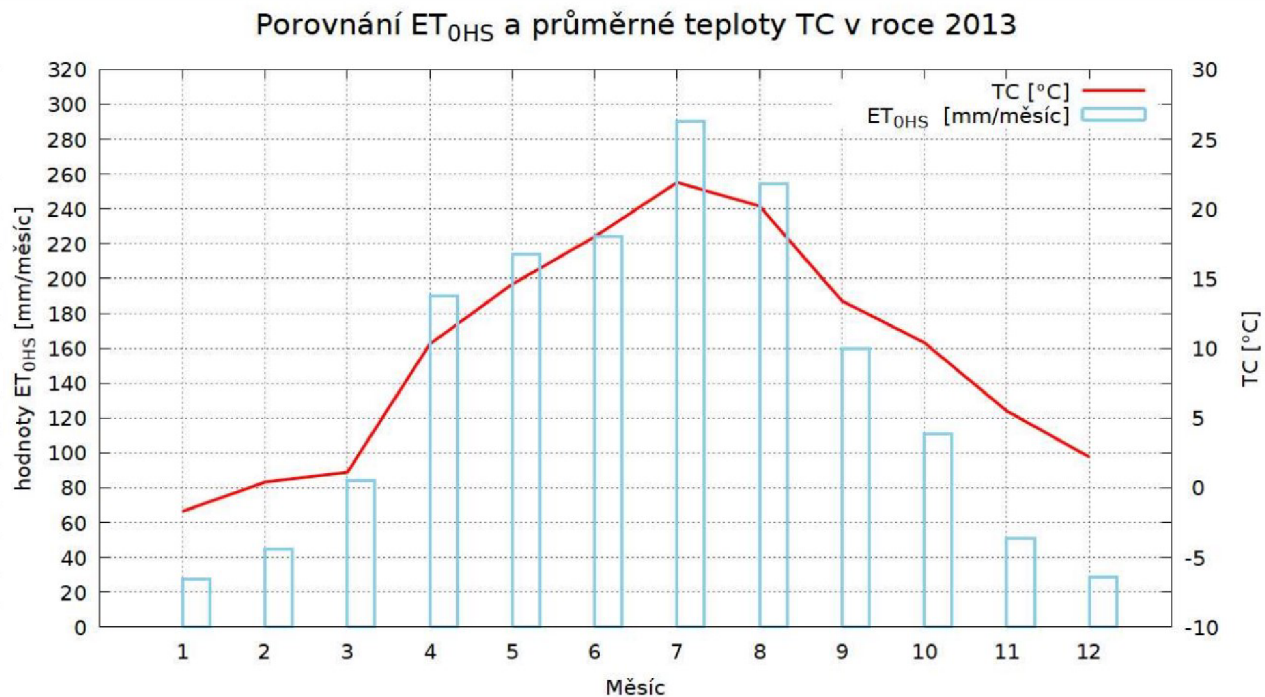


Obr. 5.13: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ET_{OHS} dle Hargreaves-Samaniho a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku v roce 2010, tento rok patří k nejchladnějším za výpočtové období průměrná teplota z hodnot TC = 8,71 °C.



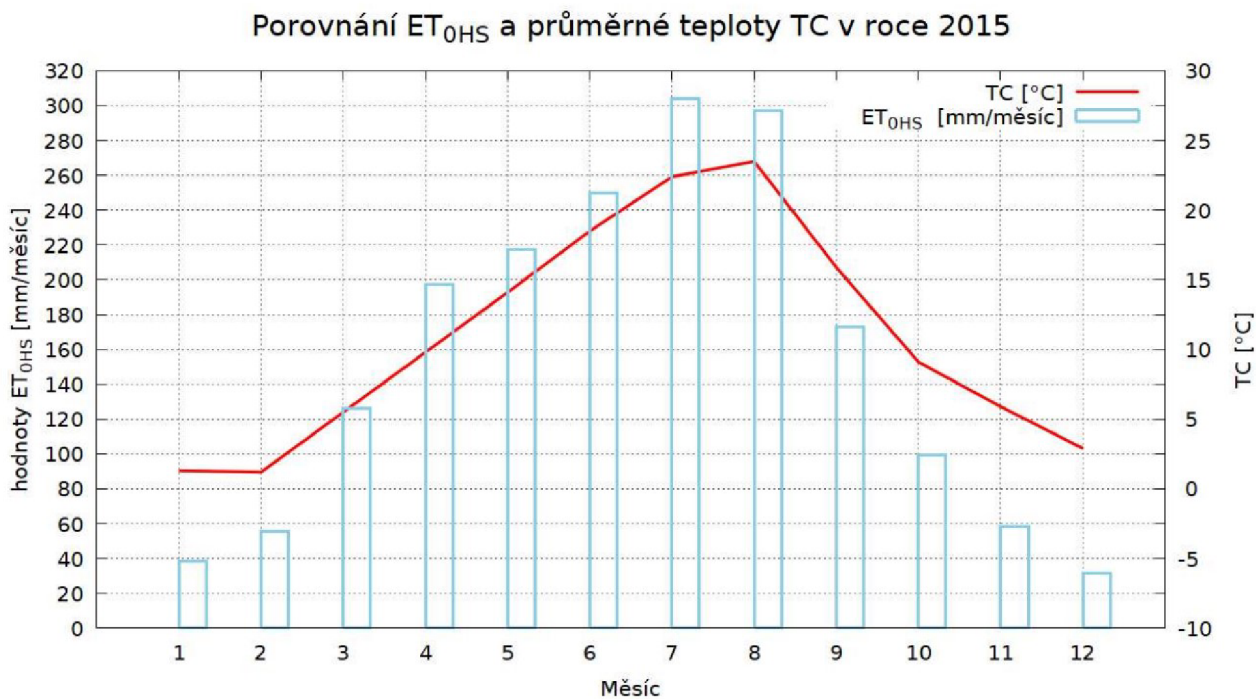
Obr. 5.14: Zkrácená tabulka a graf pro potencionální evapotranspiraci ET_{0HS} dle Hargreavese-Samaniho a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku roku 2011, v tomto roce byla průměrná teplota TC = 9,75 °C tj. o 1,04 °C více než v roce 2010.

rok 2013			
měsíc	TC	ET _{OHS} [mm/den]	ET _{OHS} [mm/měsíc]
leden	-1,7	0,8870	27,4983
únor	0,4	1,5896	44,5092
březen	1,1	2,7044	83,8364
duben	10,3	6,3419	190,2576
květen	14,6	6,9057	214,0752
červen	18	7,4728	224,1852
červenec	21,9	9,3663	290,3564
srpen	20,2	8,2118	254,5673
září	13,4	5,3320	159,9605
říjen	10,4	3,5816	111,0286
listopad	5,5	1,7021	51,0625
prosinec	2,2	0,9224	28,5941
		mm/rok =	1679,9311



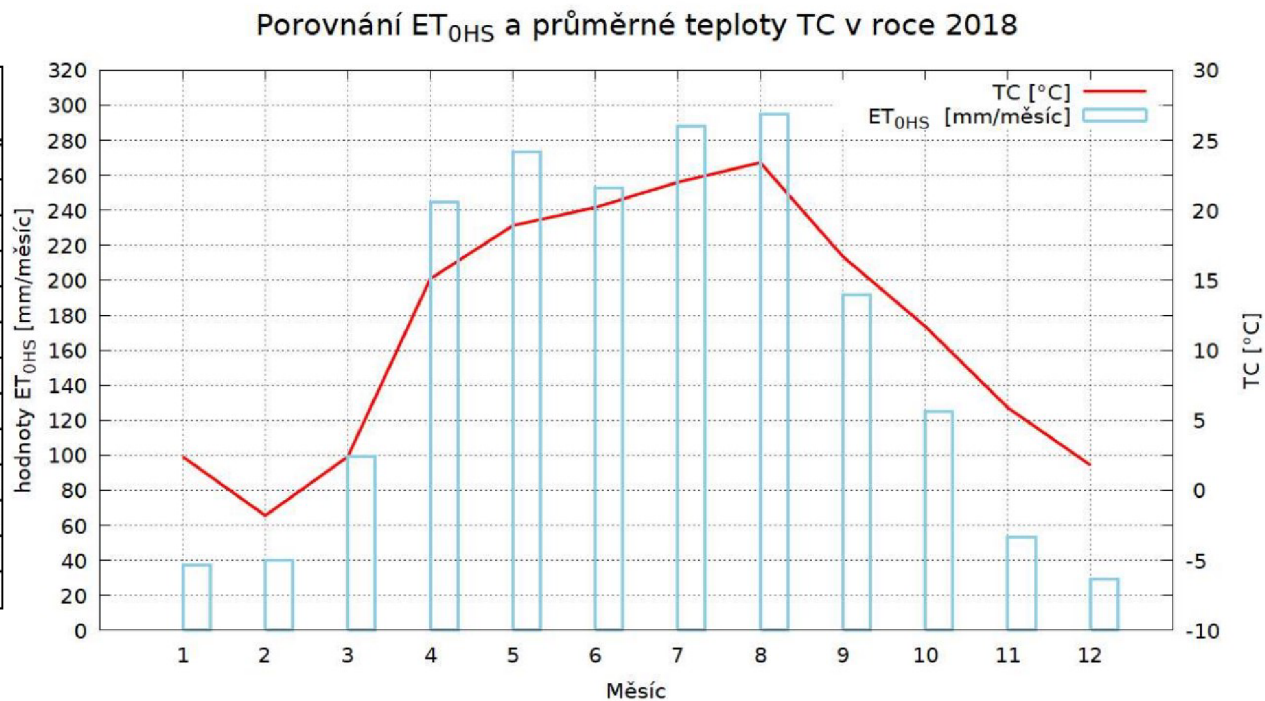
Obr. 5.15: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ET_{OHS} dle Hargreaves-Samaniho a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku roku 2013, v tomto roce byla průměrná teplota TC = 9,69 °C.

rok 2015			
měsíc	TC	ET _{OHS} [mm/den]	ET _{OHS} [mm/měsíc]
leden	1,3	1,2472	38,6647
únor	1,2	1,9727	55,2344
březen	5,5	4,0728	126,2571
duben	9,8	6,5837	197,5123
květen	14,1	7,0173	217,5360
červen	18,5	8,3367	250,1023
červenec	22,4	9,8023	303,8712
srpen	23,5	9,5948	297,4395
září	15,9	5,7593	172,7779
říjen	9,1	3,2033	99,3030
listopad	5,9	1,9477	58,4315
prosinec	2,9	1,0221	31,6864
		mm/rok =	1848,8162

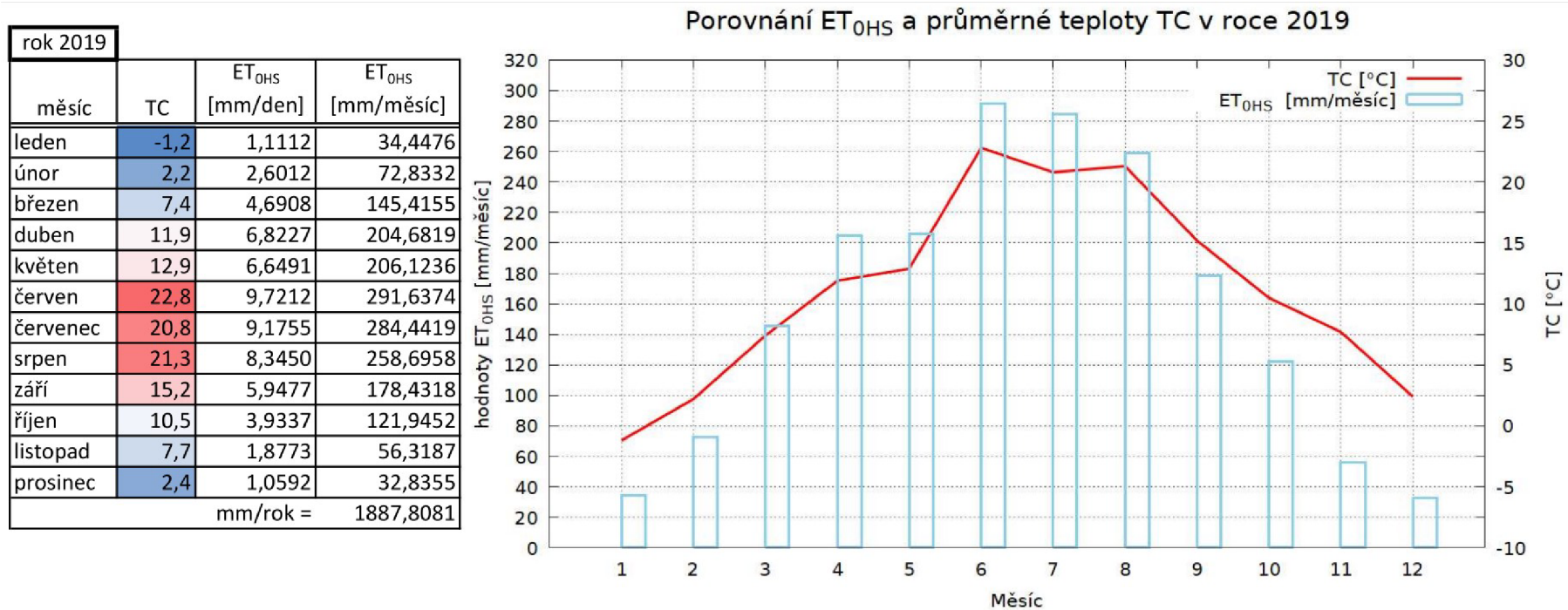


Obr. 5.16: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ET_{OHS} dle Hargreaves-Samaniho a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku roku 2015, v tomto roce byla průměrná teplota TC = 10,84 °C.

rok 2018			
měsíc	TC	ET _{0HS} [mm/den]	ET _{0HS} [mm/měsíc]
leden	2,4	1,2021	37,2653
únor	-1,8	1,4423	40,3848
březen	2,4	3,2066	99,4055
duben	15,1	8,1583	244,7498
květen	18,9	8,8211	273,4554
červen	20,2	8,4181	252,5443
červenec	22	9,2826	287,7609
srpen	23,4	9,5035	294,6074
září	16,7	6,3869	191,6078
říjen	11,7	4,0246	124,7618
listopad	5,9	1,7714	53,1425
prosinec	1,8	0,9470	29,3573
		mm/rok =	1929,0428



Obr. 5.17: Zkrácená tabulka a graf pro potencionální evapotranspiraci ET_{0HS} dle Hargreavese-Samaniho a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku roku 2018, v tomto roce byla průměrná teplota TC = 11,56 °C.

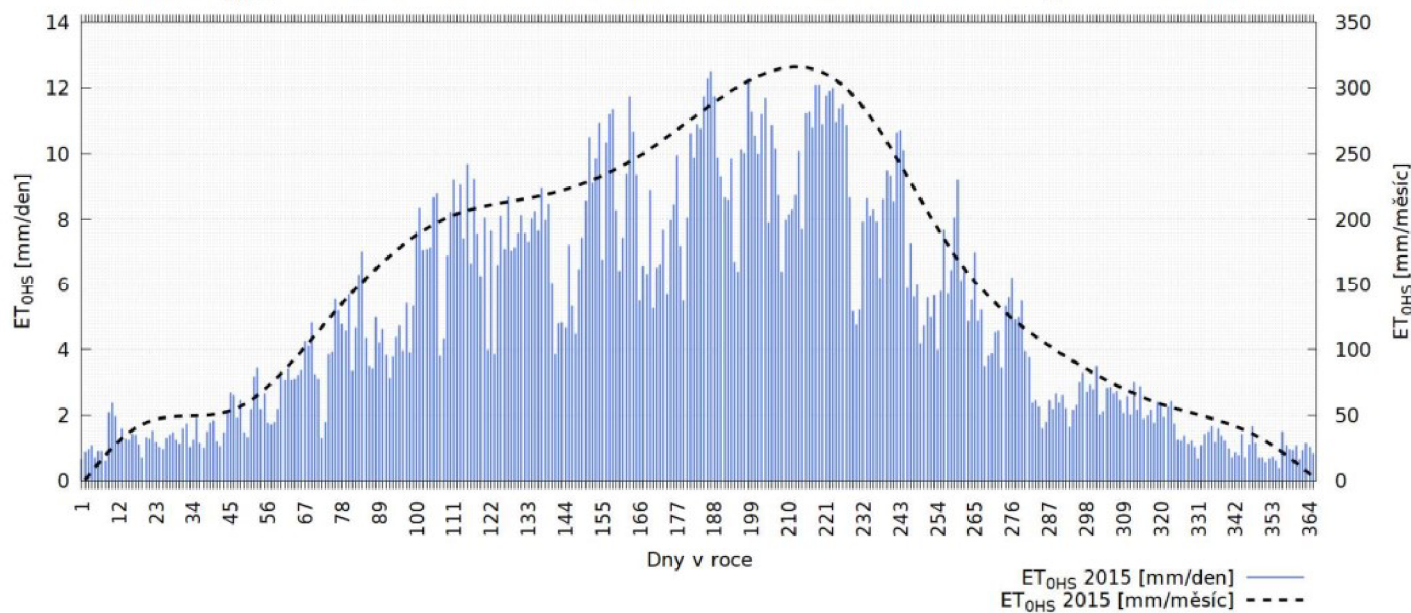


Obr. 5.18: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ET_{0HS} dle Hargreavese-Samaniho a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku roku 2019, v tomto roce byla průměrná teplota TC = 11,16 tj. o 0,5 °C méně než v roce 2018.

rok 2015										
den=j	TC	T _{max}	T _{min}	TR	dr	δ	ω _s	ωφδ	Ra	ET _{0HS}
1	-2,7	-1,6	-5,0	3,4	1,3300	-0,4010	1,0498	0,2058	10,2899	0,6590
2	1,0	2,3	-1,6	3,9	1,3298	-0,3996	1,0521	0,2072	10,3578	0,8845
3	2,1	4,6	0,6	4	1,3296	-0,3980	1,0546	0,2087	10,4307	0,9548
⋮										
200	27,6	34,0	18,6	12,9	0,6849	0,3624	2,0321	1,0914	28,0932	10,5361
201	24,9	29,1	21,1	13,2	0,6866	0,3591	2,0271	1,0873	28,0581	10,0115
202	26,8	33,5	15,9	15,2	0,6884	0,3557	2,0220	1,0830	28,0228	11,2072
⋮										
363	2,5	3,9	-2,0	5,9	1,3298	-0,4046	1,0440	0,2024	10,1164	1,1473
364	-2,7	3,3	-5,0	8,3	1,3300	-0,4035	1,0458	0,2034	10,1692	1,0175
365	-4,3	-0,2	-7,0	6,8	1,3300	-0,4023	1,0477	0,2046	10,2271	0,8281

mm/rok
2047,5

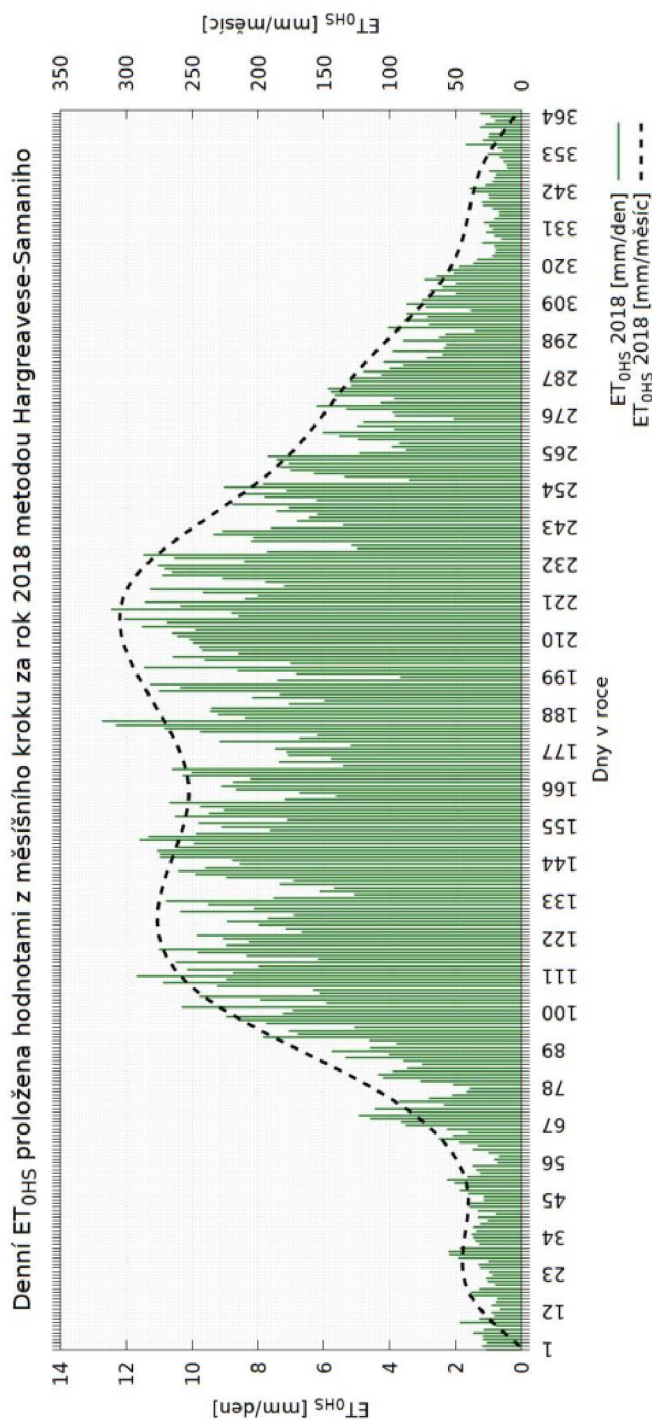
Denní ET_{0HS} proložena hodnotami z měsíčního kroku za rok 2015 metodou Hargreavese-Samaniho



Obr. 5.19: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ET_{0HS} dle Hargreavese-Samaniho v denním kroku proložena křivkou z měsíčního kroku v roce 2015.

rok 2018											
den=j	T _C	T _{max}	T _{min}	TR	dr	δ	ω _s	ωφδ	Ra	ET _{0HS}	
1	2,0	5,6	0,3	5,3	1,3300	-0,4010	1,0498	0,2058	10,2899	1,0788	
2	2,6	5,3	-0,9	6,2	1,3298	-0,3996	1,0521	0,2072	10,3578	1,2101	
3	1,6	4,2	-0,8	5	1,3296	-0,3980	1,0546	0,2087	10,4307	1,0407	
⋮											
220	26,4	34,8	20,8	14	0,7364	0,2771	1,9113	0,9860	27,2904	10,3807	
221	28,9	35,2	19,9	15,3	0,7399	0,2719	1,9043	0,9796	27,2397	11,4444	
222	23,7	30,5	20,0	10,5	0,7434	0,2666	1,8972	0,9730	27,1875	8,4089	
⋮											
363	4,6	5,3	2,9	2,4	1,3298	-0,4046	1,0440	0,2024	10,1164	0,8074	
364	3,7	5,2	1,8	3,4	1,3300	-0,4035	1,0458	0,2034	10,1692	0,9272	
365	1,6	6,4	-1,2	7,6	1,3300	-0,4023	1,0477	0,2046	10,2271	1,2580	

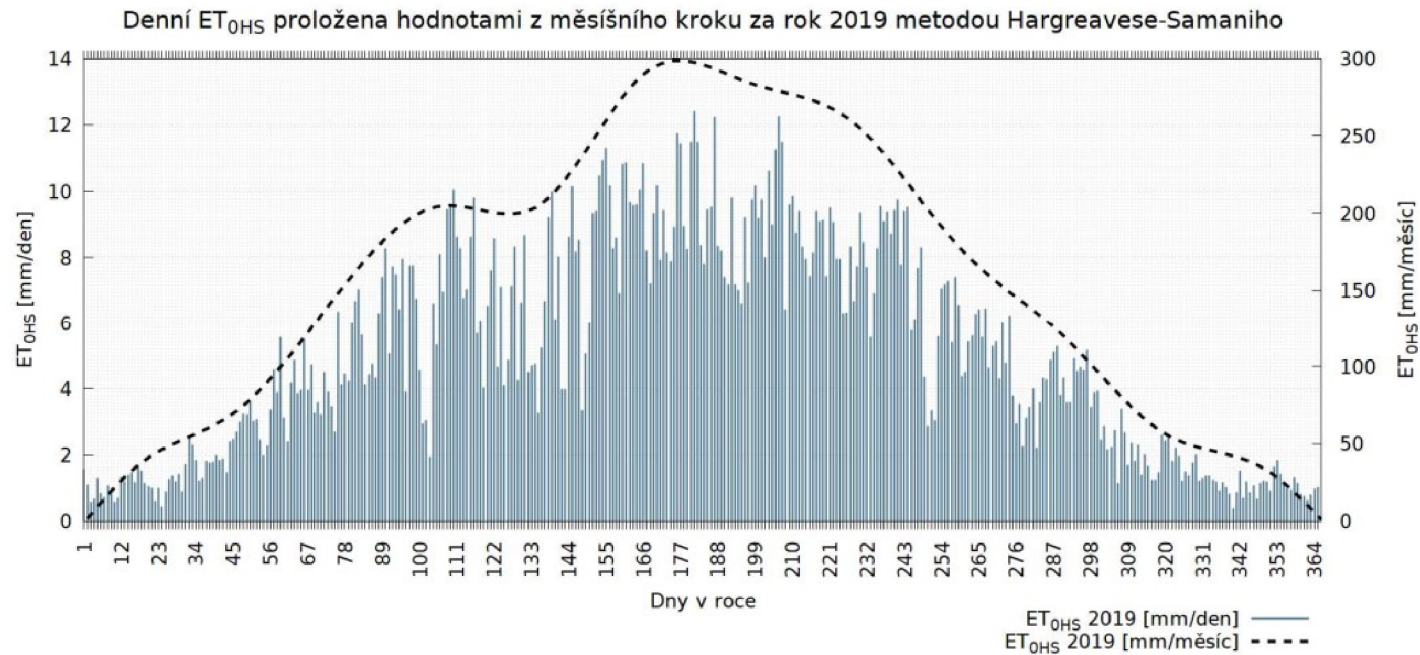
mm/rok
1911,0



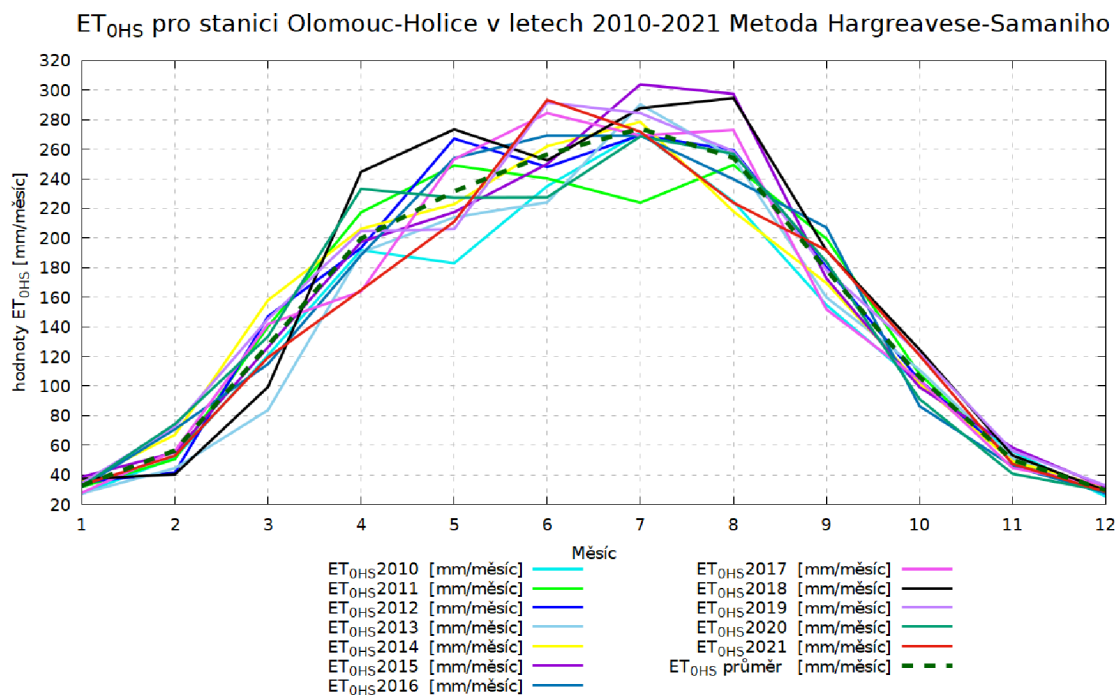
Obr. 5.20: Zkrácená tabulka a graf pro potenciální evapotranspiraci ET_{0HS} dle Hargreaves-Samaniho v denním kroku proložena křivkou z měsíčního kroku v roce 2018.

rok 2019										
den=J	TC	T _{max}	T _{min}	TR	dr	δ	ω _s	ωφδ	Ra	ET _{0HS}
1	4,1	7,3	-1,8	9,1	1,3300	-0,4010	1,0498	0,2058	10,2899	1,5635
2	0,6	4,8	-1,4	6,2	1,3298	-0,3996	1,0521	0,2072	10,3578	1,0915
3	-1,8	-0,4	-2,7	2,3	1,3296	-0,3980	1,0546	0,2087	10,4307	0,5821
200	18,7	28,4	13,2	15,2	0,6849	0,3624	2,0321	1,0914	28,0932	9,1948
201	22,7	30,1	16,2	13,9	0,6866	0,3591	2,0271	1,0873	28,0581	9,7442
202	20,7	28,2	17,8	10,4	0,6884	0,3557	2,0220	1,0830	28,0228	8,0023
363	-0,9	1,1	-3,0	4,1	1,3298	-0,4046	1,0440	0,2024	10,1164	0,7962
364	-1,2	0,5	-5,7	6,2	1,3300	-0,4035	1,0458	0,2034	10,1692	0,9668
365	0,2	2,7	-3,1	5,8	1,3300	-0,4023	1,0477	0,2046	10,2271	1,0197

mm/rok
1862,4



Obr. 5.21: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ET_{0HS} dle Hargreaves-Samaniho v denním kroku proložena křivkou z měsíčního kroku v roce 2019.



Obr. 5.22: Graf s měsíčními hodnotami ET pro příslušné roky zjištěné metodou Hargreavese-Samaniho proložený křivkou s průměrnou hodnotou za celé výpočtové období.

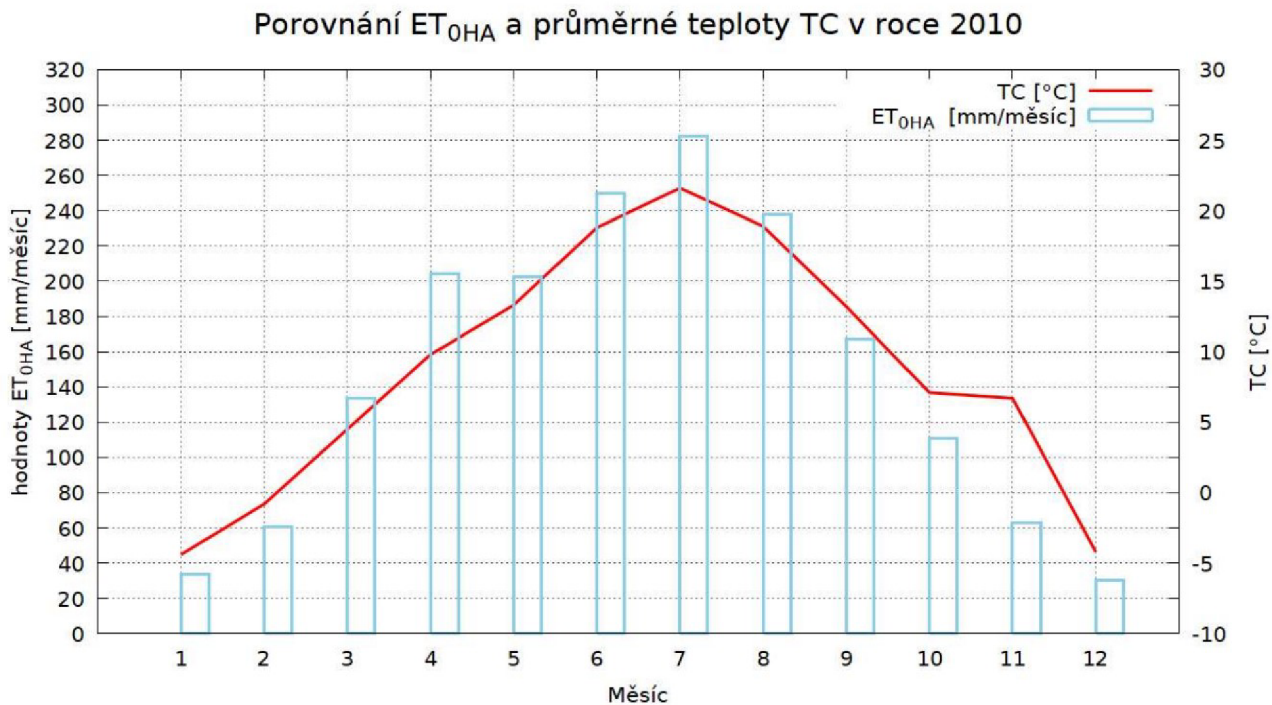
5.4 VÝSLEDKY VÝPOČTU DLE METODY HARGREAVESE-ALLENA

Pro výpočet metody podle Hargreavese-Allena byl použit vzorec uvedený v kap. (4.6.2), tato metoda je v podstatě stejná jako Hargreaves-Samani, avšak díky změnám které Allen provedl (bral v potaz účinek větru) jsou hodnoty potenciální evapotranspirace vyšší.

Z výpočtů jsem se rozhodla uvést následující výčet, ostatní roky v měsíčním kroku jsou uvedeny v Příloze 2. Příloha 4 obsahuje denní výpočty.

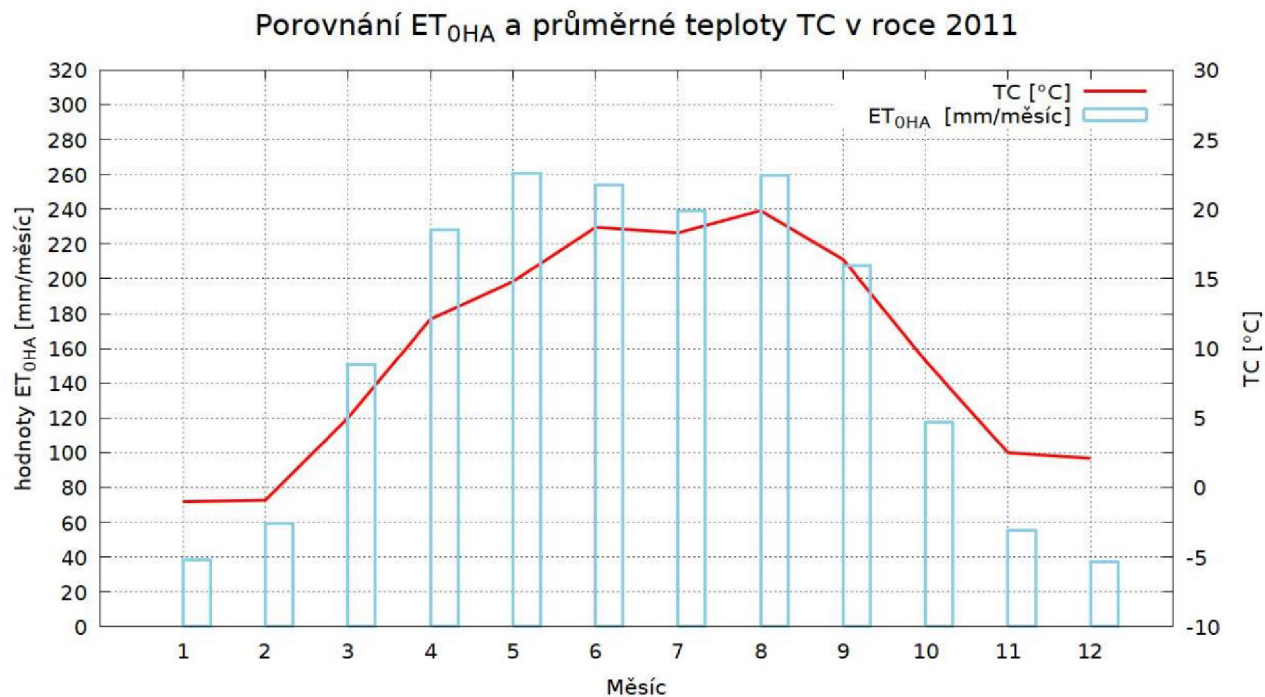
A opět začínáme třemi nejchladnějšími roky z výpočtového období a to: rok 2010 obr. (5.13), 2011 obr. (5.14) a 2013 obr. (5.25). Následují tabulky a grafy pro nejteplejší roky za období obr.: (5.26), (5.27) a (5.28). Dále umísťuji tři nejteplejší roky: 2015 obr. (5.29), 2018 obr. (5.30), 2019 obr. (5.31) v denním kroku. A na konci této kapitoly je celkový měsíční graf obr. (5.32).

rok 2010			
měsíc	TC	ET _{OHA} [mm/den]	ET _{OHA} [mm/měsíc]
leden	-4,4	1,0828	33,5668
únor	-0,8	2,1593	60,4608
březen	4,5	4,3023	133,3702
duben	9,8	6,8079	204,2372
květen	13,3	6,5345	202,5681
červen	18,8	8,3223	249,6687
červenec	21,6	9,1102	282,4176
srpen	18,9	7,6831	238,1765
září	13,2	5,5760	167,2810
říjen	7,1	3,5699	110,6657
listopad	6,7	2,1050	63,1506
prosinec	-4,2	0,9882	30,6352
		mm/rok =	1776,1983



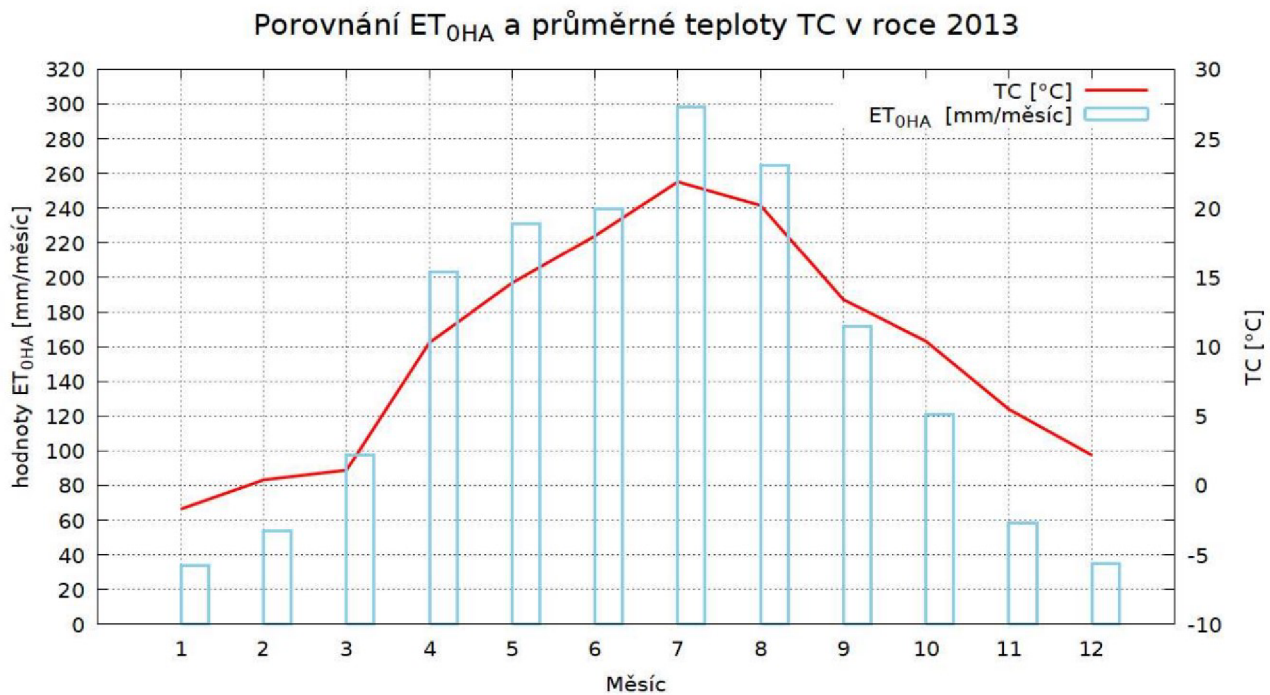
Obr. 5.23: Zkrácená tabulka a graf pro potencionální evapotranspiraci ET_{OHA} dle Hargrevese-Allena a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku v roce 2010, tento rok patří k nejchladnějším za výpočtové období průměrná teplota z hodnot TC = 8,71 °C.

rok 2011			
měsíc	TC	ET _{OHA} [mm/den]	ET _{OHA} [mm/měsíc]
leden	-1	1,2454	38,6083
únor	-0,9	2,1237	59,4624
březen	5	4,8588	150,6219
dubn	12,1	7,6017	228,0517
květen	14,8	8,4135	260,8188
červen	18,7	8,4644	253,9329
červenec	18,3	7,7170	239,2281
srpen	19,9	8,3818	259,8370
září	16,4	6,9250	207,7486
říjen	9,1	3,8015	117,8467
listopad	2,5	1,8535	55,6039
prosinec	2,1	1,2082	37,4545
		mm/rok =	1909,2149



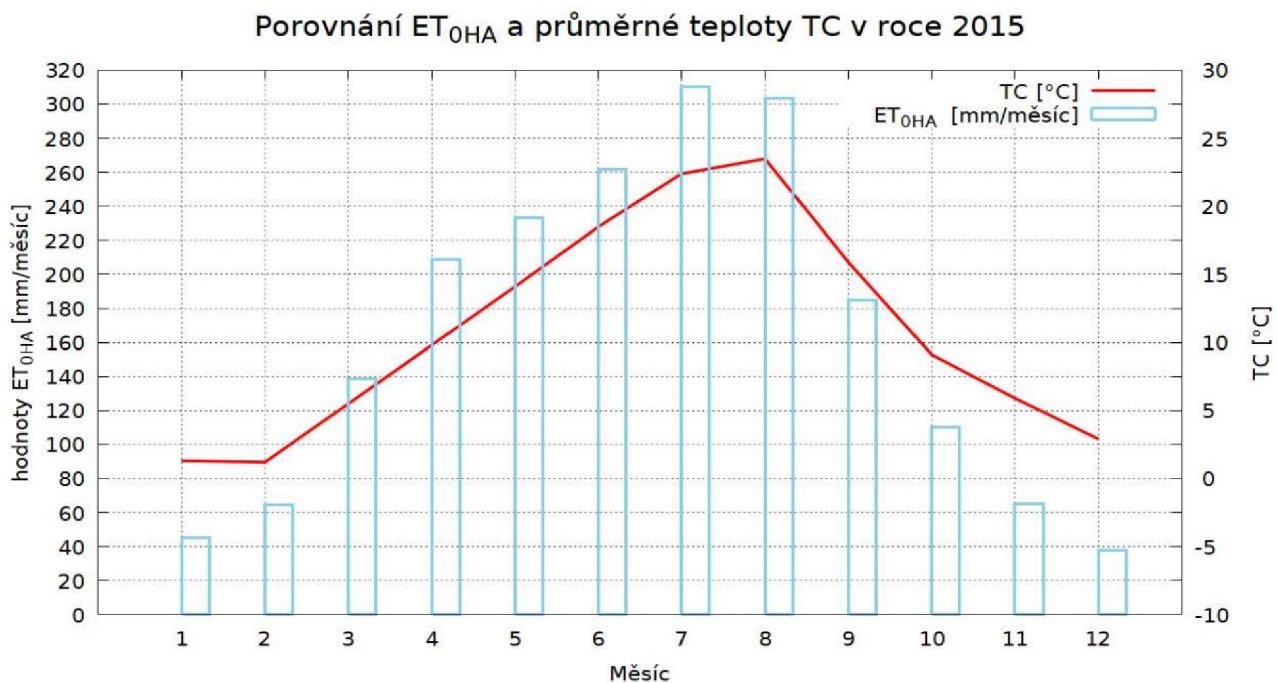
Obr. 5.24: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ET_{OHA} dle Hargrevese-Allena a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku roku 2011, v tomto roce byla průměrná teplota TC = 9,75 °C tj. o 1,04 °C více než v roce 2010.

rok 2013			
měsíc	TC	ET _{0HA} [mm/den]	ET _{0HA} [mm/měsíc]
leden	-1,7	1,1013	34,1410
únor	0,4	1,9286	54,0011
březen	1,1	3,1570	97,8660
duben	10,3	6,7779	203,3369
květen	14,6	7,4478	230,8813
červen	18	7,9852	239,5551
červenec	21,9	9,6295	298,5160
srpen	20,2	8,5294	264,4108
září	13,4	5,7284	171,8511
říjen	10,4	3,9036	121,0111
listopad	5,5	1,9508	58,5246
prosinec	2,2	1,1211	34,7529
		mm/rok =	1808,8479



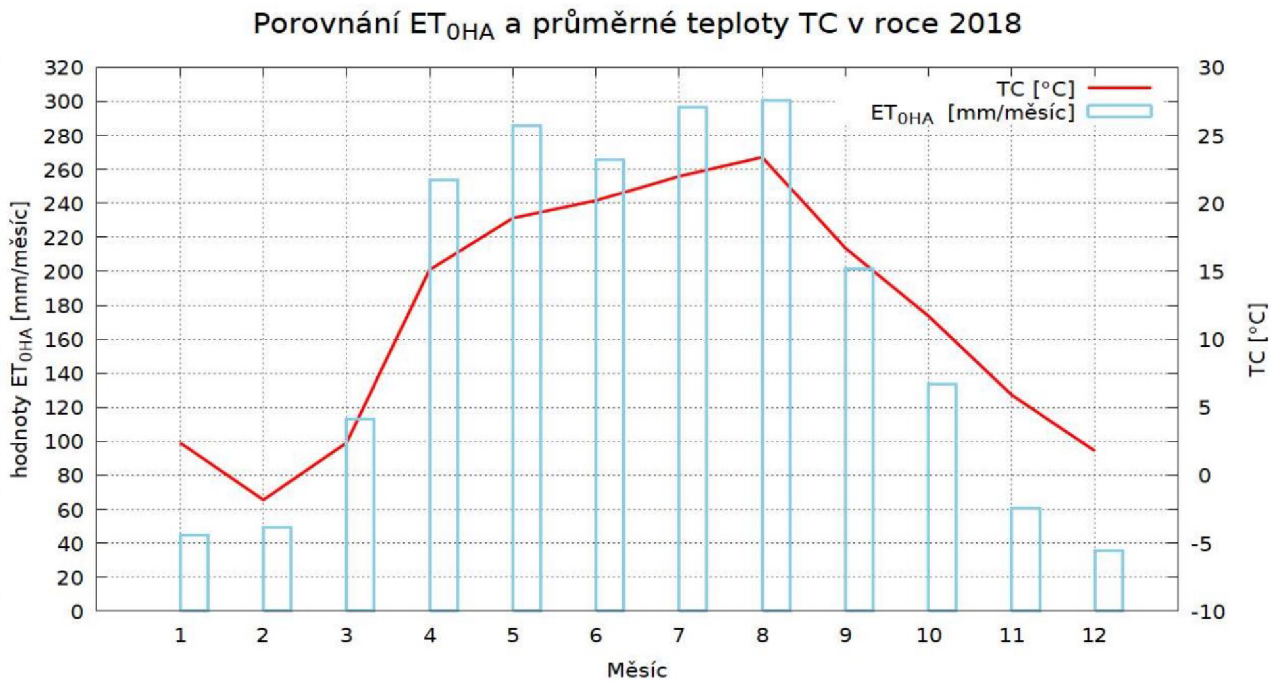
Obr. 5.25: Zkrácená tabulka a graf pro potenciální evapotranspiraci ET_{0HA} dle Hargrevese-Allena a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku roku 2013, v tomto roce byla průměrná teplota TC = 9,69 °C.

rok 2015			
měsíc	TC	ET _{0HA} [mm/den]	ET _{0HA} [mm/měsíc]
leden	1,3	1,4685	45,5245
únor	1,2	2,3015	64,4423
březen	5,5	4,4779	138,8139
duben	9,8	6,9680	209,0399
květen	14,1	7,5280	233,3686
červen	18,5	8,7327	261,9824
červenec	22,4	10,0050	310,1541
srpen	23,5	9,7797	303,1699
září	15,9	6,1571	184,7142
říjen	9,1	3,5490	110,0181
listopad	5,9	2,1772	65,3161
prosinec	2,9	1,2213	37,8616
mm/rok =		1964,4056	



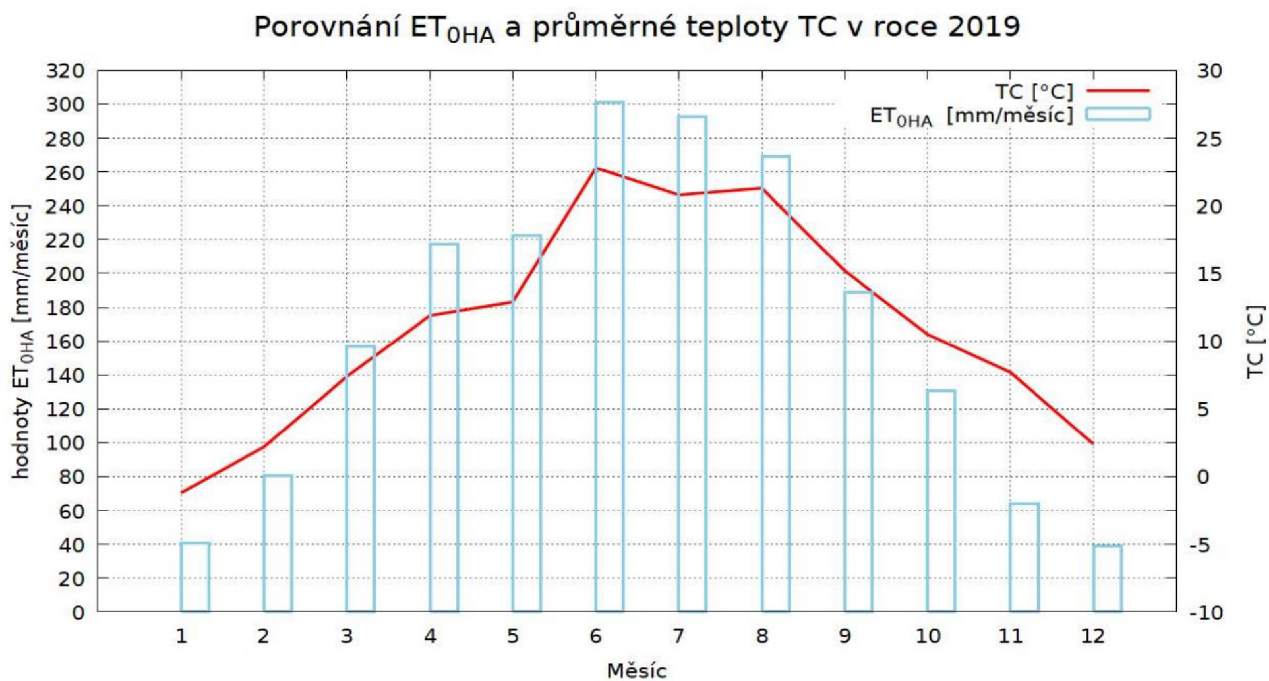
Obr. 5.26: Zkrácená tabulka a graf pro potencionální evapotranspiraci ET_{0HA} dle Hargrevese-Allena a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku roku 2015, v tomto roce byla průměrná teplota TC = 10,84 °C.

rok 2018			
měsíc	TC	ET _{OHA} [mm/den]	ET _{OHA} [mm/měsíc]
leden	2,4	1,4338	44,4479
únor	-1,8	1,7647	49,4105
březen	2,4	3,6417	112,8933
duben	15,1	8,4659	253,9764
květen	18,9	9,2185	285,7732
červen	20,2	8,8591	265,7736
červenec	22	9,5642	296,4894
srpen	23,4	9,7016	300,7495
září	16,7	6,7103	201,3078
říjen	11,7	4,3103	133,6196
listopad	5,9	2,0181	60,5419
prosinec	1,8	1,1426	35,4214
		mm/rok =	2040,4045



Obr. 5.27: Zkrácená tabulka a graf pro potencionální evapotranspiraci ET_{OHA} dle Hargrevese-Allena a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku roku 2018, v tomto roce byla průměrná teplota TC = 11,56 °C.

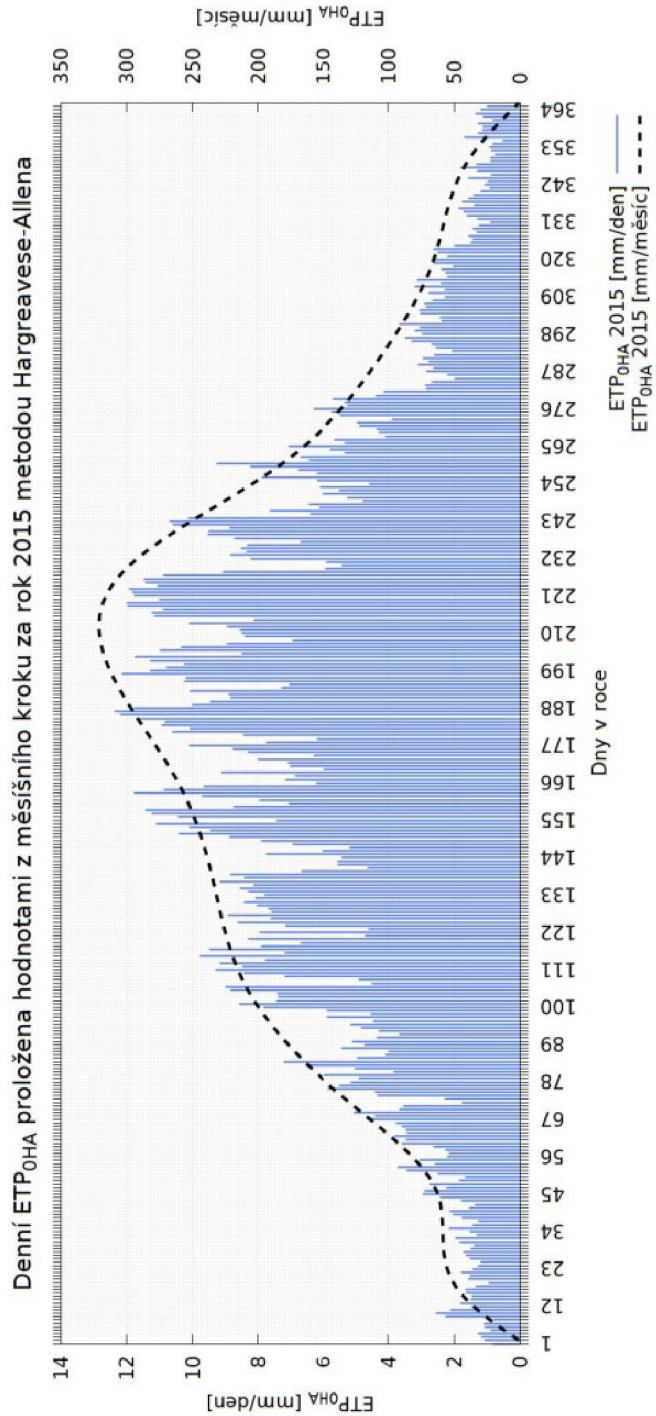
rok 2019			
měsíc	TC	ET _{OHA} [mm/den]	ET _{OHA} [mm/měsíc]
leden	-1,2	1,4338	44,4479
únor	2,2	1,7647	49,4105
březen	7,4	3,6417	112,8933
duben	11,9	8,4659	253,9764
květen	12,9	9,2185	285,7732
červen	22,8	8,8591	265,7736
červenec	20,8	9,5642	296,4894
srpen	21,3	9,7016	300,7495
září	15,2	6,7103	201,3078
říjen	10,5	4,3103	133,6196
listopad	7,7	2,0181	60,5419
prosinec	2,4	1,1426	35,4214
		mm/rok =	2040,4045



Obr. 5.28: Zkrácená tabulka a graf pro potencionální evapotranspiraci ET_{OHA} dle Hargrevese-Allena a průměrnou teplotu TC v měsíčním kroku roku 2019, v tomto roce byla průměrná teplota TC = 11,16 tj. o 0,5 °C méně než v roce 2018.

rok 2015										
den=J	TC	Tmax	Tmin	TR	dr	δ	ω_s	$\omega\phi\delta$	Ra	ET _{0HA}
1	-2,7	-1,6	-5,0	3,4	1,3300	-0,4010	1,0498	0,2058	10,2899	0,8423
2	1,0	2,3	-1,6	3,9	1,3298	-0,3996	1,0521	0,2072	10,3578	1,0872
3	2,1	4,6	0,6	4	1,3296	-0,3980	1,0546	0,2087	10,4307	1,1639
...										
200	27,6	34,0	18,6	12,9	0,6849	0,3624	2,0321	1,0914	28,0932	10,7856
201	24,9	29,1	21,1	13,2	0,6866	0,3591	2,0271	1,0873	28,0581	10,2549
202	26,8	33,5	15,9	15,2	0,6884	0,3557	2,0220	1,0830	28,0228	11,2952
...										
363	2,5	3,9	-2,0	5,9	1,3298	-0,4046	1,0440	0,2024	10,1164	1,3426
364	-2,7	3,3	-5,0	8,3	1,3300	-0,4035	1,0458	0,2034	10,1692	1,1895
365	-4,3	-0,2	-7,0	6,8	1,3300	-0,4023	1,0477	0,2046	10,2271	1,0024

mm/rok
2173,4

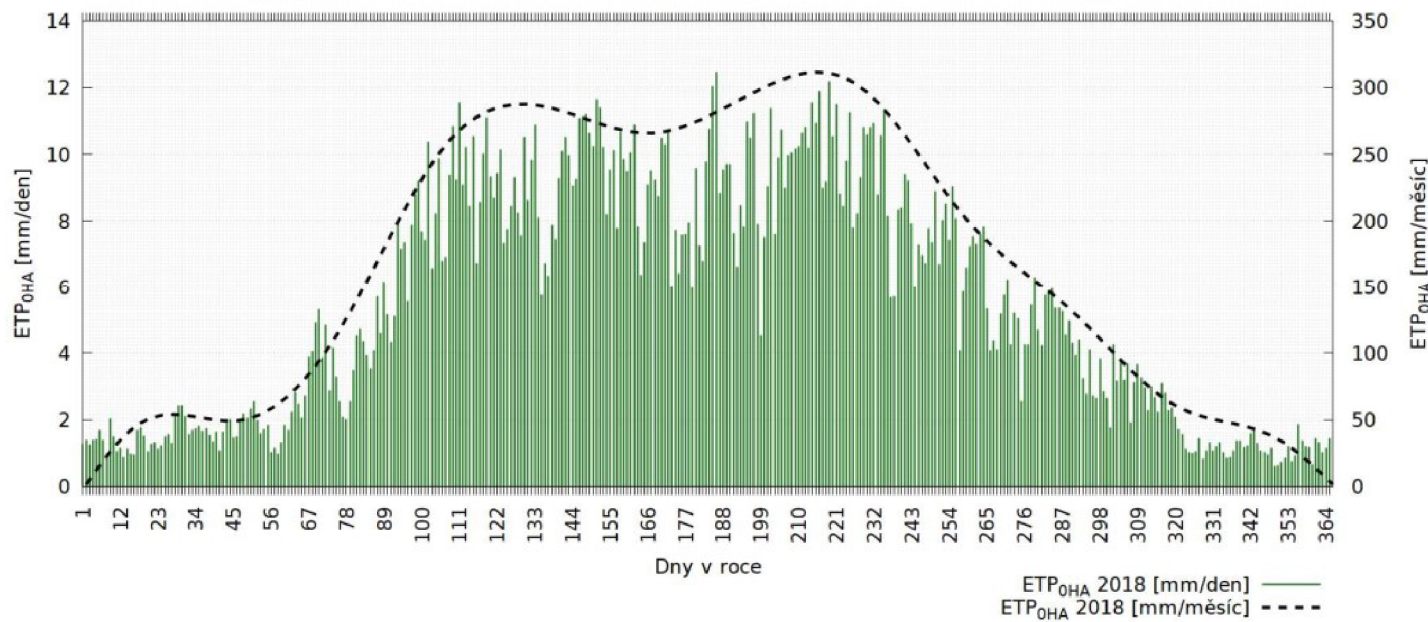


Obr. 5.29: Zkrácená tabulka a graf pro potenciální evapotranspiraci ETP_{0HA} dle Hargreaves-Allena v denním kroku proložena křivkou z měsíčního kroku v roce 2015.

rok 2018										
den=J	TC	T _{max}	T _{min}	TR	dr	δ	ω _s	ωφδ	Ra	ET _{OHA}
1	2,0	5,6	0,3	5,3	1,3300	-0,4010	1,0498	0,2058	10,2899	1,2792
2	2,6	5,3	-0,9	6,2	1,3298	-0,3996	1,0521	0,2072	10,3578	1,4084
3	1,6	4,2	-0,8	5	1,3296	-0,3980	1,0546	0,2087	10,4307	1,2438
⋮										
220	26,4	34,8	20,8	14	0,7364	0,2771	1,9113	0,9860	27,2904	10,5530
221	28,9	35,2	19,9	15,3	0,7399	0,2719	1,9043	0,9796	27,2397	11,5023
222	23,7	30,5	20,0	10,5	0,7434	0,2666	1,8972	0,9730	27,1875	8,8252
⋮										
363	4,6	5,3	2,9	2,4	1,3298	-0,4046	1,0440	0,2024	10,1164	1,0243
364	3,7	5,2	1,8	3,4	1,3300	-0,4035	1,0458	0,2034	10,1692	1,1403
365	1,6	6,4	-1,2	7,6	1,3300	-0,4023	1,0477	0,2046	10,2271	1,4419

mm/rok
2018,8

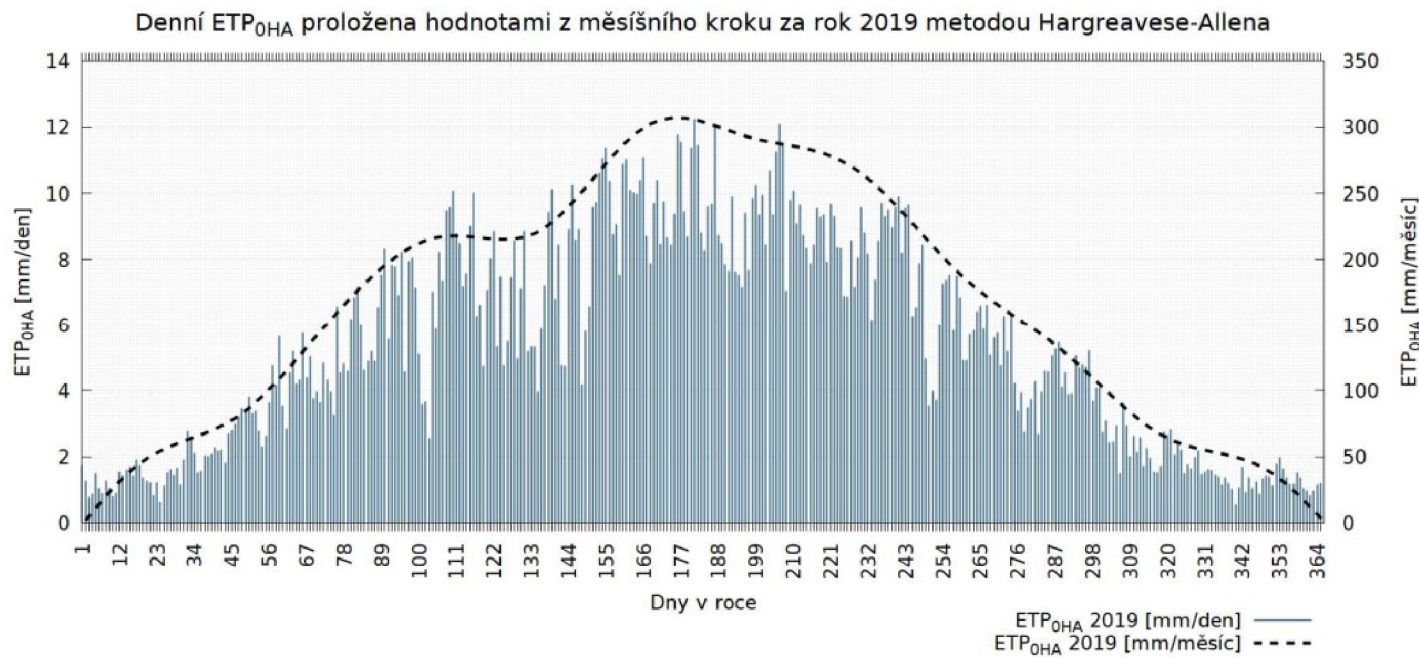
Denní ETP_{OHA} proložena hodnotami z měsíčního kroku za rok 2018 metodou Hargreaves-Allena



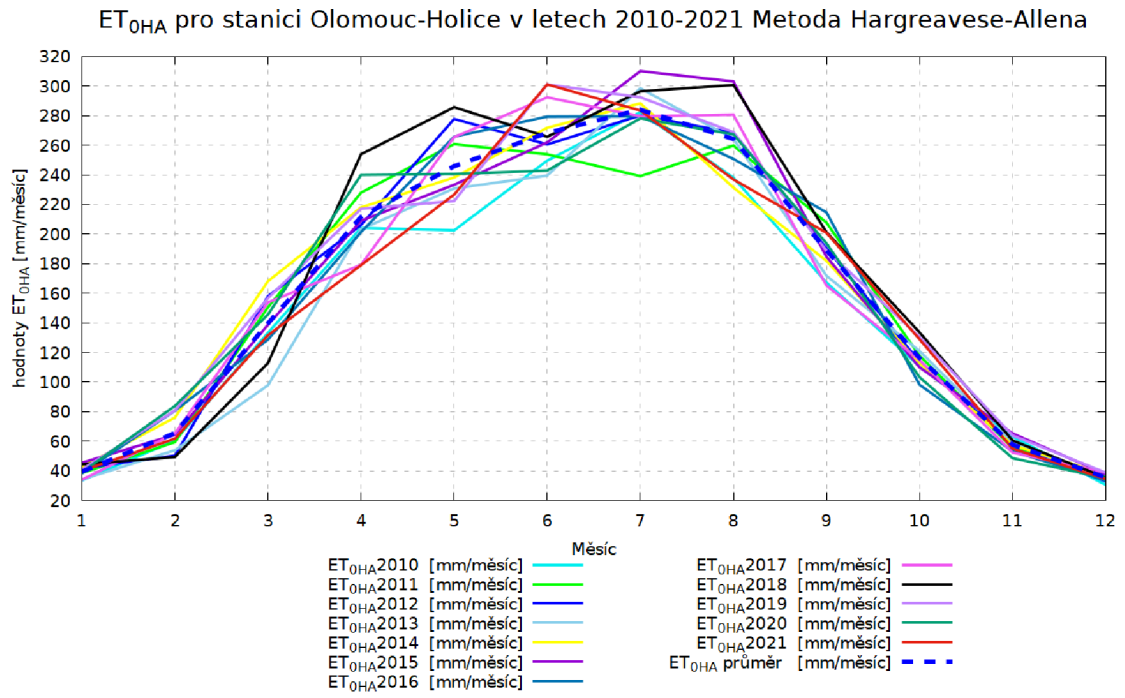
Obr. 5.30: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ET_{OHA} dle Hargreaves-Allena v denním kroku proložena křivkou z měsíčního kroku v roce 2018.

rok 2019										
den=J	TC	T _{max}	T _{min}	TR	dr	δ	ω _s	ωφδ	Ra	ET _{0HA}
1	4,1	7,3	-1,8	9,1	1,3300	-0,4010	1,0498	0,2058	10,2899	1,7396
2	0,6	4,8	-1,4	6,2	1,3298	-0,3996	1,0521	0,2072	10,3578	1,2838
3	-1,8	-0,4	-2,7	2,3	1,3296	-0,3980	1,0546	0,2087	10,4307	0,7682
200	18,7	28,4	13,2	15,2	0,6849	0,3624	2,0321	1,0914	28,0932	9,3637
201	22,7	30,1	16,2	13,9	0,6866	0,3591	2,0271	1,0873	28,0581	9,9561
202	20,7	28,2	17,8	10,4	0,6884	0,3557	2,0220	1,0830	28,0228	8,4395
363	-0,9	1,1	-3,0	4,1	1,3298	-0,4046	1,0440	0,2024	10,1164	0,9853
364	-1,2	0,5	-5,7	6,2	1,3300	-0,4035	1,0458	0,2034	10,1692	1,1503
365	0,2	2,7	-3,1	5,8	1,3300	-0,4023	1,0477	0,2046	10,2271	1,2102

mm/rok
1974,1



Obr. 5.31: Zkrácená tabulka a graf pro potenční evapotranspiraci ET_{0HA} dle Hargreaves-Allena v denním kroku proložena křivkou z měsíčního kroku v roce 2019.



Obr. 5.32: Graf s měsíčními hodnotami ET pro příslušné roky zjištěné metodou Hargreaves-Allena proložený křivkou s průměrnou hodnotou za celé výpočtové období.

6 SHRNU TÍ VÝSLEDKŮ

Ve shrnutí jsem se rozhodla uvést dva nejvíce teplotně odlišné roky a celkové porovnání použitých výpočtových metod s průměrnými ročními výsledky a referenční evapotranspirací nad ČR dle Atlasu Podnebí.

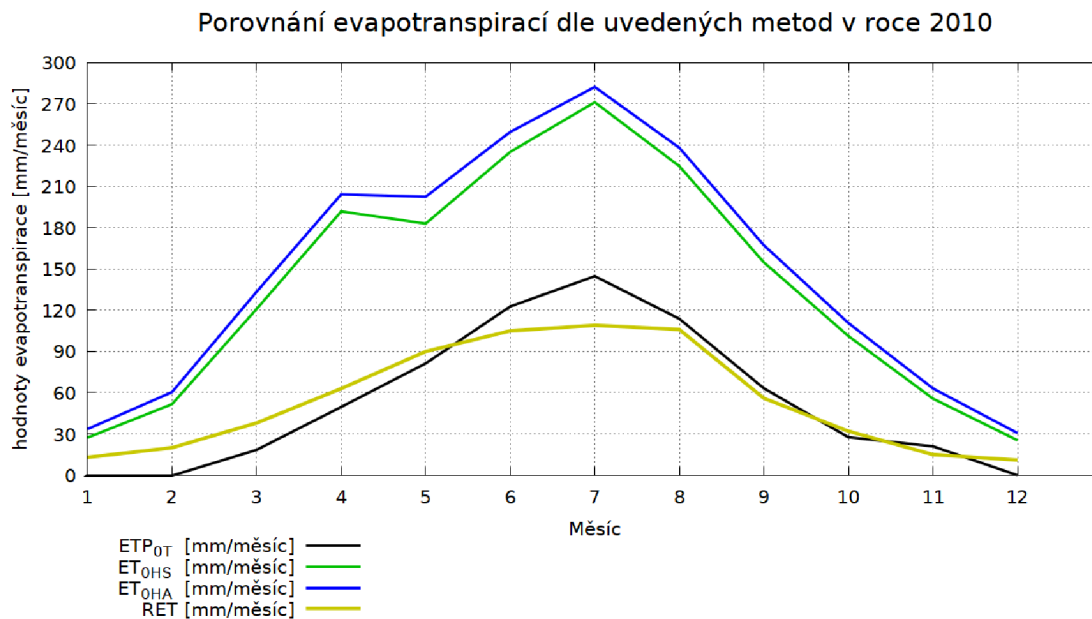
Referenční evapotranspirací se zde rozumí evapotranspirace hypotetické plodiny (standardní travní porost s výškou 0,12 m), hodnota povrchové rezistence je zde 70 s m^{-1} a albedo 0,23. Pro tento výpočet byla použita modifikovaná Penman-Monteithova metoda (kap. 4.7.1) [47]. Údaje v Atlasu podnebí byly zpracovávány od roku 1961–2000, tedy nejsou zde údaje o posledních 20-ti letech. Myslím si tedy, že dnes by mohla být hodnota referenční evapotranspirace vyšší vzhledem k celkovému oteplování.

Jako první bych ráda uvedla rok 2010. Jak už bylo řečeno, rok 2010 byl nejchladnějším za celé výpočtové období kde roční průměrná teplota je $8,71 \text{ }^\circ\text{C}$. Na první pohled je vidět, že metoda podle Thornthwaita v měsících, kdy průměrná teplota je nižší než 0 počítá také nulovou evapotranspirací ETP_{0T} , proto je v chladných měsících nepřesný. Obě metody založené na Hargreavesově metodě, sice nepočítají s nulovou evapotranspirací ET_{0HS} a ET_{0HA} , ale zato velmi nadhodnocují. např. grafy na obr. (5.3) na str. 61 a obr. (5.13) na str. 71 ukazují, že leden 2010, kdy byla průměrná teplota vzduchu $-4,4 \text{ }^\circ\text{C}$, metoda dle Thornthwaita (m-T) spočítala $ETP_{0T} = 0 \text{ mm měsíc}^{-1}$, zatímco metoda dle Hargreaves-Samaniho (m-HS): $ET_{0HS} = 27,35 \text{ mm měsíc}^{-1}$, Hargreaves-Allen (m-HA) potom vychází $ET_{0HA} = 33,57 \text{ mm měsíc}^{-1}$. V červenci téhož roku kdy je průměrná teplota $21,6 \text{ }^\circ\text{C}$ podle m-T: $ETP_{0T} = 144,75 \text{ mm měsíc}^{-1}$, podle m-HS: $ET_{0HS} = 271,3 \text{ mm měsíc}^{-1}$. Podle m-HA: $ET_{0HA} = 282,42 \text{ mm měsíc}^{-1}$. Zde uvádím graf s křivkami pro porovnání uvedených metod obr. (6.1).

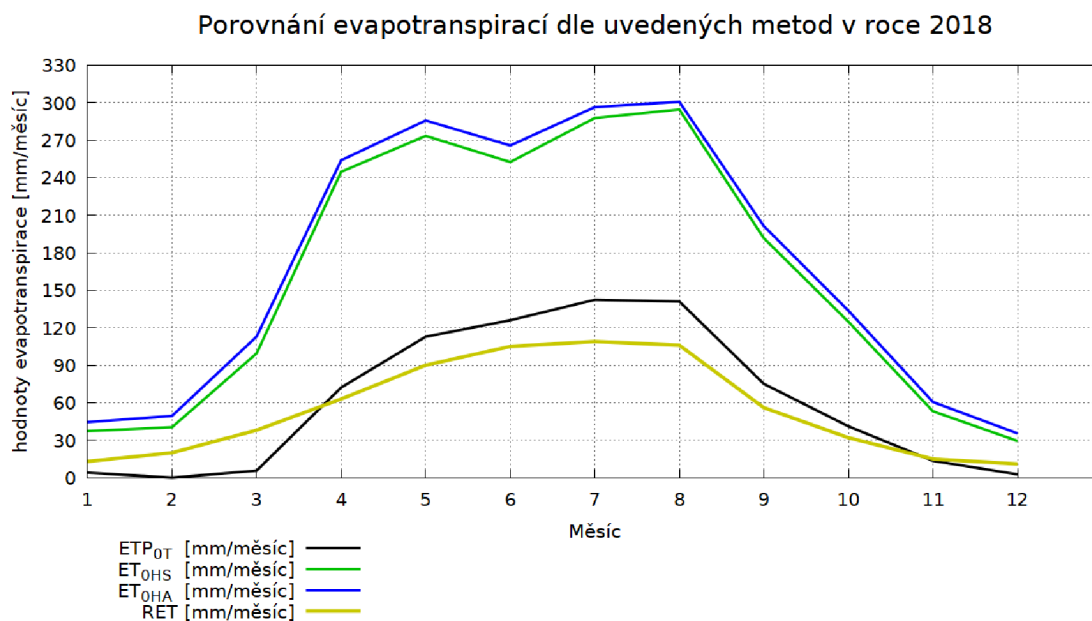
Dále bych zde chtěla uvést rok 2018, který je naopak nejteplejší z celého období, roční průměrná teplota zde byla $11,56 \text{ }^\circ\text{C}$ oproti roku 2010 je to o $2,85 \text{ }^\circ\text{C}$ více. K tomuto roku náleží následující grafy s tabulkami pro měsíční krok: obr. (5.7) na str. 65, obr. (5.17) na str. 75 a obr. (5.27) na str. 85.

V tomto roce, zatímco podle Thornthwaita obr. (5.7) vychází roční evapotranspirace $ETP_{0T} = 736,3 \text{ mm rok}^{-1}$, u Hargreaves-Samaniho obr. (5.17) $ET_{0HS} = 1929,0 \text{ mm rok}^{-1}$ a u Hargreaves-Allena obr. (5.27) je $ET_{0HS} = 2040,4 \text{ mm rok}^{-1}$, to je oproti Thornthwaitovi téměř $3 \times$ tolik. Pro viditelné porovnání jsem opět sestavila graf obr. (6.2).

Pro rok 2018 byly zpracovány také denní výpočty a k těmto můžeme říct například, že se zde liší roční hodnota potencionální evapotranspirace kde z denních výpočtů



Obr. 6.1: Porovnání výpočtových metod v roce 2010



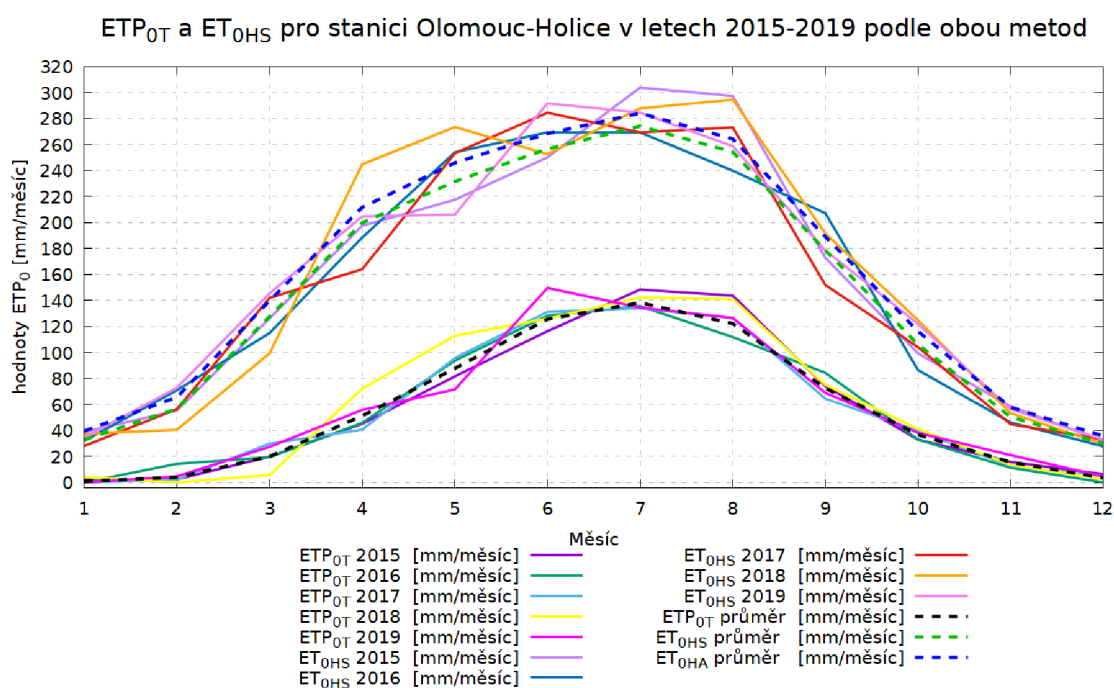
Obr. 6.2: Porovnání výpočtových metod v roce 2018

vycházela $ETP_{OT} = 746,9 \text{ mm rok}^{-1}$ obr. (5.10), ale v měsíčních $ETP_{OT} = 736,3 \text{ mm rok}^{-1}$ obr. (5.7) rozdíl hodnot je $10,6 \text{ mm}$.

Při porovnání denního Thornthwaita obr. (5.10) na str.68 a Hargreaves-Samaniho obr. (5.20) na str.78 vidíme, že Hargreaves je nadhodnocený po celý rok, nejvíce v letním půlroce (duben-září), např. v tabulce ve výčtu k 221 dni v roce je $ETP_{OT} =$

4,82 mm den⁻¹ a $ET_{0HS} = 11,44$ mm den⁻¹ tj. 2,37× více. Ale překvapivě je zde hodnota roční evapotranspirace nižší než v měsíčním výpočtu $ET_{0HS} = 1911,0$ mm rok⁻¹ rozdíl je 18 mm. U Hargeaves-Allena obr. (5.30) na str.88 je to obdobné z denních výpočtů bylo zjištěna hodnota $ET_{0HA} = 2018,8$ mm rok⁻¹. což je o 21,6 mm méně.

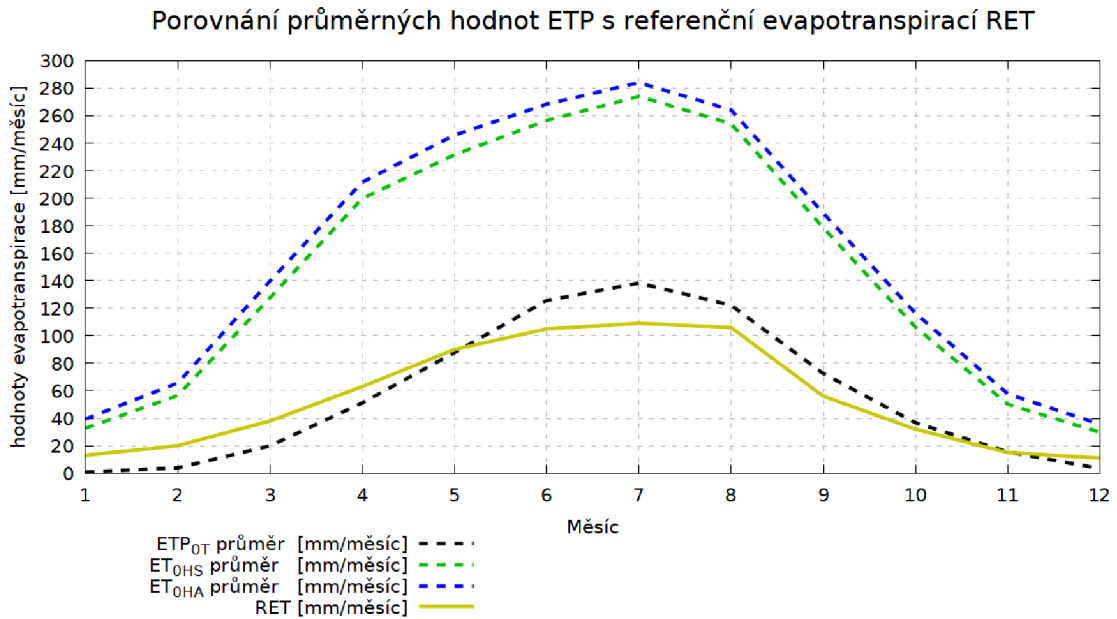
Dále následuje graf s porovnáním použitých metod mezi sebou v nejteplejších letech výpočtového období a to léta 2015-2019 obr. (6.3). Pro přehlednost grafu jsem se zde rozhodla Hargeaves-Allena vynechat poněvadž vychází jako v předešlých případech o něco více než Hargeaves-Samani se stejným průběhem. Zde například vidíme, že v rostoucím průběhu metod od března do června se u Hargeaves-Samaniho vymyká rok 2018, ale podle grafu na str.75 obr. (5.17) můžeme říct, že průměrná teplota v tomto roce má v podstatě stejný průběh.



Obr. 6.3: Porovnání výpočtových metod Thornthwaita a Hargeaves-Samaniho v letech 2015–2019

Z obrázku obr. (6.4) jasně vidíme jak vycházejí výpočtové metody oproti referenční evapotranspiraci. Thornthwait vychází velmi dobře kromě chladného období, protože nepočítá s hodnotami teplot $0 \geq$ jelikož předpokládá, že při těchto teplotách a v době tání se voda zadržuje v půdě jako zásoba vody. V letních měsících zase vychází lehce nadhodnocený.

U Hargeaves-Samaniho je tento rozdíl více než dvojnásobný už v chladných měsících (leden-únor; listopad-prosinec) a tento rozdíl se s přibývajícím průměrnou tep-



Obr. 6.4: Porovnání průměrných hodnot vycházejících z použitých metod s Referenční evapotranspirací RET

lotou v roce stále zvyšuje, kdy rozdíl, mezi referenční evapotranspirací a metodou podle Hargreavese-Allena, je $175,06 \text{ mm měsíc}^{-1}$ v červenci. Což je poněkud hodně. V případě Thornthwaita tom samém měsíci je rozdíl $29,27 \text{ mm měsíc}^{-1}$.

Při porovnávání grafů bylo zjištěno že roční hodnoty evapotranspirace se např. u Thornthwaita v denním a měsíčním kroku výrazně neliší a z denního kroku bylo zjištěno že hodnoty evapotranspirace jsou vyšší než z měsíčního. u Hargreavese-Samaniho a Hargreavese-Allena vycházely hodnoty evapotranspirace oproti Thornthwaitovi více než $2 \times$ tolik. Upravený vzorec pro výpočet evapotranspirace podle Hargreavese-Allena (který má obsahovat funkci větru), už tak nadhodnoceného Hargreavese-Samaniho ještě převyšuje.

7 ZÁVĚR

Cílem této diplomové práce bylo provést rešerši dostupných metod výpočtu potenciační evapotranspirace, a následně výpočtem ověřit jejich použitelnost.

Rešerše začíná obecným poznáním o evapotranspiraci, co obsahuje, proč je významná a je důležité ji znát, vědět z jakých povrchů a jakým způsobem se z nich voda vypařuje, protože evapotranspirace je základní složkou hydrologické bilance. Dále popisuje konkrétní druhy výparu z různých povrchů (voda, půda, vegetace, sněhová pokrývka a urbanizované území). Následují metody přímého měření, kde se popisují druhy výparoměrů, které se používaly v minulosti a dnes, jakým způsobem probíhá měření, některé konkrétní využití atd. Je zde popsán i lyzimetr, který je zařízením pro přímé měření evapotranspirace.

Hlavní část rešerše se věnuje empirickým metodám pro výpočet potenciační evapotranspirace s některými modifikacemi. V této části jsou vybrané metody popsány víceméně od jejich vzniku a vhodnosti jejich použití.

K výpočtům byla použita měsíční a denní data [3] [4] z portálu ČHMÚ (chmi) pro stanici Olomouc-Holice, která obsahovala i historické řady až do roku 1961 (z počátku dob měření jsou ovšem tato data neúplná).

Do praktické aplikace byly vybrány metody: Thornthwaita, Hargreaves-Samaniho a Hargreaves-Allena. Tyto metody se zakládají pouze na teplotních datech. Thornthwaitova metoda se používá nejlépe v měsíčním kroku a z měřených dat využívá pouze průměrnou měsíční teplotu vzduchu. Pro denní výpočty byl zaveden další člen rovnice a následně roční evapotranspirace pro tuto metodu vycházela celkově více než při měsíčních výpočtech.

Hargreaves-Samani a Hargreaves-Allen využívají také průměrnou měsíční teplotu vzduchu ale i maximální a minimální teplotu pro které, je využití ve vzorci v tom smyslu, že je použit teplotní rozsah ve dni nebo měsíci, pro měsíční výpočty to jsou průměrné hodnoty za měsíc a pro denní krok výpočtu průměrné denní hodnoty.

Na základě shrnutí výsledků provedeného v kap. 6 usuzuji, že metoda podle Thornthwaita vychází v našich podmínkách dobře, výrazně se neliší od dlouhodobé referenční evapotranspirace dle Atlasu podnebí ČR [47], pouze v měsících (nebo ve dnech) kdy je průměrná teplota $0 \geq$ vyhodnocuje nulovou evapotranspiraci. Hargreaves-Samani a Hargreaves-Allen naopak vychází velmi nadhodnoceně po celý rok. V letním půlroce (duben-září, což je zároveň hlavní výparná sezóna) nadhodnocuje i několikanásobně více. Z tohoto pohledu tuto metodu v našich podmínkách nedoporučuji.

K rozvedení tohoto tématu by bylo vhodné například rozvést obsah empirických metod (zmínit více metod případně uvést příklady kde byly metody použity a jak vycházely). V praktické aplikaci by bylo jistě vhodné použít například zjednodušenou Penman-Monteithovu metodu, která by byla jistě vhodnější pro použití v našich podmínkách, tato metodika je použita také v Atlasu podnebí ČR (kde jsou zpracovány historické řady do roku 2000). Vhodná by také mohla být metoda Budyka a jeho modifikací, která byla využívána v několika citovaných studiích v zahraničí i u nás. Je možné vyzkoušet ještě spoustu metod a zjistit tak, která vychází a dokáže tak nejlépe určit hodnotu evapotranspirace pro praktické využití v disciplínách vodního hospodářství a změn klimatu.

Seznam příloh

Všechny uvedené přílohy jsou k dispozici pouze v elektronické podobě, a to v univerzitní databázi závěrečných prací.

Příloha 1 - Měsíční výpočty metodou Thornthwaita.

Příloha 2 - Měsíční výpočty metodou Hargreaves-Samaniho, doplněné o vzorec Hargreaves-Allena (grafy pro tuto metodu jsou uvedeny pouze v práci).

Příloha 3 - Denní výpočty metodou Thornthwaita.

Příloha 4 - Denní výpočty metodou Hargreaves-Samaniho a Hargreaves-Allena (grafy pro tuto metodu jsou uvedeny pouze v práci).

Seznam použité literatury

- [1] HONSOVÁ, Ing. Dagmar. *Evapotranspirace* [online]. Magazín PŘÍRODA.cz, 2007. [cit. 2022-07-28]. Dostupné z: <https://www.priroda.cz/clanky.php?detail=922>.
- [2] ROŽNOVSKÝ, J.; LITSCHMANN, T. Vybrané metody výpočtu evaporace a evapotranspirace: Seminář "Mikroklima porostů" [online]. 2003, s. 172–186 [cit. 2022-08-12]. Dostupné z: <https://docplayer.cz/109036878-Vybrane-metody-vypoctu-evaporace-a-evapotranspirace.html>.
- [3] *Měsíční a roční data dle zákona 123/1998 Sb.* [online]. [cit. 2022-12-11]. Dostupné z: <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/mesicni-data/mesicni-data-dle-z.-123-1998-Sb>.
- [4] *Denní data dle zákona 123/1998 Sb.* [online]. [cit. 2022-12-11]. Dostupné z: <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/denni-data/Denni-data-dle-z.-123-1998-Sb>.
- [5] RUSNAM, Rusnam; YANTI, Nika Rahma. Potential Evapotranspiration uses Thornthwaite Method to the Water Balance in Padang City. *Earth and Environmental Science* [online]. 2021, roč. 757, č. 1 [cit. 2022-12-18]. Dostupné z DOI: <https://doi.org/10.1088/1755-1315/757/1/012041>.
- [6] FISHER, Daniel K.; III, H. C. Pringle. Evaluation of alternative methods for estimating reference evapotranspiration. *Agricultural Sciences* [online]. [B.r.], roč. 04, č. 08, s. 51–60 [cit. 2022-10-08]. Dostupné z DOI: 10.4236/as.2013.48A008.
- [7] WIKIPEDIE. *Evapotranspirace: Wikipedie: Otevřená encyklopedie* [online]. c2022. [cit. 2022-10-30]. Dostupné z: <https://cs.wikipedia.org/w/index.php?title=Evapotranspirace&oldid=21242712>.
- [8] NOVÁK, Viliam. *Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania*. 1. vyd. Bratislava: Veda, 1995. ISBN 80-224-0409-8.
- [9] HOUDEK, Tomáš. *Metody stanovení evapotranspirace a její hodnoty v České republice: Zemědělská fakulta: Katedra kajinného managementu* [online]. České Budějovice, 2012 [cit. 2022-09-06]. Dostupné z: https://theses.cz/id/sd6nl1/BP_Houdek.pdf. Bakalářská práce. Jihočeská Univerzita v Českých Budějovicích.
- [10] UNUCKA, Jan. *Srážko-odtokový (s-o) proces* [online]. [cit. 2022-08-12]. Dostupné z: https://is.muni.cz/el/1431/jaro2012/ZD142/um/Environmentalni_modelovani_doc_Unucka.pdf.
- [11] BERAN, Adam. Pozorování výparu z vodní hladiny ve VÚV TGM: Vodohospodářské technicko-ekonomické informace [online]. [B.r.], roč. 61, č. 4, s. 42–43

- [cit. 2022-09-04]. ISSN 0322-8916. Dostupné z: <https://www.vtei.cz/2019/08/pozorovani-vyparu-z-vodni-hladiny-ve-vuv-tgm/>.
- [12] KOHOUT, Mojmír; ROŽNOVSKÝ, Jaroslav; KNOZOVÁ, Gražyna. *Měření výparu z vodní hladiny výparoměrem GGI-3000 v České republice*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2013. ISBN 978-80-87577-16-5. ISSN 1210-7557.
- [13] STARÝ, Miloš. *Hydrologie: Modul 01* [online]. Brno, 2005 [cit. 2022-10-01]. Dostupné z: <http://lences.cz/domains/lences.cz/skola/subory/Skripta/BS02-Hydrologie/M01-Hydrologie.pdf>. Studijní opory. VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ FAKULTA STAVEBNÍ.
- [14] HRUBEŠ, Pavel; KOCOUREK, Ferdinand. *Návod pro pozorovatele povětrnostních stanic meteorologické služby v ČSR*. Praha: Hydrometeorologický ústav, 1955.
- [15] SOUKUPOVA, Eliska. *Výpar* [online]. [cit. 2022-09-23]. Dostupné z: <https://docplayer.cz/9352755-Vypar-zmena-skupenstvi-l-s-g-zavisi-na-t-a-p-probiha-z-vodni-hladiny-z-povrchu-pudy-z-povrchu-rostlin-ze-snehu-a-ledu.html>.
- [16] JACOBS, A.F.G.; ARRIËNS-BEKKER, E.E.Linclae. Evaporation data from a Piche evaporimeter. *Journal of Hydrology* [online]. [B.r.], roč. 60, č. 1-4, s. 367–380 [cit. 2022-10-11]. ISSN 0022-1694. Dostupné z DOI: [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90032-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90032-X).
- [17] Water balance and hydrology research in a mountainous permafrost watershed in upland streams of the Kolyma River, Russia: A database from the Kolyma Water-Balance Station, 1948-1997. *Earth System Science Data*. 2018, roč. 10, č. 2, s. 689–710. ISSN 18663516. Dostupné z DOI: 10.5194/ESSD-10-689-2018.
- [18] *VYPAR-3000 plovoucí výparoměrná stanice* [online]. Fiedler, c2017 [cit. 2022-09-23]. Dostupné z: <https://www.fiedler.company/cs/produkty/meteorologicko-stanice-senzory/meteorologicko-stanice-speci-ln-m-c-sestavy/m-en-vyparu/vypa-0>.
- [19] ŠUHÁJKOVÁ, Petra. Výpar z výparoměrných stanic VÚV TGM. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace* [online]. [B.r.], roč. 62, č. 5, s. 16–27 [cit. 2022-09-23]. ISSN 0322-8916. Dostupné z DOI: 10.46555/VTEI.2020.07.002.
- [20] ŠVEC, Josef; MÜLLNEROVÁ, Dominika. Výparoměr na hladině jezera Most: komerční prezentace. *Vesmír, 1871* [online]. 2020, roč. 99, č. 150 [cit. 2023-01-03]. ISSN 1214-4029. Dostupné z: <https://vesmir.cz/cz/casopis/archiv-casopisu/2020/cislo-9/vyparomer-hladine-jezera-most.html>.
- [21] BERAN, Adam; KAŠPÁREK, Ladislav; VIZINA, Adam; ŠUHÁJKOVÁ, Petra. Ztráta vody výparem z volné vodní hladiny. *Vodohospodářské technicko-ekonomické*

- informace* [online]. [B.r.], roč. 61, č. 4, s. 12–18 [cit. 2023-01-03]. ISSN 0322-8916. Dostupné z DOI: 10.46555/VTEI.2019.05.002.
- [22] DUŠEK, Miroslav. *Fotografie plovoucího výparoměru*. Chelčice 31, Vodňany: METEOSERVIS v.o.s., 2022.
- [23] MOŽNÝ, Martin. Automatizace měření výparu z volné vodní hladiny. *Meteorologické zprávy* [online]. 2003, roč. 56, č. 5, s. 150–155 [cit. 2022-09-06]. ISSN 0026-1173. Dostupné z: <https://www.chmi.cz/files/portal/docs/reditel/SIS/casmz/assets/2003/Meteo-2003-05.pdf>.
- [24] D. BAREŠ M. Možný, J. Stalmacher. Automatizace měření výparu v ČHMÚ [online]. 2006 [cit. 2022-08-29]. Dostupné z: http://www.cbks.cz/sbornikStrečno06/prispevky/PosterI._clanky/P1-16.pdf.
- [25] KOHOUT, Mojmír; ROŽNOVSKÝ, Jaroslav; BRZEZINA, Gražyna. *Měření výparu z vodní hladiny automatizovaným výparoměrem EWM v České republice*. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2016. ISSN 1210-7557.
- [26] MOŽNÝ, Martin. Problematika měření evapotranspirace v ČHMÚ: Seminář: Evaporace a evapotranspirace [online]. 2005, s. 7–10 [cit. 2022-09-06]. Dostupné z: <https://docplayer.cz/3607109-Martin-mozny-problematika-mereni-evapotranspirace-v-chmu-7-stepan-buchtela-vyparomerna-stanice-hlasivo-11.html>.
- [27] UMS, Lysimeter systems. *Precise Measurement of Water and Solute Transport in Soils: Lysimeter Systems for Climate Research, Water Management, Agronomy and Soil Science* [online]. [cit. 2022-11-30]. Dostupné z: <https://ekotechnika.cz/sites/default/files/pdf/lysimeter-systems-2010-6-souhrnny-katalog.pdf>.
- [28] NOVÁK, Viliam; HURTALOVÁ, Tatjana. Metóda výpočtu súčiniteľa rýchlosti turbulentného prenosu vodnej pary a jej využitie pri určovaní potenciálnej evapotranspirácie. *Vodohospodársky časopis* [online]. 1953, roč. 35, č. 1, s. 3–21 [cit. 2022-10-12]. ISSN 0042-790X. Dostupné z: <https://kramerius.lib.cas.cz/view/uuid:fd7f0a13-bc37-11e1-1027-001143e3f55c?page=uuid:fd7f0a18-bc37-11e1-1027-001143e3f55c%5C&fulltext=vypa%5C%C5%5C%99uje>.
- [29] LITSCHMANN, Tomáš. Srovnání výpočetních metod potenciální evapotranspirace [online]. [B.r.] [cit. 2022-08-15]. Dostupné z: <http://amet.cz/SrovnaniEvapotranspirace.pdf>.
- [30] *CHAPTER 3: CROP WATER NEEDS: 3.1.3 Blaney-Criddle Method* [online]. c2022. [cit. 2022-10-03]. Dostupné z: <https://www.fao.org/3/s2022e/s2022e07.htm%5C#3.1.2%5C%20pan%5C%20evaporation%5C%20method>.
- [31] NISTOR, Mărgărit-mircea; RAI, Praveen Kumar; CAREBIA, Iulius-andrei; SINGH, Prafull; SHAHI, Arjun PRATAP; MISHRA, Varun Narayan. Comparison of the effectiveness of two budyko-based methods for actual evapotranspi-

- ration in Uttar Pradesh, India. *Geographia Technica* [online]. 2020, roč. 15, č. 1, s. 1–15 [cit. 2022-10-14]. ISSN 18425135. Dostupné z DOI: 10.21163/GT_2020.151.01.
- [32] CHEN, Deliang; GAO, Ge; XU, Chong-Yu; GUO, Jun; REN, Guoyu. Comparison of the Thornthwaite method and pan data with the standard Penman-Monteith estimates of reference evapotranspiration in China. *Climate Research* [online]. 2005, roč. 28, č. 2, s. 123–132 [cit. 2022-12-28]. ISSN 1616-1572. Dostupné z DOI: 10.3354/cr028123.
- [33] *Annex 2. Meteorological tables: TABLE 2.7. Mean daylight hours (N) for different latitudes for the 15th of the month* [online]. c2022. [cit. 2022-12-18]. Dostupné z: <https://www.fao.org/3/X0490E/x0490e0j.htm#annex%20%20meteorological%20tables>.
- [34] KNOPPOVÁ, Bc. Kateřina. *Srážko-odtokový proces v podmínkách klimatické změny*. Brno, 2018, 60 s. Diplomová práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodního hospodářství krajiny. Vedoucí práce doc. Ing. Daniel Marton Ph.D.
- [35] ANDRÉASSIAN, Vazken; SARI, Tewfik. Technical Note: On the puzzling similarity of two water balance formulas – Turc–Mezentsev vs. Tixeront–Fu. *Hydrology and Earth System Sciences* [online]. 2019, roč. 23, č. 5, s. 2339–2350 [cit. 2022-10-11]. Dostupné z DOI: 10.5194/hess-23-2339-2019.
- [36] REID, R.; RYAN, D.M.; BURT, R.L. Exploration for, and utilization of, collections of tropical pasture legumes: II. The Papadakis system of climatic classification applied to testing areas in northern Australia. *Agro-Ecosystems*. 1976, roč. 2, č. 4, s. 309–318. ISSN 0304-3746. Dostupné z DOI: 10.1016/0304-3746(76)90145-1.
- [37] CONDON, Laura E.; MAXWELL, Reed M. Systematic shifts in Budyko relationships caused by groundwater storage changes. *Hydrology and Earth System Sciences* [online]. c2017, roč. 21, č. 2, s. 1117–1135 [cit. 2022-10-31]. ISSN 16077938. Dostupné z DOI: 10.5194/HESS-21-1117-2017.
- [38] HARGREAVES, George H; ALLEN, Richard G. History and Evaluation of Hargreaves Evapotranspiration Equation. *Journal of irrigation and drainage engineering* [online]. 2003, roč. 129, č. 1, s. 53–63 [cit. 2022-10-08]. ISSN 0733-9437. Dostupné z DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2003)129:1(53).
- [39] *Chapter 2 - FAO Penman-Monteith equation* [online]. c2022. [cit. 2022-12-09]. Dostupné z: <https://www.fao.org/3/x0490e/x0490e06.htm%5C#formulation%5C%20of%5C%20the%5C%20penman%5C%20monteith%5C%20equation>.
- [40] ZOTARELLI, Lincoln; DUKES, Michael D.; ROMERO, Consuelo C.; MIGLIACCIO, Kati W.; MORGAN, Kelly T. Step by Step Calculation of the

- Penman-Monteith Evapotranspiration (FAO-56 Method) [online]. c 2022, s. 1–10 [cit. 2022-12-09]. Dostupné z: <https://edis.ifas.ufl.edu/pdf/AE/AE45900.pdf>.
- [41] WIKIPEDIE. *Organizace pro výživu a zemědělství: Wikipedie: Otevřená encyklopedie* [online]. c2022. [cit. 2022-12-12]. Dostupné z: https://cs.wikipedia.org/w/index.php?title=Organizace_pro_v%C3%BD%C5%BEivu_a_zem%C4%9Bd%C4%9Blstv%C3%AD&oldid=20193332.
- [42] EL-WAHED, Mohamed H. Abd; SNYDER, Richard L. Calculating Sunshine Hours and Reference Evapotranspiration in Arid Regions When Solar Radiation Data are Limited. *Irrigation and Drainage* [online]. c 2015, roč. 64, č. 3, s. 419–425 [cit. 2022-11-17]. Dostupné z DOI: 10.1002/ird.1920.
- [43] OUDIN, Ludovic; MOULIN, Lætitia; BENDJOURI, Hocine; RIBSTEIN, Pierre. Estimating potential evapotranspiration without continuous daily data: possible errors and impact on water balance simulations. *Hydrological Sciences Journal* [online]. 2010, roč. 55, č. 2, s. 209–222 [cit. 2023-01-11]. ISSN 21503435. Dostupné z DOI: 10.1080/02626660903546118.
- [44] OUDIN, Ludovic; HERVIEU, Frédéric; MICHEL, Claude; PERRIN, Charles; ANDRÉASSIAN, Vazken; ANCTIL, François; LOUMAGNE, Cécile. 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* [online]. 2005, roč. 303, č. 1-4, s. 290–306 [cit. 2023-01-11]. ISSN 0022-1694. Dostupné z DOI: 10.1016/J.JHYDROL.2004.08.026.
- [45] *Průběh srážek ve stanici Olomouc, Holice* [online]. ČHMÚ [cit. 2022-12-11]. Dostupné z: https://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_srzstationdyn.php?day_offset=0%5C&tday_offset=0%5C&seq=307436.
- [46] *Povodňová mapa: Srážkoměrná stanice Olomouc-Holice* [online]. [cit. 2022-12-11]. Dostupné z: <https://wegas.cz/portal/%5C#/wegas/povodnovamapa?selectedLayer=srazkomery%5C&address=49.5745,17.2878,15>.
- [47] TOLASZ, Radim. *Atlas podnebí Česka = Climate atlas of Czechia*. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav,; Olomouc: Univerzita Palackého, 2007. 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1.
- [48] BEGUERÍA, Santiago; VICENTE-SERRANO, Sergio M.; REIG, Fergus; LATORRE, Borja. Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring. *International Journal of Climatology* [online]. 1850, roč. 2013, č. 34, s. 3001–3023 [cit. 2022-08-15]. Dostupné z DOI: 10.1002/joc.3887.
- [49] PETERKA, Vladimír; KOLEK, Jozef. *Praktická agrometeorológia*. 1. vyd. Bratislava, 1962.

- [50] LI, Yang; QIN, Yaochen; RONG, Peijun. Evolution of potential evapotranspiration and its sensitivity to climate change based on the Thornthwaite, Hargreaves, and Penman–Monteith equation in environmental sensitive areas of China. *Atmospheric Research* [online]. 2022, roč. 273, s. 106178 [cit. 2022-12-09]. ISSN 0169-8095. Dostupné z DOI: 10.1016/J.ATMOSRES.2022.106178.

Seznam tabulek

3.1	Další měřené meteorologické veličiny [11]	25
4.1	Průměrné denní procento slunečního svitu z celkového ročního počtu hodin pro různé zeměpisné šířky (Latitude) [30]	41
4.2	Průměrný počet hodin denního svitu (N) dle zeměpisné šířky pro 15. den v měsíci (severní polokoule) [33]	43
4.3	Součinitel k	44
5.1	Srážkoměrná stanice Olomouc-Holice [45]	59

Seznam obrázků

3.1	Srážko-odtokový proces [10]	12
3.2	Schéma Wildova výparoměru [15]	18
3.3	Schéma Rónova výparoměru [15]	19
3.4	Picheův výparoměr	20
3.5	Schéma Šermerova výparoměru [13]	21
3.6	Vážení výparoměru GGI-500-30 [17]	22
3.7	Plovoucí výparoměr značky Fiedler[18]	22
3.8	Výpar ve stanici Hlasivo, Podbaba, Vavřinec a Zaječice [19]	23
3.9	Graf s množstvím srážek a výparu na jezeře Most v roce 2019 [20]	24
3.10	Plovoucí výparoměr firmy METEOSERVIS, v.o.s. a detail výparoměrné nádoby na jezeře Most [22]	25
3.11	Výparoměrné bazény v Podbabě	26
3.12	Výparoměr GGI-3000 (souprava)	27
3.13	Odběrná nádobka výparoměru GGI-3000	28
3.14	Detail výparoměru GGI-3000 v Holovousích	29
3.15	Výparoměr Class-A-Pan používaný v observatoři v Doksanech [24]	30
3.16	Výparoměr EWM [24]	30
3.17	Umístění teplotního snímače [24]	31
3.18	Rozmístění stanic s výparoměrem EWM (stav k 12.6. 2006) [24]	32
3.19	Začátky automatizovaného měření výparu z vodní hladiny výparoměrem EWM (k 1.1.2016) [25]	33
3.20	Schéma vážitelného lyzimetru [8]	35
3.21	Schéma[26] a fotografie velkého gravitačního lyzimetru v observatoři Doksany [24]	35
3.22	Detail rozložení konstrukce Hydro-Lyzimetru a jeho servisní šachty[27]	37
3.23	Instalace Hydro-Lyzimetru [27]	37
4.1	Porovnání měsíčních úhrnů potencionální evapotranspirace podle Penmana a Papadakise (Lednice na Moravě, 1993-2003) [29]	48
4.2	Potencionální evapotranspirace podle Penmana a Papadakise (Lednice na Moravě, 1993-2003) [29]	48
4.3	Roční chod odchylek mezi ETP podle Penmana a Papadakise (Lednice na Moravě, 1993-2003) [29]	49
4.4	Ilustrace rámce Budykovy křivky se třemi různými parametry tvaru ω	51
4.5	Vykreslení tří přístupů Budyko	52
5.1	Mapa s vyznačeným umístěním srážkoměrné stanice Olomouc-Holice [46]	59
5.2	Srážkoměrná stanice Olomouc-Holice [45]	60

5.3	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2010 – Thornthwait	61
5.4	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2011 – Thornthwait	62
5.5	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2013 – Thornthwait	63
5.6	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2015 – Thornthwait	64
5.7	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2018 – Thornthwait	65
5.8	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2019 – Thornthwait	66
5.9	Tabulka a graf pro denní krok v roce 2015 – Thornthwait	67
5.10	Tabulka a graf pro denní krok v roce 2018 – Thornthwait	68
5.11	Tabulka a graf pro denní krok v roce 2019 – Thornthwait	69
5.12	Graf s měsíčními hodnotami ETP pro příslušné roky – Thornthwait .	70
5.13	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2010 – Hargreaves-Samani . .	71
5.14	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2011 – Hargreaves-Samani . .	72
5.15	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2013 – Hargreaves-Samani . .	73
5.16	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2015 – Hargreaves-Samani . .	74
5.17	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2018 – Hargreaves-Samani . .	75
5.18	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2019 – Hargreaves-Samani . .	76
5.19	Tabulka a graf pro denní krok v roce 2015 – Hargreaves-Samani . . .	77
5.20	Tabulka a graf pro denní krok v roce 2018 – Hargreaves-Samani . . .	78
5.21	Tabulka a graf pro denní krok v roce 2019 – Hargreaves-Samani . . .	79
5.22	Graf s měsíčními hodnotami ET pro příslušné roky zjištěné metodou Hargreaves-Samaniho	80
5.23	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2010 – Hargreaves-Allena . . .	81
5.24	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2011 – Hargreaves-Allen . . .	82
5.25	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2013 – Hargreaves-Allen . . .	83
5.26	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2015 – Hargreaves-Allen . . .	84
5.27	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2018 – Hargreaves-Allen . . .	85
5.28	Tabulka a graf pro měsíční krok v roce 2019 – Hargreaves-Allen . . .	86
5.29	Tabulka a graf pro denní krok v roce 2015 – Hargreaves-Allen	87
5.30	Tabulka a graf pro denní krok v roce 2018 – Hargreaves-Allen	88
5.31	Tabulka a graf pro denní krok v roce 2019 – Hargreaves-Allen	89
5.32	Graf s měsíčními hodnotami ET pro příslušné roky zjištěné metodou Hargreaves-Allena	90
6.1	Porovnání výpočtových metod v roce 2010	92
6.2	Porovnání výpočtových metod v roce 2018	92
6.3	Porovnání metod v letech 2015-2019	93
6.4	Porovnání průměrných hodnot vycházejících z použitých metod s Re- ferenční evapotranspirací RET	94

Seznam symbolů, veličin a zkratek

ET	evapotranspirace
ETP	potenciální evapotranspirace
ETA	aktuální evapotranspirace
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
OBS	Observatoř ČHMÚ v Doksanech
VÚV TGM	Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka
FAO	The Food and Agriculture Organization - Organizace pro výživu a zemědělství
T-based	metoda pro výpočet potencionální evapotranspirace navržená L. Oudinem
ET₀	evapotranspirace referenční plodiny
ET_{0T}	evapotranspirace referenční plodiny - označení pro metodu Thornthwaita
ET_{0HS}	evapotranspirace referenční plodiny - označení pro metodu Hargreaves-Samani
ET_{0HA}	evapotranspirace referenční plodiny - označení pro metodu Hargreaves-Allen
T_{mean}	průměrná denní teplota [°C]
T_{min}	minimální denní teplota [°C]
T_{max}	maximální denní teplota [°C]
I	roční tepelný index
a	komplexní funkce tepelného indexu
N_j	průměrný počet hodin slunečního svitu v příslušném měsíci v hodinách
d_i	počet dní v měsíci i
T_n	průměrná denní teplota [°C] užitá ve vzorcích metody Thornthwaita
TC	průměrná denní teplota [°C] užitá ve vzorcích metody Hargreaves-Samaniho
TR	denní rozsah teplot [°C] užitý ve vzorcích metody Hargreaves-Samaniho
R_a	kosmické záření [MJ m ⁻² d ⁻¹] užitá ve vzorcích metody Hargreaves-Samaniho
d_r	inverzní relativní vzdálenost od Země ke Slunci [rad] užitá ve vzorcích metody Hargreaves-Samaniho

