

**Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Hospodaření s přírodními zdroji



KateřinaKalianková

Retence vody v krajině: vodní bilance modelového území
Water retention: water balance of a model area

Bakalářskápráce

Vedoucí práce: Mgr. et Mgr. Tomáš Weiss

Praha, 2020

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze 14. 8. 2020

Podpis

Poděkování:

Ráda bych poděkovala zejména svému školiteli Mgr. et. Mgr Tomášovi Weissovi za cenné konzultace a rady a také za jeho trpělivost. Děkuji také paní Mgr. Iloně Zuskové za vstřícnost a poskytnutí dat. Na tomto místě bych chtěla v neposlední řadě poděkovat i své rodině za jejich trpělivost a podporu po celou dobu studia.

Abstrakt

Retence vody v krajině je poměrně široké téma a opatření, kterými lze dosáhnout zvýšené retence vody, je velké množství. Tato práce se zabývá vodními nádržemi a přírodě blízkými opatřeními ve formě revitalizovaných vodních toků. Cílem této práce je na základě zjednodušeného výpočtu vodní bilance stanovit, které z těchto opatření je vhodnější ve vybraném modelovém území a za jakých podmínek. Vodní bilance se opírá zejména o výpočet evapotranspirace pomocí FAO Penman – Monteithovy rovnice.

První část práce obsahuje rešerši zabývající se vodní bilancí a faktory, které ji ovlivňují. Dále se zabývá jednotlivými retenčními opatřeními a jejich funkcemi v období sucha a při povodňových událostech. Druhá část práce se zabývá výpočtem evapotranspirace, stanovením vodní bilance a jejím hodnocením.

Z prezentovaných výpočtů se z pohledu míry evaporace jeví nejvýhodněji hluboké vodní nádrže, u nichž se dá očekávat evaporace nižší než u dalších situací, které byly vyhodnocovány v podmínkách modelového území. Práce zároveň poukazuje na důležitost evapotranspirace jakožto prvku vodní bilance a doporučuje ji stanovovat pro prvotní přiblížení lokální situace v průběhu plánování retenčních opatření.

Klíčová slova: retence vody, vodní nádrž, přírodě blízké opatření, evapotranspirace, vodní bilance

Abstract

Water retention in the landscape is a relatively broad topic and there are a number of measures that can be applied to achieve increased water retention. This thesis focuses on water reservoirs and nature-friendly measures in the form of revitalized watercourses. The aim of this work is based on a simplified calculation of the water balance in a model area to determine which of the retention measures is more appropriate for a given situation and conditions. The water balance is based mainly on the calculation of evapotranspiration using the FAO Penman-Monteith equation.

The first part of the work contains a review of water balance and factors that affect it. The work also deals with selected retention measures and their functions during drought and flood events. The second part contains the calculation of evapotranspiration, determination of water balance, and its evaluation.

From the view of the evaporation values, the presented calculations show the deep water reservoirs to be the most advantageous, in which evaporation in the model area is the lowest from all presented situations. The work also points out the importance of evapotranspiration as an element of water balance and recommends determining it for the initial approximation of the local situation during the planning of retention measures.

Key words: water retention, water reservoir, nature-friendly measures, evapotranspiration, water balance

1	ÚVOD	1
2	VODNÍ REŽIM A FAKTORY, KTERÉ HO OVLIVŇUJÍ.....	1
2.1	Retence vody	1
2.2	Cíle retenčních opatření	2
2.3	Hydrologická bilance a faktory, které ji ovlivňují	2
2.3.1	Počasí.....	3
2.3.2	Evapotranspirace a vegetační pokryv.....	4
2.3.3	Infiltrace.....	6
3	RETENČNÍ OPATŘENÍ	7
3.1	Vodní nádrže.....	7
3.2	Funkce vodních nádrží při povodních.....	8
3.3	Funkce vodních nádrží v období sucha.....	8
3.4	Hodnocení hydrologické bilance vodních nádrží.....	9
3.5	Přírodě blízká retenční opatření.....	11
3.6	Funkce přírodě blízkých opatření během povodní.....	12
3.7	Funkce přírodě blízkých opatření v období sucha.....	13
3.8	Hodnocení hydrologické bilance přírodě blízkých opatření.....	14
4	VÝPOČET HYDROLOGICKÉ BILANCE MODELOVÉHO ÚZEMÍ	15
4.1	Popis modelového území a základní informace	15
4.2	Výpočet hydrologické bilance nádrže a hydrologické bilance přírodě blízkého opatření v modelovém území	19
5	DISKUZE	29
5.1	Rozbor výsledků.....	29
5.2	Zjednodušení výpočtu	31
5.3	Porovnání technických a přírodě blízkých retenčních opatření	33
6	ZÁVĚR	35
	Literatura	36

1 ÚVOD

Sucho je v současné době v České republice velkým tématem a tato problematika a především snahy o její řešení se postupně přestávají dotýkat pouze odborné veřejnosti, ale začínají pronikat i k veřejnosti široké ať už z médií nebo jinou cestou. Jedná se o velice široké téma, na které je možno nahlížet z mnoha úhlů pohledu.

Retence vody neboli její zadržování v krajině lze chápat z pohledu zadržení vody jednak na povrchu, ale také v půdní vrstvě a v podzemních vodách. Tato práce se zaměřuje především na zadržování vody v půdní vrstvě, kde je dostupná pro vegetaci a na povrchu ve vodní nádrži ale také v říčním toku. Do jisté míry se práce dotýká i problematiky pozemních vod, ale pouze okrajově.

Více než na problémy projevů sucha samotné jsem se ve své práci zaměřila na možná opatření omezující dopady sucha. Takovýchto opatření je ovšem také velké množství a proto jsem se rozhodla téma své práce zúžit na dvě opatření reprezentující dvě hlavní skupiny opatření proti suchu. Za dvě hlavní skupiny těchto opatření považuji takzvaná technická opatření a přírodě blízká opatření. Jako zástupce technických opatření jsem vybrala vodní nádrž a jako zástupce přírodě blízkých opatření jsem použila opatření, jejichž výsledek se v řádu několika let podobá přírodnímu stavu, například renaturované toky.

Cílem této práce je výše zmíněná opatření porovnat a zhodnotit je. Následně na základě získaných informací zhodnotit v jakých situacích jsou daná opatření vhodná. Dalším cílem je provést orientační výpočet hydrologické bilance pro modelové území pro obě skupiny opatření proti suchu a porovnat výsledky.

Ovšem protože nejen sucho sužuje Českou republiku, ale také povodně jsou palčivým problémem, dalším cílem této práce je porovnat již zmíněná opatření také z pohledu protipovodňových účinků. Touto problematikou jsem se zabývala krátce v rešeršní části práce.

Ačkoliv se na první pohled technická i přírodě blízká opatření zdají být jako pozitivní zásah do krajiny, ne vždy se setkávají s kladným přijetím široké veřejnosti, ale i odborné veřejnosti. Mezi odbornou veřejností se vedou spory zejména z hlediska narušení krajinného rázu, ovlivnění biotopů a biodiverzity u technických opatření, ale také u obou skupin opatření o míře jejich účinnosti. Mezi závažné problémy realizace opatření proti suchu i proti povodním také řadím majetkoprávní spory, které celou záležitost komplikují a prodlužují realizaci. Jedním z neposledních cílů této práce je proto přispět do této diskuze.

2 VODNÍ REŽIM A FAKTORY, KTERÉ HO OVLIVŇUJÍ

2.1 Retence vody

Tento pojem lze zjednodušeně definovat jako zadržení vody. Spitz a Prudký (2001) definuje pojem celková přirozená retence vody, jako veškerou vodu, která je dočasně zadržena na povrchu, pod povrchem, v půdě v korytech řek a dalšími přirozenými způsoby.

Pro tuto práci jsou důležité zejména dva způsoby retence vody a to na povrchu a v půdní vrstvě. Povrchová retence vody se dotýká zejména vodních nádrží. Do problematiky přírodě blízkých retenčních opatření pak vstupuje i retence vody v půdní vrstvě.

Povrchovou retenci vody chápu jako zadržení vody v tělesech povrchových vod. Mezi tato tělesa se řadí vodní nádrže, jezera, rybníky, tůňe a říční toky. Zejména se zde však zabývám vodními nádržemi a říčními toky.

Vlček (2017) retenci vody v půdě popisuje pomocí dvou fází, jejichž průběh je pro retenci vody v půdě zásadní. První z těchto fází je infiltrace a druhou fází je akumulace. Vlček (2017) také upozorňuje, že poznání hydropedologických vlastností půdy je pro určení retence vody v ní zásadní.

Zabývám se zde retencí přirozenou a retencí vody vyvolanou aplikací retenčních opatření. Přirozenou retencí se rozumí zadržení vody v na povrchu, v půdní vrstvě či v podzemních vodách bez přičinění člověka.

2.2 Cíle retenčních opatření

Jak bylo již zmíněno v úvodu, rozhodla jsem se vybrat pouze dvě opatření z důvodu zúžení tématu práce a to vodní nádrž a říční tok upravený do přírodě blízkého stavu. Pro posuzování retenčních schopností těchto dvou opatření je však nutné si uvědomit, že obě mají za cíl trochu jinou formu retence vody. Společným cílem těchto opatření je však potlačit extrémní projevy počasí a klimatu, zejména povodňové události a sucho.

Vodní nádrže jsou budovány s cílem zadržet vodu na povrchu (Kratochvíl, 1961; Dzuráková et. al., 2017; Přenosilová 1994). Toto tvrzení nelze uplatnit pouze v případě infiltračních nádrží, u běžných vodních nádrží není předpokládána významná retence vody v půdní vrstvě ani v podzemních vodách. Zadržení vody na povrchu je dáno zejména usazením nepropustné vrstvy na dně nádrže po určité době (Votruba a Broža, 1966). Zadržování vody na povrchu lze využít jednak v období sucha, ale i při povodňových událostech. Dzuráková et. al. (2017) uvádí také jako další cíl stavby vodních nádrží regulaci průtoků řek, na kterých jsou postaveny. K takové regulaci by pak mělo docházet zejména v suchých obdobích, kdy je žádoucí nadlepšovat říční toky s ohledem na organismy, které v říčním korytě žijí. Voda zadržaná na povrchu může být rovněž využívána pro různé účely, jako jsou závlahy, zdroj pitné vody a další.

U říčních toků, které mají přírodní charakter koryta v tom smyslu, že jejich dno není zpevněno a není tedy zabráněno infiltraci vody, lze uvažovat retenci vody na povrchu, v půdní vrstvě, ale také retenci vody v podzemních vodách. Na povrchu je voda zadržována jednak v toku samotném, ale také v tůňích, které jsou k toku přidruženy. K infiltraci z říčního toku dochází díky tomu, že její dno je obvykle tvořeno spíše štěrkovitým podkladem a jemnozrný materiál, který by vodu zadržoval, je odplavován. Voda se tedy po zasáknutí do půdy může dostat až k hladině podzemních vod (Just et. al., 2003; Štěpánková et. al. 2017; Dzuráková et. al. 2018). Zároveň tato opatření umožňují zpomalit odtok srážkové vody z povodí. Just et. al. (2003, 2005) a Schober et. al. (2020) poukazují také na protipovodňové funkce přírodě blízkých opatření jako jsou zpomalení povodňových vln či přirozený rozliv vody. Dzuráková et. al. (2017) ve spojitosti s říčními toky a nivami uvádí také jako cíle jejich realizace tvorbu refungíí pro vodní organismy a také samočisticí účinky toků.

2.3 Hydrologická bilance a faktory, které ji ovlivňují

Krajina jakožto rozsáhlý celek se skládá z dílčích částí. Tyto části krajiny mohou mít jednak přírodní charakter, nebo kulturní charakter. Jiné podmínky panují v lesích, na loukách či na polích. Hydrologické podmínky v krajině a míra retence vody v ní, jsou ovlivněny následujícími faktory:

srážky, relativní vlhkost vzduchu, teplota vzduchu, rychlost proudění vzduchu, délka slunečního svitu během dne a jeho intenzita, teplota povrchu, vegetační pokryv, geologické podmínky či místní topografie povrchu. Tyto faktory společně ovlivňují vodní bilanci a více či méně i retenci vody v krajině.

Abych se mohla zabývat faktory, které ovlivňují zadržování vody v krajině, je nutné znát hydrologickou bilanci zkoumané oblasti. V hydrologii se obvykle vodní bilance určuje pro povodí nějaké řeky. K určení vodní bilance povodí slouží takzvaná bilanční rovnice (1) (Slepička et. al. 1989).

$$S = O + I + ET \pm R \quad (1)$$

Kde S značí celkové atmosférické srážky ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$), O značí celkový říční odtok z povodí ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$, nebo $\text{l} \times \text{den}^{-1}$), infiltrace vody z povrchu území je značena I ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$) a evapotranspirace je značena ET ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$). Posledním členem vzorce je R , které značí změnu zásob v povodí za jednotku času ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$) (Slepička et. al., 1989).

Účelem této rovnice je porovnat příspěvky a ztráty vody na určitou plochu za jednotku času. Po úpravě můžeme vypočítat jednotlivé bilanční prvky (viz rovnice 2). Bilanční rovnice je jednou ze základních rovnic využívaných v hydrologii a z toho důvodu byla zpracována mnoha autory.

Podle toho jaké výsledky mi rovnice poskytne, si mohu udělat poměrně dobrou představu o hydrologickém režimu v dané oblasti (povodí). Například pokud srážky, tedy příspěvky do vodní bilance převažují nad ztrátami, je pravděpodobné, že voda byla zadržena na povrchu, infiltrovala do podloží, nebo se vypařila. Naopak pokud nastane případ, že odtok z povodí, společně s výparem a infiltrací převyšuje srážky, možným vysvětlením je, že voda přitéká do oblasti povrchovým tokem, nebo vyvěrá z podzemních zásob. Poslední možností je, že se ztráty a příspěvky do vodní bilance rovnají, tedy veškerá voda, která vyvěrá a která padá na oblast ve formě atmosférických srážek, odteče, infiltruje se, nebo se vypaří. Samozřejmě všechny tyto děje probíhají současně a zároveň v různé intenzitě v závislosti na faktorech, které ovlivňují míru retence vody v krajině.

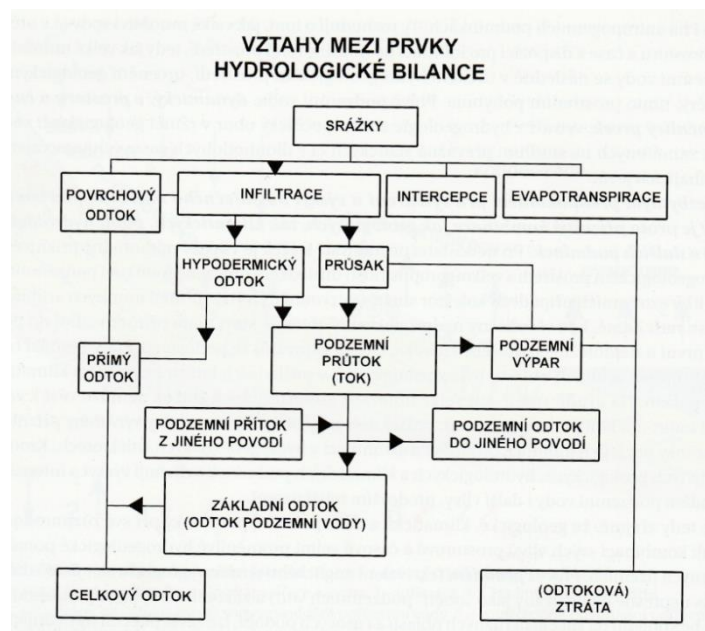
Pro lepší pochopení provázanosti prvků hydrologické bilance a jejich vzájemných interakcí slouží níže uvedené grafické zobrazení těchto vztahů (Obr. 1.).

2.3.1 Počasí

Počasí je jedním z nejzásadnějších činitelů ovlivňujících hydrologické podmínky jakékoliv oblasti. Pro hydrologii jsou zajímavými ukazateli intenzita srážek, frekvence srážek a také jejich plošný rozsah. Pokud vezmeme v potaz všechny tyto ukazatele, dostaneme obvykle jasnou představu o příspěvcích do vodní bilance povodí. Další faktory ovlivňující vodní bilanci jmenované v úvodu této kapitoly souvisí spíše s výparem, tedy navrácení vody do atmosféry a tedy i do oběhu vody na Zemi (Kopáček a Bednář, 2005; Roth, 2000). Počasí je samo o sobě komplexní téma a pro účely této práce jsou podstatné zejména srážky a evapotranspirace, z nichž evapotranspiraci je věnována samostatná podkapitola (2.3.2.).

Srážky, tedy kondenzované vodní kapky vypadávající z atmosféry, lze měřit přímo a to pomocí srážkoměru. Mezi srážky patří i sníh, kroupy, ale také usazené srážky jako je rosa, námraza a ledovka

(Roth, 2000; Kopáček a Bednář, 2005). Těmito typy srážek se v této práci dále nebudu zabývat, protože jejich hodnoty nebyly v dostupných datech uváděny jednotlivě, ale pouze souhrnně jako srážky.



Obr. 1. Vztahy mezi jednotlivými prvky hydrologické bilance. Převzato z Krásného et. al. 2012 (str. 74)

2.3.2 Evapotranspirace a vegetační pokryv

K výparu dochází jednak z volné vodní hladiny, z půdy, nebo také z těl organismů. Výpar z volné hladiny a z půdy je v této práci označován jako evaporace a výpar z těl rostlin je zde označován jako transpirace. Pro transpiraci je zásadní výpar z listů rostlin. Souhrn evaporace a transpirace označujeme jako evapotranspiraci (Kopáček a Bednář, 2005). Schopnost atmosféry přijmout vodní páru významně roste s teplotou vzduchu, přičemž dalším faktorem je i relativní vlhkost vzduchu (Roth, 2000). Mezní teplotou pro udržení vody v plynném skupenství je teplota rosného bodu, po jehož dosažení voda kondenzuje a vypadává z atmosféry ve formě srážek (Kopáček a Bednář, 2005).

Vliv slunečního záření a jeho intenzity je úzce spojen s teplotou a jejím vlivem na výpar. Při větším oslunění stoupá teplota. Zemský povrch se prohřívá a roste tedy i schopnost vody přecházet do plynného skupenství a přecházet do atmosféry. Rychlost celého procesu vypařování dle Kopáčka a Bednáře (2005) závisí na teplotě, zakřivení povrchu, z kterého se vody vypařuje, ale i na povrchu samotném. Velký vliv na míru evapotranspirace má také albedo, neboli schopnost povrchu odrážet sluneční záření. Čím vyšší je albedo, čili odrazivost, tím více záření je odraženo a povrch se méně ohřívá. Typickým příkladem je sníh, který má vysoké albedo. Kopáček a Bednář (2005) upozorňují, že albedo vody může být značně proměnlivé v závislosti na úhlu dopadajícího slunečního záření. Může se pohybovat v rozmezí 5–40 % v závislosti právě na úhlu dopadu světla, ale také na vlnění vodní hladiny. Jiné podmínky platí pro výpar z těl rostlin, pro výpar z vodní plochy i pro výpar z půdy.

Dalším faktorem ovlivňujícím míru evapotranspirace je vzdušné proudění, tedy vítr. Při vyšších rychlostech větru voda poměrně snadno přechází do atmosféry (Roth, 2000; Kopáček a Bednář, 2005).

Je také nutno vzít v úvahu, že velikost výparu kolísá během roku. V teplejších měsících je vyšší než v chladných měsících. Ke kolísání velikosti výparu dochází také během střídání dne a noci (Kopáček, Bednář, 2005).

Evapotranspiraci rozlišuji na potenciální a skutečnou. Potenciální evapotranspirace udává množství vody, které by se na daném území vypařilo (obvykle se počítá pro povodí), kdyby byl přísun vody neomezený. Skutečná evapotranspirace udává reálné množství vypařené vody na definovaném území. Potenciální evapotranspiraci můžeme vypočítat na základě vzorce vodní bilance povodí (2).

$$ET = S + U \pm I - O \pm R \quad (2)$$

V tomto vzorci ET značí evapotranspiraci ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$), S udává hodnotu celkových srážek ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$). Dále U udává povrchový přítok do povodí ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$, nebo $\text{l} \times \text{den}^{-1}$). Podzemní odtok z povodí (infiltrace) je značen I ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$). Písmenem O je značen povrchový odtok z povodí ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$, nebo $\text{l} \times \text{den}^{-1}$) a posledním členem vzorce je R, které udává změnu množství vody v povodí ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$, nebo $\text{l} \times \text{den}^{-1}$) (Bowen, 1986, Slepíčka et. al., 1989).

S evapotranspirací souvisí vliv vegetace na retenci vody v povodí. Vegetace má vliv na míru výparu. Výpar z rostlin samotných, jak již bylo zmíněno, se nazývá transpirace a společně s výparem z půdy a vodních ploch, evaporací tvoří evapotranspiraci. Hřebejková (2018) poukazuje na souvislost spotřeby vody rostlinou s několika hlavními faktory jako délkou a umístěním kořenů, délkou vegetační sezóny daného druhu rostliny a plochou, ze které je voda vypařována a v neposlední řadě také s množstvím průduchů v listech rostliny. Délka a umístění kořenů má zásadní vliv například u rostlin přibřežní zóny, pokud jejich kořenový systém dosáhne hladiny podzemní vody, přístup rostliny k vodě se stává téměř neomezeným. Vliv má i délka vegetační sezóny, kdy rostliny odebírají zvýšené množství vody v různých fázích růstu. Díky větší ploše listů má rostlina větší nároky na vodu, díky zvýšené evapotranspiraci a tudíž je vyšší i odběr vody z půdní vrstvy (Gross et. al. 2008).

Míra výparu vody z vegetace má pak vliv i na půdní vlhkost, jelikož je z rostlin vypařována voda, kterou získávají zejména kořenovým systémem z půdy. Hřebejková (2018) zdůrazňuje, že velký vliv na schopnost rostlin čerpat vodu z půdy má půdní typ a ve své práci došla k závěru, že faktor půdního typu je dokonce zásadnější než druh vegetačního pokryvu. Ve studii prováděné v prostředí alpských luk došli Gross et al. (2008) k závěru, že výrazný vliv má výška travního porostu. U nízkého či koseného porostu naměřili vyšší půdní vlhkost než u vzrostlejších travních porostů. Tento trend pak Gross et. al. (2008) vysvětlují právě zvýšenou evapotranspirací u vzrostlejších travních porostů. Z těchto studií plyne, že faktory ovlivňující výpar vody z půdní vrstvy jsou jednak půdní typ, ale také druh a výška vegetačního pokryvu.

Stanovit, zda k větší retenci vody dochází na loukách či v lesích, komplikuje vysoká přirozená vlhkost vzduchu v lese. V posouzení míry vlivu vegetace na evaporaci potažmo na retenci vody v půdě ovlivňuje velké množství faktorů. Čtenáře odkazuji k práci Hřebejkové (2018), která se touto problematikou zabývá podrobněji.

2.3.3 Infiltrace

Pojem infiltrace, který bude nadále využíván v této práci, je Krásným et. al. (2012) definován jako sestupný pohyb vody postupující od povrchu až po hladinu podzemních vod. K infiltraci dochází přirozeně poté, co srážky dopadnou na povrch půdy, ale také z tajícího sněhu, nebo přímo dnem nádrží a říčních toků (Krásný et. al., 2012). Infiltraci lze rozdělit na potenciální a skutečnou. Pojem potenciální infiltrace vyjadřuje hypotetické množství vody, které může být infiltrováno do podloží. Skutečná infiltrace pak odráží skutečnou situaci, tedy množství vody, které je reálně infiltrováno. Krásný et. al. (2012) uvádí ještě další dělení infiltrace, a to na přímou a nepřímou infiltraci. V tomto dělení je kladen důraz na zdroj zasakované vody. Při přímé infiltraci dochází k zasakování srážkové vody a to nejen dešťové, ale i vody z odtávajícího sněhu. Za nepřímou infiltraci pak Krásný et. al. (2012) považují však z těles povrchových vod, tedy řek, nádrží, rybníků jezer apod. Přímá a nepřímá infiltrace dohromady tvoří celkovou infiltraci.

Infiltrací jsou doplňovány zdroje podzemní vody. Samotná velikost a rychlost infiltrace závisí na několika faktorech. Jedním z faktorů je reliéf zemského povrchu, což v přímém důsledku znamená, že například na příliš prudkém svahu se infiltuje minimum vody, většina jí steče po svahu. Dále je infiltrace ovlivňována charakterem půdy a nenasycené půdní zóny, tedy části půdního profilu, která neobsahuje trvale vodu. Vliv na infiltraci má také vegetace (Hřebejková, 2018). Velikost infiltrace ovlivňuje délka kořenového systému, ale i výška porostu a nepřímo také plocha listů (Gross et. al. 2008). Důležitý je také charakter srážek, tedy jejich intenzita a délka trvání. Vliv může mít i antropogenní činnost, jako například úpravy půd, zemědělská činnost, ztužování půd a podobně (Krásný et. al., 2012, Smith et. al., 2002). Dle Podrázského a Remeše (2005) má druh lesního porostu vliv na okamžitou infiltraci do půdy. Největší okamžitý retenční potenciál mají jehličnany a to až 29,8 mm, pro holou, vegetací neporostlou půdu je to pouze 6,6 mm vodního sloupce.

Geologické a pedologické faktory mají zásadní vliv na infiltraci vody do půdy a do zvodněných systémů. Rychlost infiltrace je ovlivněna pórovitostí půdy a horniny, která leží pod ní. Pórovitost chápeme jako objem volného prostoru (puklin a pórů) v hornině. Obvykle se vyjadřuje v procentech k celkovému objemu horniny, nebo jako desetinný zlomek. Rozlišujeme dva typy pórovitosti a to pórovitost průlinovou a pórovitost puklinovou (Krásný et. al., 2012). Průlinová pórovitost je obvyklá u málo zpevněných hornin, například u sedimentů, naopak puklinová pórovitost je typická pro zpevněné horniny, jako jsou například vyvěřelé a metamorfované horniny. Zároveň se může vyskytovat kombinace obou výše zmíněných typů, takzvaná pórovitost dvojná. Ta se může vyskytovat u zpevněných pískovců a slepenců. Důležitým geologickým faktorem je také vliv zlomových poruch. Podzemní voda se podél zlomů a puklin snáze pohybuje, což je patrné především v tvrdých horninách. Zároveň mohou pukliny usnadňovat a urychlovat infiltraci vod do podzemních zvodněných systémů.

Metod pro stanovení infiltrace je několik, lze je volně rozdělit na přímé, bilanční, analytické a numerické, stopovací a empirické (Krásný et. al., 2012). Přímé metody jsou založeny na měření v terénu. K přesnému měření vodní bilance v půdě včetně infiltrace se používá lysimetr, vlastní infiltrace se obvykle měří dvojitým infiltračním válcem nebo jeho alternativami. Dále bilanční metody, které stanovují infiltraci na základě bilanční rovnice (1, 2), za předpokladu že všechny ostatní členy rovnice jsou známé. Další možností stanovení infiltrace jsou analytické a numerické metody. Výpočty a rovnice často vycházejí z Darcyho zákona (Smith et. al., 2002). Tyto metody jsou obvykle poměrně náročné na vstupní data a náročné na výpočet. Obvykle je nutné stanovovat zvlášť proudění vody v nenasycené a saurované zóně, více viz Smith et. al. (2002). Stopovací metody jsou založeny na principu aplikace stopovacího činidla do půdy a následné analýze. Při aplikaci chemických stopovačů lze následně vytežit vzorek půdy a ten podrobit chemické analýze. Tato metoda je vhodná i pro sledování přirozených preferenčních cest vody v půdě, kdy je činidlo zároveň obarveno a po

odkrytí profilu, kde bylo aplikováno lze sledovat zmíněné preferenční cesty infiltrované kapaliny. V neposlední řadě lze využít empirické metody. Tyto metody obvykle vychází z bilanční rovnice a využívají vzájemného vztahu infiltrace s dalšími proměnnými, jako například srážky (Krásný et. al. 2012; Penman, 1948; Allen et al, 1998).

3 RETENČNÍ OPATŘENÍ

Retenční opatření jsou opatření s cílem zadržet vodu v krajině. Tohoto cíle lze osáhnout pomocí technických opatření, nebo přírodě blízkých opatření. U obou jmenovaných skupin opatření je primárním cílem zadržet vodu, ovšem může se lišit prostředí, ve kterém je voda zadržována.

V této kapitole se blíže zaměřuji na vodní nádrže a přírodě blízká opatření s charakterem vodního toku. U jednotlivých opatření se věnuji jejich účinkům při extrémních klimatických eventech konkrétně při povodních a během sucha. Tato kapitola rovněž obsahuje teoretické možnosti výpočtu

3.1 Vodní nádrže

Přehradní nádrž je podle Kratochvila (1961) definována jako uměle vytvořený prostor vzniklý přehrazením vodního toku. Přehrazením toku řeky dochází ke vzduť vodní hladiny oproti původnímu stavu. Jako rozdíl oproti přírodním jezerům, autor uvádí, velké množství zadržené vody v přehradní nádrži. V této práci chápu vodní nádrž v obdobně, nekladu důraz na velké množství zadržené vody a za hlavní ukazatel, který odlišuje vodní nádrž od jezera je považuji přímý antropogenní zásah technického charakteru. V této práci se zabývám pouze problematikou povrchových vodních nádrží, nikoli podzemními nádržemi. Také se zde blíže nezabývám suchými poldry ve smyslu nádrží a to zejména z důvodu omezení rozsahu tématu práce, ale také z důvodu, že za běžných podmínek se v nich voda neakumuluje a jejich význam je spojen zejména s protipovodňovou ochranou. Mým cílem bylo porovnávat opatření, která slouží jako protipovodňová opatření a současně i jako opatření proti suchu.

Prostor nádrže je vertikálně dán hloubkou od hladiny po dno a horizontálně vymezen břehy. Nádrž je vymezena od tělesa hráze po místo v profilu řeky přitékající do nádrže, kde hydraulické vzduť protíná vzduťou hladinu v řece (Kratochvil, 1961).

Vzduť vodní hladiny je závislé na morfologii reliéfu. Například nachází-li se přehrada v hlubokém a úzkém údolí, nebo v poměrně širokém údolí říční nivy. Budu-li uvažovat stejný objem vody v obou případech, nádrž v hlubokém údolí bude mít menší plochu vodní hladiny, ale bude hlubší než nádrž v širokém údolí. Vzduť je patrné i proti proudu řeky, ovšem vzdálenost, do které vzduť dosahuje je určeno velikostí přehrady, ale vliv má i sklon toku řeky vtékající do přehrady. Hloubka nádrže je podstatná zejména ve vztahu k výparu z volné vodní hladiny (Allen et. al., 1998; Votruba a Broža, 1966).

Umělé vodní nádrže se obvykle staví jako multifunkční stavby.(Votruba a Broža, 1966; Kratochvil 1961). Mohou plnit mnohé funkce, například produkční ve smyslu chovu ryb, rekreační, energetické, protipožární, vodárenské a mnohé další. Já se zde zabývám dvěma funkcemi a to protipovodňovou a jejich funkcí potlačující projevy sucha.

3.2 Funkce vodních nádrží při povodních

Problematika povodní v České republice získala větší pozornost jak ze strany odborníků, tak ze strany široké veřejnosti zejména po povodňových událostech v červenci 1997, v srpnu 2002 a v květnu a červnu 2013, které postihly střední Evropu. Povodeň lze definovat jako výrazný dočasný vzestup hladiny toku, zapříčiněný náhlým zvýšením průtoku (Sobíšek, 1993). Jelikož se již ze smyslu definice jedná o poměrně náhlý jev, je nutné se na něj připravit předem a učinit preventivní opatření. Mezi preventivní opatření protipovodňové ochrany se řadí i vodní nádrže.

Nádrže jakožto protipovodňová opatření mají za cíl zachytit, nebo alespoň zpomalit povodňovou vlnu. Zároveň mohou zachytit určitý objem vody při povodních (Votruba a Broža, 1966). To jaký objem vody je nádrž schopná zachytit závisí na jejím retenčním objemu. Pokud se jedná o nádrž s ovladatelnou výpustí, je možnost podle meteorologické předpovědi manipulovat s objemem nádrže. Tedy upouštět vodu před hrozcí povodní a naopak zadržovat vodu při hrozcím suchu. Manipulace s objemem přehrad na Vltavské kaskádě bylo využito například při povodňových událostech v roce 2002. Ovšem i umělé nádrže bez ovladatelné výpusti bývají navrženy tak, aby byly schopny pojmout určitý objem vody v případě povodní (Kratochvíl, 1961).

3.3 Funkce vodních nádrží v období sucha

V současné době je diskutovaným tématem sucho. Toto téma se stalo v České republice významným nejen na poli vědeckém, ale i politickém. Výrazné suché období probíhá od roku 2015 ve větší či menší míře v podstatě do současnosti (rok 2020). V období 2015 – 2019 podle zprávy o stavu a vývoji sucha v Česku (Crhanová et. al., 2020) došlo k výraznému poklesu hladiny podzemních vod až na mimořádně podnormální k dubnu 2020. Zároveň byl pozorován nárůst počtu mělkých vrtů, kde výrazně poklesla hladina. Za výjimku se dají považovat roky 2016 a 2017, kdy hodnoty srážkových úhrnů dosahovaly průměrných, nebo téměř průměrných hodnot a nikoli podnormálních (Crhanová et. al., 2020). Deštivé léto roku 2020 s povodňovými událostmi, přineslo částečnou úlevu od tohoto sucha, nikoli však zřejmě dlouhodobou.

Sucho lze chápat několika způsoby. Sobíšek et. al. (1993) vymezuje a definuje sucho hydrologické, sucho meteorologické a sucho zemědělské (agronomické). Sucho meteorologické nastává při snížení množství a intenzity spadlých srážek a to kapalných i tuhých. Meteorologické sucho má zároveň v klimatických podmínkách České republiky přímý vliv na sucho hydrologické i půdní. Hydrologické sucho se týká povrchových toků, respektive jejich průtoků a nastává ve chvíli, kdy je průtok nízký po určitou dobu (v řádu týdnů, měsíců či roků). Sobíšek et. al. (1993) dále definují sucho zemědělské neboli agronomické a to jako stav nedostatku vody v půdě dostupné pro rostliny a plodiny, za přičinění meteorologického sucha a dalších vlivů spojených s vlastnostmi půdy a s úrovní zemědělské techniky, která je v daném místě sucha používána. Pro účely této práce uvažují pojem půdní sucho jako výše zmíněné zemědělské sucho ovšem bez vlivu zemědělské techniky, tedy jako sucho v půdě vzniklé meteorologickým suchem a ovlivněné vlastnostmi půdy.

Opatření, která lze použít v boji se suchem, je podobně jako těch protipovodňových, více a řadí se mezi ně i zřizování retenčních nádrží (Přenosiřová, 1994, Thomas et. al., 2011). Vodní nádrže, malé i velké, umožňují nadlepřování průtoků v řekách a také zasakování vody do půdy a doplňování podzemních vod (Thomas et. al., 2011).

Thomas et. al. (2011) upozorňují na nutnost určit ideální velikost plánované nádrže podle lokálních geografických, geomorfologických a klimatických podmínek. Jsou proto flexibilnější variantou než velké vodní nádrže.

3.4 Hodnocení hydrologické bilance vodních nádrží

Jedním z cílů této práce je i hodnocení hydrologické bilance vodních nádrží. Při hodnocení vodní bilance je nutno brát v úvahu mnoho proměnných a je nutné ji stanovovat pro každou lokalitu zvlášť, neboť i podmínky jsou v každé lokalitě odlišné. Faktory, které je nutné vzít v úvahu při hodnocení hydrologické bilance vodních nádrží, jsou následující: poměr přítoku a odtoku z nádrže, plocha a objem zadržované vody, výpar z vodní hladiny a vsak do podloží.

Pro zhodnocení hydrologické bilance nádrže je nutné určit poměr zdrojů a ztrát čímž získáme množství zadržené vody v nádrži. Přítok a odtok jsou základními ukazateli vodní bilance nádrže (Votruba, Broža, 1966). Ovšem použití pouze rozdílu přítoku a odtoku je příliš triviální a nepopisuje dostatečně bilanční pochody v nádrži. Upraveným vzorcem vodní bilance (viz. kapitola 2.3. vzorec (1)) lze zjednodušeně vyčíslit hydrologickou bilanci vodní nádrže. Tento vztah je názorně popsán vzorcem (3).

$$R = (U + S + P) - (O + I + H \pm A) \quad (3)$$

Retenci vody v nádrži R , získám sečtením všech zdrojů, tedy povrchového přítoku U ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$), srážek S ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$), dotace nádrže podzemní vodou P ($\text{l} \times \text{km}^{-2} \times \text{den}^{-1}$). Od zdrojů následně odečtu ztráty v druhé závorce (3), tedy odtok z nádrže O ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$), infiltrace vody do podloží nádrže I ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$), výpar z volné vodní hladiny H ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$) a případné ztráty antropogenním odběrem vody A ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$).

K měření povrchového přítoku neboli průtoku (Q) lze využít více metod, jako příklad zde uvádím vzorec pro výpočet objemového průtoku (4) (Švihálek, 2011).

$$Q = \frac{V}{t} \quad (4)$$

Kde Q je povrchový přítok ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$, nebo $\text{l} \times \text{den}^{-1}$) a V objem vody (m^3 , nebo l), který proteče přes profil vodního toku za jednotku času t (s). Další metody jsou založeny na měření rychlosti proudění vody a zjištění plochy průtočného profilu. K stanovení rychlosti proudění lze využít například chemické směšovací metody. Při této metodě je do vodního toku aplikován roztok (stopovač), nejčastěji soli, o známé koncentraci. Voda se s roztokem soli smísí a dále po směru toku od místa aplikace je pomocí konduktometru měřena konduktivita a to až do chvíle kdy je zjištěna stejná koncentrace jako před aplikací stopovače. Jinou možností je využití měrného přelivu, kde přes přesně geometricky definovaný otvor protéká voda a měřena výška vrstvy protékající přelivem. V neposlední řadě lze k určení rychlosti proudění vody a následně tedy i k určení průtoku využít hydrometrickou

vertuli. Pomocí této vrtule lze změřit rychlost proudění ve více profilech a hloubkách a na základně výsledků poté stanovit průtok. Všechny výše uvedené metody jsou podrobně rozebírány v Švihálek (2011).

V české republice zajišťuje měření říčních průtoků například Český hydrometeorologický ústav spadající pod Ministerstvo životního prostředí. Pro lepší vyhodnocení hydrologické situace na daném místě je ideální pozorovat naměřené hodnoty průtoků po několik let. Pro získání komplexních informací je třeba sledovat i průtoky menších vodních zdrojů, které dotují nádrže. Jejich sledováním se Český hydrometeorologický úřad nezabývá a proto je pro posuzování situace vhodné zajistit měření i na těchto malých potocích, tak aby byl pokryt veškerý přítok do nádrže. K samotnému měření lze použít průtokoměr (Pelikán et. al., 1988). Pro určení průtoků v drobných tocích lze využít některé z výše uvedených metod, například měrný přeliv, či hydrometrickou vrtuli. V krajních případech lze průtok pouze odhadnout.

Atmosférické srážky jakožto další zdroj vody v hydrologické bilanci nádrže by měly být měřeny v zájmovém území, pro které chceme vodní bilanci počítat. Pro přesné výsledky konkrétního místa je vhodné využít meteorologickou stanici v místě nebo co možná nejbližší, protože na větší vzdálenosti se může hodnota spadlých srážek značně lišit (Bowen 1986; Kopáček a Bednář, 2005).

Při výpočtu bilance je také třeba zohlednit případnou dotaci nádrže podzemní vodou a zjistit výšku hladiny podzemní vody. V určitých případech, když je nádrž zbudována v oblasti s vysokou hladinou podzemní vody, může dojít k dotování nádrže podzemní vodou. Případný přítok podzemní vody z jiného povodí je taktéž nutno zohlednit, jelikož směry proudění povrchové vody se nemusí nutně shodovat se směry proudění podzemních vod. Vydátost přírodních zdrojů podzemních vod je znázorněna v mapě na obr. 5. v kapitole 4.1. Konkrétní situace modelového území je pak znázorněna na Obr. 4. v kapitole 4.1. Taková to situace, tedy dotování vodní nádrže podzemní vodou, je poměrně specifická a mohlo by k ní dojít v případě zbudování nádrže v pramenné oblasti, či v oblasti s napjatou zvodní.

Odtok z nádrže, tedy ztráty ve výpočtu vodní bilance lze měřit opět stejně jako přítok do nádrže, tedy měřením průtoků. Přítok i odtok z nádrže jsou důležitými články výpočtu a je tedy žádoucí, pro správnost bilancování, zjistit jejich hodnoty co nejpřesněji.

Výpar je také velice důležitou součástí výpočtu vodní bilance nádrže. Pro orientační výpočet celkového výparu, lze použít vzorec pro výpočet evapotranspirace (2), který je popsán v kapitole 2.3.2. K jeho přesnějšímu výpočtu, je potřeba mít dlouhodobá meteorologická měření (Beran et. al. 2019). Podle Šuhájkové et. al. (2019) jsou hlavními ukazateli pro výpočet výparu z volné hladiny globální sluneční radiace, teplota hladiny vody (používáme-li plovoucí výparoměr, uvažujeme teplotu hladiny ve výparoměru), relativní vlhkost vzduchu, teplota vzduchu a rychlost větru. Pro větší přesnost je vhodné porovnávat data z dlouhodobých měření.

Autoři Votruba a Broža (1966) zmiňují, že s rostoucí plochou nádrže a s její rostoucí hloubkou se výpar z volné vodní hladiny snižuje.

Pro výpočet výparu jsem využila Penman-Monteitovu rovnici (5), která je upravenou verzí Penmanovy rovnice (Penman, 1948). Tato rovnice poskytuje jako výsledek referenční potenciální evapotranspiraci ET_0 v jednotkách ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$) a byla upravena FAO (Food and Agriculture organization of the United Nations) (Allen et. al. 1998; Machů, 2014; Zotarelli et. al. 2010).

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (5)$$

Kde Δ je sklon křivky napětí vodních par při dané teplotě vzduchu ($\text{kPa} \times ^\circ\text{C}^{-1}$). Dále pak γ je psychrometrická konstanta ($\text{kPa} \times ^\circ\text{C}^{-1}$), R_n je radiační bilance ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$), G vyjadřuje tok tepla do půdy ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$), T je teplota vzduchu ($^\circ\text{C}$), u_2 značí rychlost větru ve výšce 2 metrů nad zemí ($\text{m} \times \text{s}^{-1}$), člen $(e_s - e_a)$ značí deficit tlaku nasycených par (kPa).

Pro získání evapotranspirace hodnotu ET_o vynásobím příslušným koeficientem pro výpar z vodní hladiny. Postup výpočtu je podrobněji popsán v kapitole 5.2.

Další možností je rovnici výparu upravit konkrétnímu místu, jako učinili Beran et. al. (2019), kteří pro výpočet výparu na výparoměrné stanici Hlasivo, vytvořili vzorec na základě místních podmínek. Způsob stanovení vzorce je uveden podrobněji v práci Šuhájkové et. al. (2019).

Mezi ztráty taktéž počítám průsak do podloží vodní nádrže neboli infiltraci. K průsaku dochází po celém omočeném obvodu nádrže (Votruba, Broža, 1966). Míra průsaku silně závisí na podloží nádrže a to na hydrogeologických podmínkách podložního materiálu (Benetin et. al., 1979). Důležitá je také výška hladiny podzemní vody. Votruba a Broža (1966) zároveň zmiňují, že u vodních nádrží dochází k infiltraci v nerovnoměrné míře. Infiltrace je zvýšená prvních několik let po zbudování nádrže a postupem času množství infiltrované vody poklesne. Je to dáno zejména usazováním jemnozrnného kalu na dně nádrží, takzvaných plavenin či jemných splavenin (Kratochvil, 1961).

Jako poslední položku, kterou počítám mezi ztráty vody z nádrže, uvádím antropogenní odběry. Mezi tyto odběry počítám využití vody pro výrobu elektrické energie, odběr vody pro účely zavlažování, odběr vody jakožto zdroj pitné vody a další využití v průmyslu či zemědělství.

3.5 Přírodě blízká retenční opatření

Jedná se o opatření, která jsou sice prováděna technickým způsobem, ovšem jejich výsledek je v řádu několika let ve více aspektech podobný přirozenému stavu (Just et. al., 2005). Obecně lze říci, že u těchto opatření, více než u technických úprav jako takových, je kladen důraz na komplexnost řešení. Takovéto opatření by podle Justa et. al. (2003) a Vrány et. al. (2004), mělo mít kladný vliv nejen z vodohospodářského hlediska, ale také by mělo zvýšit ekologickou hodnotu upravovaného území, dále pak podpořit zvýšení biodiverzity a v neposlední řadě zvýšit estetickou kvalitu území.

Uvedla jsem, že se jedná o opatření provedená technickým způsobem. Podobného, mnohdy ještě hodnotnějšího výsledku lze docílit i přirozenou sukcesí (renaturované toky), nebo jen s minimálními zásahy člověka, ovšem těmito přirozenými procesy se zde nebudu hlouběji zabývat, protože se neshodují s cíli práce.

Konkrétním opatřením, které v této práci považuji za přírodě blízké opatření, je revitalizace toků, které byly v dřívějších dobách narovnané. Revitalizací je myšleno umělé vytvoření říčních záhybů a meandrů a také úprava dna do přirozeného stavu v případech kdy bylo dno vybetonováno, vydlážděno či jinak povrchově upraveno. Výsledkem je větší členitost toku, než před zásahem (Just et. al., 2003; Just et. al., 2005; Štěpánková et. al., 2018). Také sem řadím opatření, kdy je z koryta řeky odstraňováno umělé zpevnění břehů či zatrubnění toku v místech, kde je to možné. Tato opatření se týkají zejména říčních niv a řek tekoucích v širokých údolích či v rovinnatém terénu, neboť u vodních toků v kaňonech a úzkých údolích není možné takovéto úpravy terénu provádět (Vrána et. al., 2004).

Primárně jsou však k takovýmto opatřením, při kterých jsou nutné rozsáhlejší úpravy terénu vhodné řeky, které byly dříve narovnány lidmi a nenacházejí se v obydlené oblasti (Just et. al., 2003; Vrána et. al., 2004). Dalším faktorem je i vodnost toku. V případech kdy řeka během suchých období pravidelně vysychá, není tento typ opatření vhodný.

3.6 Funkce přírodě blízkých opatření během povodní

Revitalizované vodní toky mohou sloužit nejen ekologickým účelům, ale také vodohospodářským účelům a to jako protipovodňová opatření. Říční nivy mají totiž schopnost díky členitosti svého toku do jisté míry zpomalit povodňovou vlnu (Just et. al., 2003; Schober et. al., 2020).

Jedním z cílů přírodě blízkých opatření je snížení rychlosti toku během povodní. Tohoto efektu je docíleno záhyby řeky, ale také drsností dna. V řece, na jejímž dně se nacházejí valouny, balvany či dokonce velké balvany, musí voda překážky obtékat, což rychlost toku zpomaluje ovšem zejména za nízkých vodních stavů (Mattas, 2014). Tento zpomalující účinek mají spíše velké balvany, drobnější materiál je při povodňových průtocích odnášen dál po proudu řeky. K drsnosti koryta řeky přispívá také vegetace, případně i kmeny a větve stromů ve vodě, které ovšem také mohou být při povodni unášeny po proudu řeky a napáchat škody. S ohledem na přítomnost vodních rostlin se také může drsnost koryta sezónně měnit. Mattas (2014) také zdůrazňuje, že drsnost koryta toku není ve všech místech stejná. Ovšem kromě zpomalení způsobují balvany a valouny v říčním toku také turbulentní proudění, což může být během povodňové události nežádoucí. Schober et. al. (2020), k této problematice dodává, že drsnost dna řeky je do značné míry ovlivňována lidskou činností, stavbou mostních pilířů, splavů a dalších staveb v řece a také způsobem využití půdy v okolí toku. Just et. al. (2005) doplňuje, že na drsnost toku má vliv i stavba hrází a dalších staveb bránících přirozenému splaveninovému režimu. Směrem po toku řeky drsnost dna výrazně klesá za tělesem hráze. Hlavní zpomalující účinek je přikládán záhybům řeky, překážky v korytě mají také zpomalující účinky, ovšem jsou-li unášeny dál po proudu, mohou způsobit další problémy.

Schober et. al. (2020) studovali z historických dat vývoj pěti rakouských řek a získané informace následně využili při hydrodynamické numerické modelování. Kvůli změnám využití pozemků, které byly dříve využívány jako louky a pole a nyní jsou využity například k průmyslovým účelům nebo liniovým dopravním stavbám, došlo podle Schobera et. al. (2020) k výrazným změnám odnosu materiálu z těchto ploch. Tím pádem došlo i k nežádoucím změnám drsnosti koryta řek. Tímto fenoménem bylo ovlivněno všech pět rakouských řek, které Schober a jeho kolektiv zkoumali.

Zpomalení povodňové vlny je podle Justa et. al. (2005) zásadní pro snížení škod při povodních i pro ochranu obyvatelstva. Just et. al. (2005) míní, že v určitých místech toku může být zrychlení odtoku vody během povodní, vnímáno pozitivně, například ve městech, kde je v podstatě žádoucí, aby voda co nejrychleji odtekla. Problém nastává níže po toku řeky, kde jsou poté následky povodně ničivější. Podle Justa et. al. (2005) je tedy příznivější, když dojde ke zpomalení, případně retenci vody v místech, která nejsou obydlená a kde jsou ekonomické následky menší. Dalším jevem souvisejícím s povodněmi je rozliv. Povodňový rozliv probíhající v neobydleném prostoru je považován za příznivý efekt (Just et. al., 2005; Just et. al. 2003). Dojde jednak ke zpomalení toku ale i k zadržení vody v říční nivě. Ovšem Schober et. al. (2020) vidí tento účinek jako příznivý pouze v případě velkých povodňových událostí.

Schober et. al. (2020) také zkoumali v rakouských historických záznamech vlivy ztrát zátopových území. Došli k závěru, že ztráta zátopových ploch vedla ke zhoršení hydrologických i hydraulických vlastností povodně. Hydrologické parametry popisují retenční schopnosti záplavových území, a to

pomocí určení změny velikosti povodňové vlny na základě průtoku a také rozprostřením povodňové vlny v čase. Hydraulické parametry popisují schopnost řeky odvádět povodňovou vodu a jsou měřeny pomocí výšky vodní hladiny, rychlosti proudění a smykového napětí, tedy drsnosti povrchu dna.

3.7 Funkce přírodě blízkých opatření v období sucha

S ohledem na současné sucho (Crhanová et. al., 2020) jsou diskutovaným tématem funkce přírodě blízkých opatření ve formě vodních toků v období sucha a jejich účinnost. Jedná se o poměrně složitý systém, kde mezi sebou interaguje povrchová voda, půdní voda, v případech kde je vysoká hladina podzemních vod i podzemní voda a také vegetace.

Dzuráková et. al., (2017); Štěpánková et. al., (2018) a Just et. al. (2003) se shodují, že přírodě blízké úpravy toků mají kladný vliv na akumulaci vody v podzemních vodách niv. Just et. al. (2003) doplňuje, že mají příznivý vliv a vyrovnávání odtokových poměrů v krajině. Zpomalují odtok vody ze srážek. Jedná se také podle něj o vhodné prostředí k zasakování vody do zvodnělého půdního prostředí.

Právě pozvolné zasakování vody, která se akumuluje ve slepých říčních ramenech, případně vody, která se rozlije mimo koryto řeky, vidí autoři (Just et. al. 2003; Dzuráková et. al., 2017; Štěpánková et. al., 2018) jako kladné pro doplňování zásob podzemních vod.

Podle výzkumu, který byl proveden v Německu v povodí řeky Havola (Krause et. al. 2007), převládá vertikální proudění a absorpce vody kořenovým systémem rostlin. Autoři dále tvrdí, že dochází k dotování podzemních vod z říční nivy zejména v podzimních a zimních měsících (listopad až prosinec). V letních měsících a během suchých eventů naopak podzemní vody dotují tok řeky Havoly. Vývěr podzemní vody na povrch, kterým je řeka dotována v tomto konkrétním případě činí za průměrného léta 1% ročního průtoku a v období sucha až 10% (Krause et. al., 2007). Ačkoliv se to může jevit jako malé procento, jedná se o nemalý příspěvek vody do průtoku řeky.

Právě volnou komunikaci mezi povrchovou vodou v říčním korytě a přilehlých tůních s podzemní vodou vidí Krause et. al. (2007) jako zásadní pro nadlepšování průtoků v suchých eventech. V případě zatrubněných či zpevněných koryt řek je tato komunikace velmi obtížná až nemožná. Dotování podzemní vody v obdobích dostatku či nadbytku vody a zároveň dotace toku během suchých období se tak stává velice problematickou.

Krause et. al. (2007) také poukazuje na to, že intenzita i směry infiltrace vody se v čase mění v závislosti na hloubce hladiny podzemní vody, hydraulickým spádem mezi povrchovou vodou a hladinou podzemní vody a samozřejmě na místních hydrogeologických podmínkách. V praxi to znamená, že intenzita vsaku do podzemních vod, ale i intenzita jejího vývěru do říčního toku se liší místně i sezóně. Může být tedy problematické při hodnocení vlivu.

Jak ve své studii ukazují Bruthans et. al. (2020) přírodě blízká opatření s sebou nenesou pouze kladné vlivy. Bruthans et. al. (2020) měřili průtoky několika menších vodních toků ve středních Čechách a zjistily, že v období vysokých teplot došlo k výrazným poklesům průtoků až vyschnutí, některých sledovaných toků. Zároveň výzkumný tým stanovoval evapotranspiraci. Na základě svých výsledků docházejí Bruthans et. al. (2020) k závěru, že v období vysokých teplot kdy měla vegetace vyšší nároky na přísun vody, čerpala vodu z podzemních vod, jelikož kořeny zde dosahovaly hladiny podzemních vod. Docházelo zde k zvýšené evapotranspiraci a vegetace tak negativně ovlivnila průtoky drobných toků v horkých letních dnech. Závěr, že vegetace čerpala vodu z hladiny

podzemních vod je podpořen pozorováním. U vegetace ve větší vzdálenosti a na svazích údolí docházelo v horkých dnech k vadnutí, ovšem u vegetace v okolí říčního toku a v říčních nivách vadnutí pozorováno nebylo. Je-li druhotná evapotranspirace v některých případech tak vysoká že dochází k výrazným poklesům průtoků až vyschnutí toku, jeví se vliv přírodě blízkých opatření spíše negativně, zejména v případech kdy v letních měsících nastávají dny s velmi vysokými teplotami a úhrny srážek jsou malé.

Just et. al. (2003) na rozdíl od jiných autorů také zmiňuje kladný vliv říčních niv, přilehlých mokřadů a tůní na malý vodní oběh.

3.8 Hodnocení hydrologické bilance přírodě blízkých opatření

Hodnocení hydrologické bilance pro přírodě blízká opatření je do jisté míry komplikovanější než hodnocení nádrží. Je třeba vzít v úvahu, co u těchto opatření považujeme za retenci. Tedy jestli se jedná pouze o vodu zadržovanou na povrchu, v místech, kam se voda přirozeně rozlije, zda se jedná o trvale zavodněné či periodicky vysychající tůně, nebo jestli je v tomto případě za retenci považován i vsak do půdy potažmo vsak do podzemních vod. Rozhodnutí mezi těmito alternativami chápání výpočtu závisí na účelu přírodě blízkého opatření. Platné tedy mohou být obě tyto varianty, tedy chápání retence jako zadržení vody na povrchu i pod povrchem. V této práci jsem se u přírodě blízkých opatření zabývala zejména výparem z vegetace.

Pro výpočet hydrologické bilance přírodě blízkého opatření platí vzorec (3) (kap. 3.4) ovšem s malou odchylkou. Tou odchylkou je záměna výparu z volné vodní hladiny za evapotranspiraci jelikož jsou v této práci přírodě blízká retenční opatření hodnocena především na základě výparu. Díky velkému množství vegetace, které předpokládám u takového opatření, je vhodnější využít pro výpočet evapotranspiraci místo evaporace. Tento náhled je uplatněn při výpočtu evapotranspirace pomocí koeficientů pro vegetaci (kap. 4.2). Pro přehlednost je níže uvedena rovnice hydrologické bilance přírodě blízkého opatření (6).

Úloha vegetace, která je na přírodně blízká opatření více vázána než na technická opatření k retenci vody, byla již částečně popsána v kap. 3.7, kde na její roli poukazuje studie Bruthans et. al. (2020). Její důležitost pro hydrologickou bilanci spočívá především ve vyčíslení evapotranspirace. Vlivy vegetace na evapotranspiraci jsou zohledněny v hodnotách již zmíněných koeficientů pro vegetaci (kap. 4.2.).

Rovnice hydrologické bilance pro přírodně blízká opatření (6) vyjadřuje vztahy mezi příspěvky a ztrátami vody do celkové retence vody přírodě blízkými opatřeními.

$$R = (S + U + P + A_n) - (O + ET + I + A_o) \quad (6)$$

Kde R značí rozdíl mezi ztrátami a příspěvky vody, čili značí retenci vody. Mezi příspěvky počítám následující členy rovnice: S značí srážky spadlé na ploše, pro kterou vodní bilanci počítám ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$), U je povrchový přítok ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$), P značí dotaci podzemní vodou ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$) a A_n značí antropogenní příspěvek ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$). Mezi ztráty vody v hydrologické bilanci počítám následující členy rovnice: O, které značí odtok ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$), dále ET je evapotranspirace ($\text{mm} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$), I značí infiltraci vody do podzemí ($\text{mm} \times \text{den}^{-1}$) a A_o značí antropogenní odběr ($\text{m}^3 \times \text{den}^{-1}$).

První člen rovnice (6), srážky představují zdroj vody v hydrologické bilanci. Měření probíhá pomocí srážkoměrů (Kopáček a Bednář, 2005).

Průtok lze stanovit jako množství vody, které proteče řekou za jednotku času. Obvykle se udává v $\text{m}^3 \times \text{s}^{-1}$. Výpočet průtoku podle vzorce (4) je popsán v kapitole 3.4. Odtok lze vypočítat obdobně jako průtok, tedy podle rovnice (4).

Dotace podzemní vodou musí být posuzována, podobně jako níže zmíněná infiltrace, podle účelu přírodě blízkého retenčního opatření, pro které je stanovována hydrologická bilance. Jedná-li se o opatření k zadržení vody na povrchu je vývěr podzemní vody chápán jako příspěvek. Pokud vyčíslují vodní bilanci opatření, které má za účel zadržovat vodu v půdě, popřípadě zvyšovat míru infiltrace, je vývěr podzemních vod chápán jako ztráta. Zde je dotace podzemní vodou posuzována ve smyslu hydrologické bilance jako příspěvek. Jedná se zejména o dotaci říčního toku podzemní vodou.

Antropogenní odběry jakožto člen hydrologické bilance chápu jako ztrátu. K odběrům vody dochází zejména v osídlených oblastech za účelem využití v různých odvětvích, jako například v průmyslu, zemědělství, jakožto zdroj pitné vody a další.

Výpar jakožto ztrátu vody, z pohledu vodní bilance, lze vypočítat již zmíněnou FAO Penman - Monteitovou rovnicí (5). Pro získání hodnoty výparu z vegetace vynásobím výsledek rovnice (5) příslušným koeficientem pro vegetaci. Výpočet jsem podrobněji popsala v kapitole 4.2.

Infiltrace zde může být chápána jako ztráta, ale také jako prostředek k retenci vody v půdě a podzemní vodě. Role vsaku do půdy ve výpočtu vodní bilance přírodě blízkých opatření musí být chápána v kontextu účelu posuzovaného přírodě blízkého opatření. V této práci jsem infiltraci zařadila v rovnici hydrologické bilance mezi ztráty.

Část antropogenně odebírané vody je opět vracena do prostředí. Jedná se o vodu vypouštěnou z čistíren odpadních vod, či přečištěné vody vypouštěné z průmyslových podniků. Ovšem i přes opatření, která mají za cíl vodu vyčistit, nedochází k jejímu dokonalému vyčištění, ať už z technických či legislativních důvodů. Problematika znečištění vody zadržované v krajině není náplní práce, z toho důvodu se jí nebudu blíže zabývat. Avšak přírodě blízká opatření mají často kladný vliv na čištění vody (Just et. al., 2003; Dzuráková et. al. 2017).

4 VÝPOČET HYDROLOGICKÉ BILANCE MODELOVÉHO ÚZEMÍ

Abych získala větší přehled o problematice retence vody v krajině, rozhodla jsem se informace získané rešeršní prací aplikovat na modelové území. Cílem je vy počítat hydrologickou bilanci v modelovém území pro případ hypotetické vodní nádrže a také pro případ přírodě blízkého retenčního opatření. Výsledky poté využívám k porovnání efektivity retence vody jednotlivými opatřeními. Nejedná se o naprosto přesný výpočet, ale spíše orientační zjištění. Pro získání přesnějších údajů považuji za nutné dlouhodobé, několikaleté měření v modelovém území, které nebylo možné kvůli omezenému času na zpracování této práce. Využitá meteorologická data mi byla poskytnuta Českým hydrometeorologickým ústavem a také jsem využila volně dostupná data z níže uvedených zdrojů.

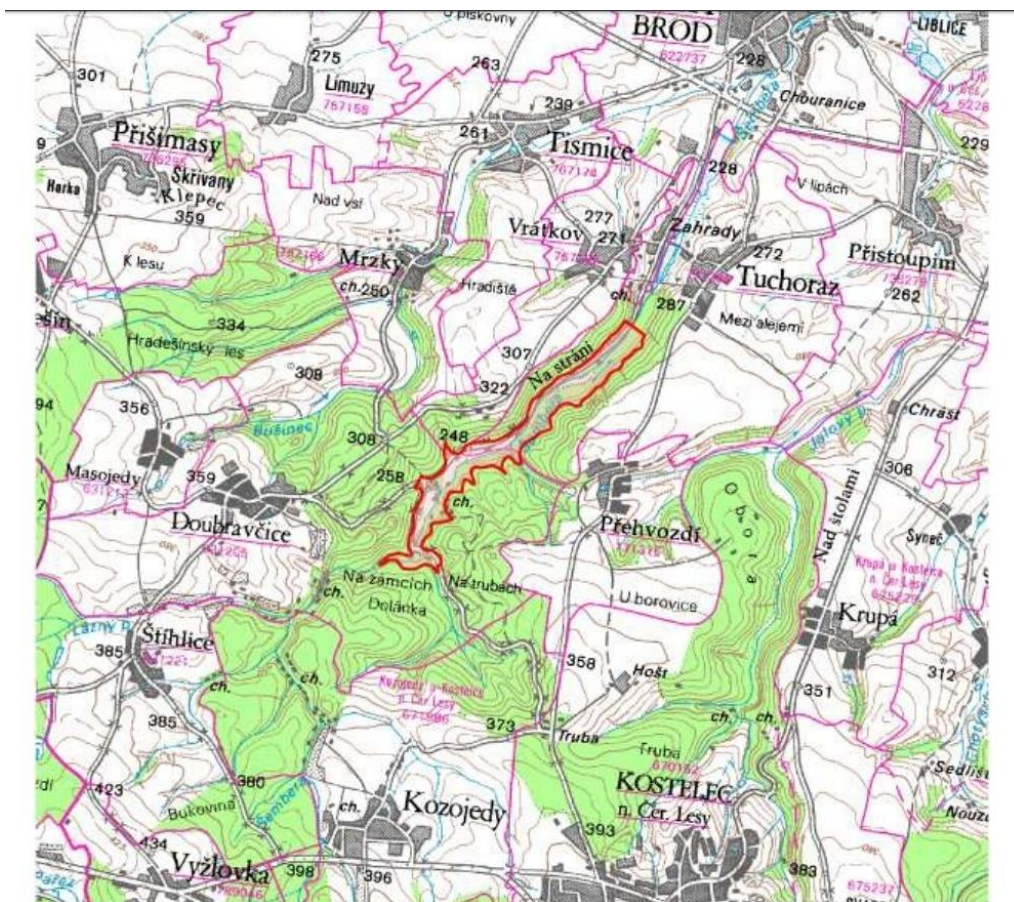
4.1 Popis modelového území a základní informace

Jako modelové území jsem zvolila říčku Šenberu ve Středočeském kraji. Tokse nachází v okolí obce Tucharaz na Českobrodsku. Šenbera je levostranným přítokem řeky Výrovky a ta je levostranným přítokem řeky Labe.

Tuto oblast jsem vybrala z několika důvodů. Jedním z důvodů je, že oblast byla již dříve vybrána jako lokalita vhodná pro akumulaci povrchových vod, dále jen LAPV (MZ et MŽP, 2011). Konkrétně tato lokalita spadá do kategorie B, která je v Generelu LAPV (2011) definována jako: „Území, která jsou svou polohou a parametry vhodná pro akumulaci za účelem protipovodňové ochrany, pokrytí požadavků na odběry vody a nadlejšování průtoků (zabezpečení ekologických průtoků ve vodních tocích).“

Dalším důvodem je, že v současné době se lokalita nachází v přírodním až přírodě blízkém stavu. V zájmové oblasti řeka protéká lesem a v údolí se nachází množství vegetace. Lze tedy porovnávat, podle výsledků hydrologické bilance, přednosti a nedostatky stavby vodní nádrže a ponechání říčky v současném stavu.

Pro lokalitu Tucharaz byl v rámci tohoto projektu (MZ et MŽP, 2011) zpracován návrh vodní nádrže. Umístění a rozsah navržené nádrže je znázorněn na Obr. 2.

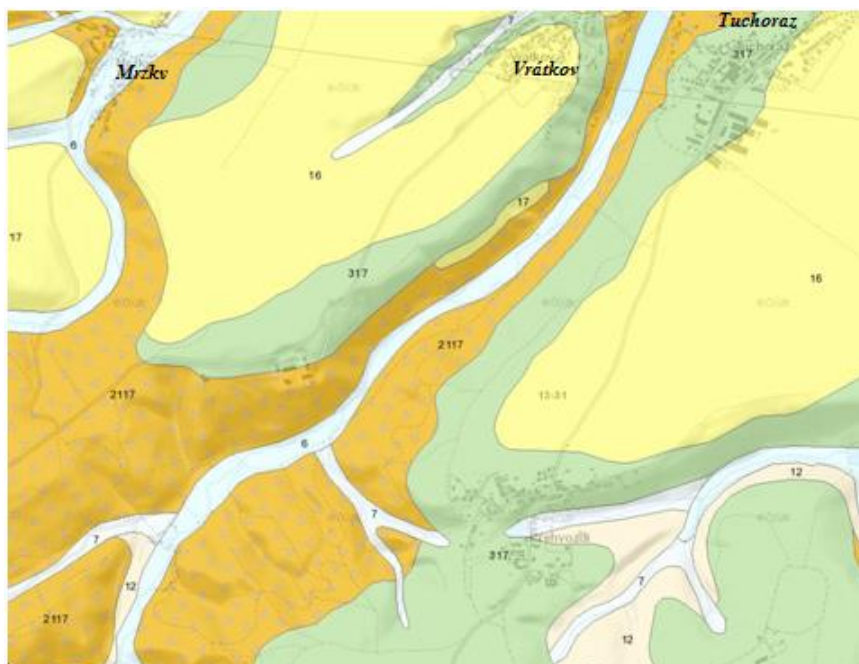


Obr. 2. Červeně je v mapě vyznačena navržená nádrž JJV až JV od obce Tucharaz, Obrázek byl převzat z: Generel území chráněných pro akumulaci povrchových vod a základní zásady využití těchto území, MZ et MŽP, 2011.

Plocha lokality odpovídá dle Generelu LAPV (2011) 88,4 ha. Potenciální objem nádrže je 8,7 milionů m³. Plocha povodí zde byla stanovena na 27,4 km². Nadmořská výška lokality je 240 m. n. m. v nejnižším bodu údolí.

Údolí řeky Šenberky v modelovém území je tvořeno zejména nezpevněnými sedimenty a to přímo v místě toku, nebo v jeho těsné blízkosti. Dále je tvořeno zpevněnými sedimenty a to konkrétně: pískovcem, prachovcem, slepenci a vložkami vápence. Také se v lokalitě nachází deluviální a

deluviofluviální sedimenty, ale v menším množství. Další okolní horniny, jsou také sedimentárního charakteru a to spraše a sprašové hlíny, jílovce, prachovce, pískovce a slepence.

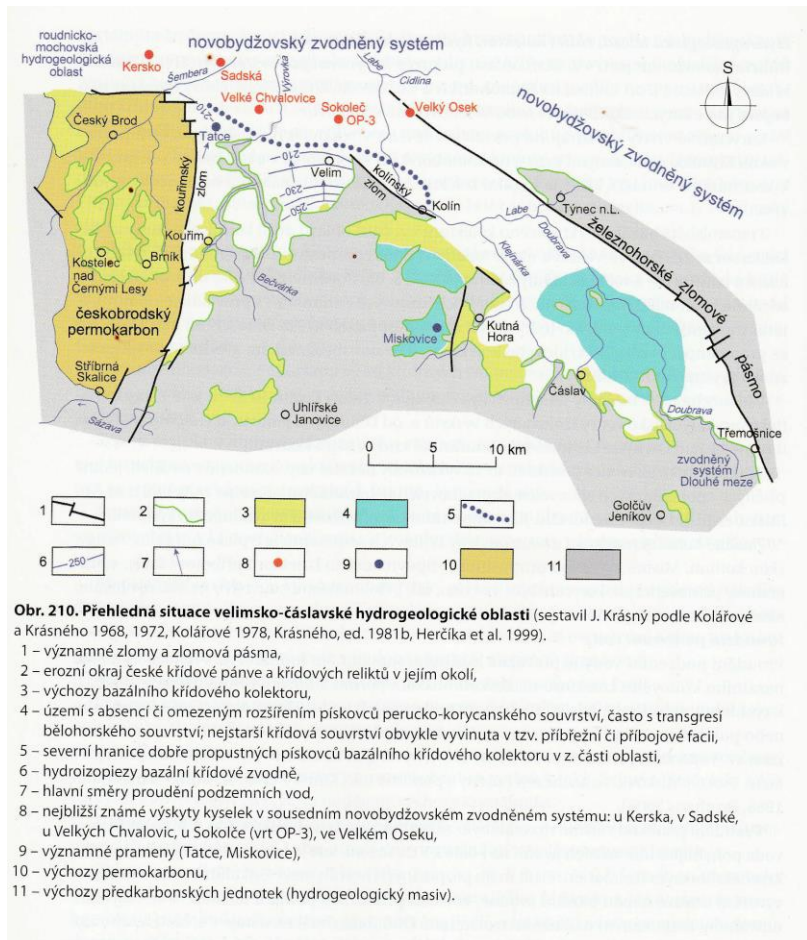


Obr. 3. Geologická situace lokality; 6-nezpevněný nivní sediment (fluviální); 7-nezpevněný sediment deluviofluviální; 2117 – zpevněný sediment (kaustobiolit), pískovec, prachovec, slepenec, vložky vápence, jílovce, rohovce, pelokarbonátu a uhelná slojka; Zdroj Geovědní mapy 1:50000, Česká geologická služba, upraveno

Hydrogeologická situace modelového území je znázorněna na obr. 4. Zájmová oblast povodí řeky Šenberky spadá do velimské hydrogeologické oblasti, konkrétně do českobrodského permokarbonu a nachází se v levé horní části obrázku 4 v okolí Českého Brodu. Oblast je tvořena zejména výchozy permokarbonu a přítomné jsou i výchozy bazálního křídového kolektoru (Krásný et. al., 2012).

Proudění podzemní vody je podle Krásného et. al. (2012) převážně lokálního rozsahu. Větší rozsah proudění byl zaznamenán v oblasti mezi obcemi Velim a Pečky. Tato oblast se zvýšeným prouděním podzemních vod však nezasahuje do zájmové oblasti, nachází se od zájmové oblasti východním směrem za kouřimským zlomem (Obr 4.). Po zasáknutí v oblastech bazálního křídového kolektoru (prvek 3 na obr. 4.) dochází k rychlému odtoku a drenáži podzemních vod vodními toky. Přírodní zdroje podzemních vod dosahují vydatnosti $1-2 \times 10^{-1} \times \text{km}^{-2}$ (obr. 5, Krásný et. al., 2012).

Meteorologická data pro tuto oblast jsem získala z nedaleké (1-2 km vzdušnou čarou) meteorologické stanice P2MRZK01 v obci Mrzky. Stanice v obci Mrzky byla zřízena v roce 2013, z toho důvodu uvádím pouze data z období červenec 2013 – prosinec 2019. Z těchto dat jsem získala údaje o průměrné teplotě v oblasti za posledních pět let a to $10,03 \text{ }^\circ\text{C}$ a také údaje o průměrném úhrnu srážek v oblasti, který činí $556,47 \text{ mm/rok}$, medián ročních srážek za měřené období je pak $591,1 \text{ mm/rok}$. Hodnoty průměrných srážek a průměrných teplot za období 2014 až 2019 jsou uvedeny v Obr. 6. Srážky ani teploty za rok 2013 zde neuvádím, z toho důvodu, že za rok 2013 mám k dispozici data pouze za měsíce červenec až prosinec.



Obr. 4. Hydrogeologická situace zájmové oblasti. Převzato z Krásný et. al. 2012 str. 592

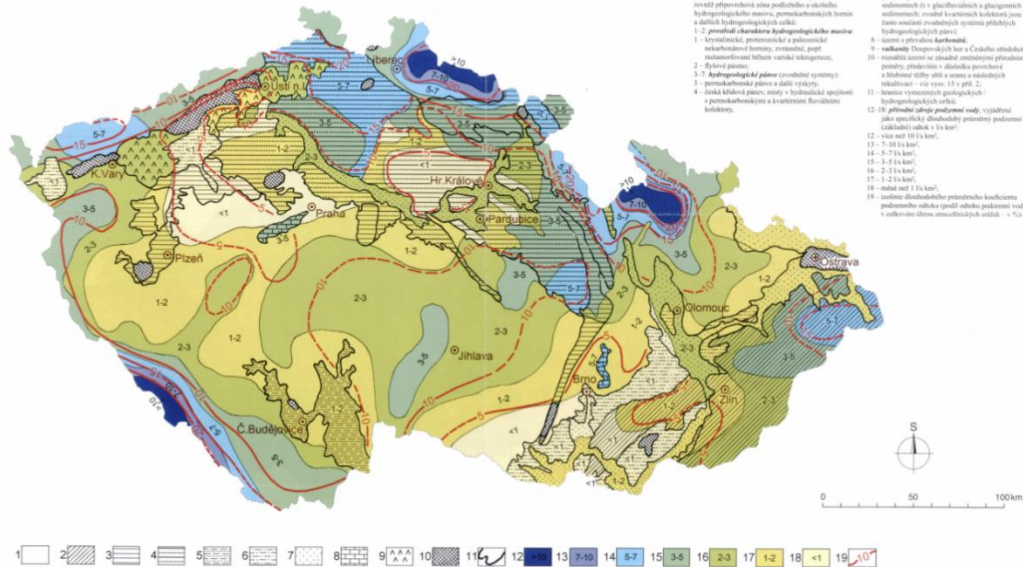
J. Krásný et al. (2011): Podzemní vody České republiky

Regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod
Česká geologická služba, Praha

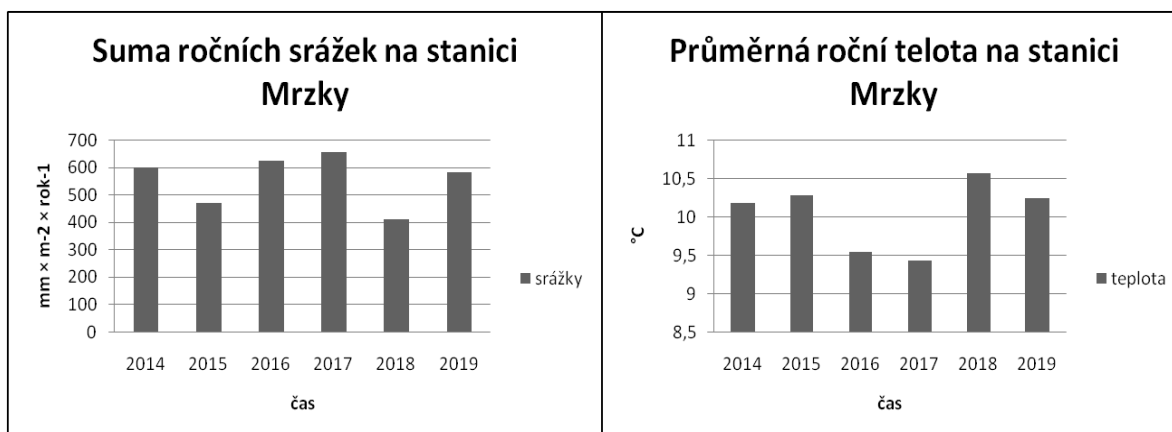
J. Krásný et al. (2011): Groundwaters in the Czech Republic
Regional hydrogeology of groundwaters and mineral waters
Czech Geological Survey, Praha

Příl. 3. Přírodní zdroje podzemních vod České republiky

Annex 3. Natural groundwater resources of Czechia
For additional information and English translation of the legend of Annexes 1-12 see Annex 13
(Podle Krásného, ed. 1981a, Krásného et al. 1982b, upraveno)



Obr. 5. Mapa Přírodních zdrojů podzemních vod ČR. Převzato z Krásný et. al. 2012 Příloha.



Obr.6. Grafy ukazují průměrné roční úhrny srážek a průměrné roční teploty za sledované období na meteorologické stanici Mrzky, 2014-2019.

4.2 Výpočet hydrologické bilance nádrže a hydrologické bilance přírodě blízkého opatření v modelovém území

Hydrologickou bilanci pro případ vodní nádrže v modelovém území jsem počítala pomocí obecného vzorce (3) uvedeného v kapitole 3.4. Jednotlivé členy vzorce jsem stanovila následovně.

Jelikož se na toku řeky Šenberky nenachází žádná vodoměrná stanice Českého hydrometeorologického ústavu, spoléhala jsem tedy na evidenční list z hlásného profilu v Českém Brodě, který provozuje městský úřad Český Brod. Z této zprávy vyplývá, že průměrný roční průtok řeky Šenberky v Českém Brodě činí $0,149 \text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$ ($12873,6 \text{ m}^3 \times \text{den}^{-1}$).

Ovšem tento profil se nachází dále po směru toku od modelového území poblíž obce Tucharaz. Před tímto profilem se do řeky vlévá potok Bušinec. Průtok tohoto potoka je poměrně malý, odhadem činím méně než $0,01 \text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$. Z důvodu malého průtoku jsem příspěvek tohoto potoka do průtoku zanedbala.

Hodnotu průměrných ročních srážek jsem vypočítala z meteorologických dat ze stanice Mrzky vzdálené od zájmového území cca 1,5 km vzdušnou čarou. Stanovila jsem průměrné roční srážky za posledních 6 let (2014 – 2019), protože starší data zde neexistují. Z těchto hodnot jsem vypočítala pomocí aritmetického průměru hodnotu $556,47 \text{ mm} \times \text{rok}^{-1}$, celková suma srážek za sledovaných šest let činí 3338,8 mm.

Dalším uvažovaným členem rovnice je dotace nádrže podzemní vodou. Jestli k dotaci nádrže bude docházet či nikoli závisí přímo na výšce hladiny podzemní vody, ale také na materiálu a propustnosti dna nádrže. Ovšem jak je patrné z obr. 5, přírodní zdroje podzemních vod jsou v modelovém území poměrně málo vydatné, tedy $1\text{--}2 \text{ l} \times \text{s}^{-1} \times \text{km}^{-1}$ ($86400\text{--}172800 \text{ l} \times \text{den}^{-1} \times \text{km}^{-1}$). Z toho důvodu považuji dotaci nádrže podzemní vodou za zanedbatelnou.

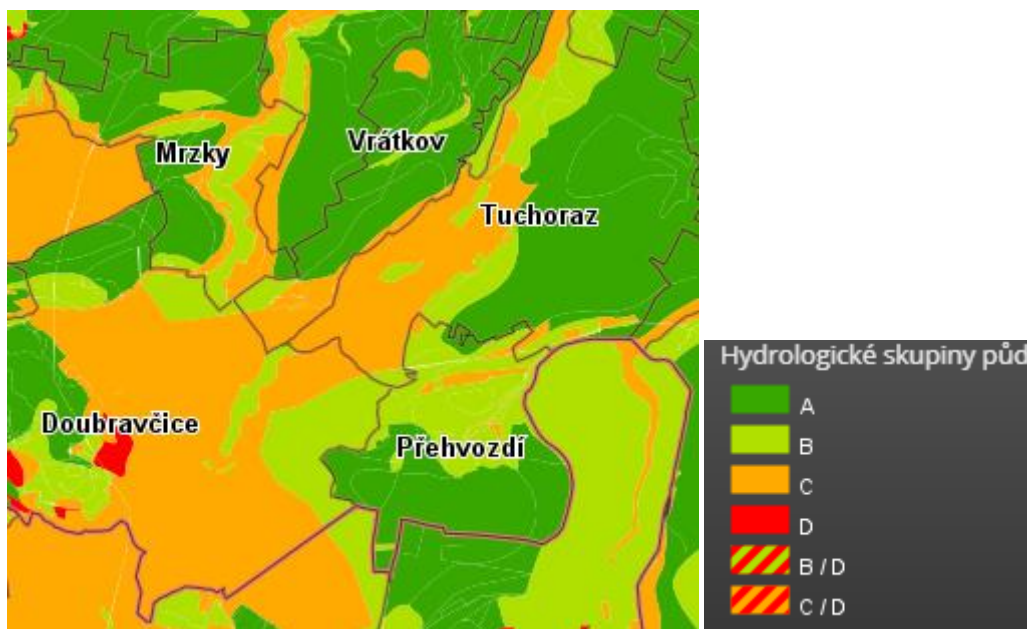
Hodnota odtoku z nádrže se odvíjí od průtoku v daném toku. Konkrétně od Q_{355} průtoku, tedy průtoku, který byl dosažen v 355 dnech z celého roku. Pro průtok v rozmezí $0,05\text{--}0,5 \text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$ je minimální hygienický průtok, zde Q_{\min} stanoven přepočtem (7) (Kinkor, 1998).

$$Q_{\min} = (Q_{330d} + Q_{355d}) \cdot 0,5 \quad (7)$$

Kde Q_{\min} je minimální hygienický průtok, Q_{330d} je průtok, který lze zaznamenat po 330 dní v roce a Q_{355d} je průtok, který lze zaznamenat po 355 dní v roce (vše v jednotkách $\text{m}^3 \times \text{s}^{-1}$). Tyto hodnoty jsou stanoveny v metodickém pokynu odboru ochrany vod Ministerstva životního prostředí ke stanovení hodnot minimálních zůstatkových průtoků ve vodních tocích (Kinkor, 1998)

Pro účely výpočtu jsem stanovila předpokládaný odtok $0,149 \text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$ ($12873,6 \text{ m}^3 \times \text{den}^{-1}$), tedy shodný s přítokem. A to zejména proto, že jsem nezískala data o průtocích v řece Šenbeře, znám pouze průměrný průtok a tudíž nemohu stanovit Q_{330d} a Q_{355d} .

Rychlost infiltrace jsem odvodila z mapy hydrologických skupin půd (obr. 7) (VÚMOP, 2018). Kde naprostá většina zájmového území, tedy údolí řeky Šenberky spadá do skupiny půd C. Tato skupina půd se vyznačuje nízkou rychlostí infiltrace a to $0,05 - 0,1 \text{ mm} \times \text{min}^{-1}$ což činí $72 - 144 \text{ mm} \times \text{den}^{-1}$ a to i při úplném nasycení. Také jsou zde drobnější oblasti spadající do skupiny B. Rychlost infiltrace v těchto půdách činí $0,1 - 0,2 \text{ mm} \times \text{min}^{-1}$ ($144 - 288 \text{ mm} \times \text{den}$) (VÚMOP, 2018).



Obr. 7. Mapa vymezující hydrologické skupiny půd, data jsou aktuální k 1. 11. 2018, VÚMOP

Evapotranspiraci jakožto jednu ze zásadních součástí hydrologické bilance jsem počítala pomocí FAO Penman-Monteitovy rovnice (5). Pro výpočet této rovnice jsem musela stanovit hodnoty členů této rovnice, tedy sklon křivky napětí vodních par při dané teplotě vzduchu (Δ), psychrometrická konstanta (γ), radiační bilance (R_n), tok tepla do půdy (G), T teplotu, deficit tlaku nasycených par ($e_s - e_a$) a rychlost větru (u_2). Při výpočtu jsem vycházela z poskytnutých meteorologických dat, které obsahují denní měření maximální rychlosti větru ($\text{m} \times \text{s}^{-1}$), teploty ($^{\circ}\text{C}$), maximální a minimální denní teploty ($^{\circ}\text{C}$), minimální přízemní teploty ($^{\circ}\text{C}$), délky slunečního svitu (h) a srážek (mm).

První člen Penmanovy rovnice (5), sklon křivky napětí vodních par při dané teplotě vzduchu Δ jsem vypočítala podle vzorce (8) (Allen et. al., 1998; Zotarelli et. al., 2010).

$$\Delta = \frac{4098 \left[0,6108 \exp \left(\frac{17,27 \times T \text{ mean}}{T \text{ mean} + 237,3} \right) \right]}{(T \text{ mean} + 237,3)^2} \quad (8)$$

Kde exp. odpovídá hodnotě 2,7183 a T_{mean} vyjadřuje průměrnou teplotu ($^{\circ}\text{C}$).

Pro výpočet psychrometrické konstanty γ ($\text{kPa} \times ^{\circ}\text{C}$) jsem použila vzorec (9) (Allen et. al., 1998; Zotarelli et al, 2010).

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda_p} = 0,00065 P \quad (9)$$

Kde c_p je měrné teplo vzduchu při konstantním tlaku ($=1,013 \times 10^{-3}$) ($\text{MJ} \times \text{kg}^{-1} \times ^{\circ}\text{C}^{-1}$), P je atmosférický tlak vypočtený podle (10) v (kPa), ε poměr molekulové hmotnosti vodní páry a suchého vzduchu ($=0,622$), bezrozměrná veličina (koeficient), λ_p latentní teplo odpařování vody ($= 2,45$) ($\text{MJ} \times \text{kg}^{-1}$).

Pro získání hodnoty atmosférického tlaku pro danou lokalitu jsem použila vzorec (10) (Allen et. al., 1998; Zotarelli et. al., 2010).

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065 z}{293} \right)^{5,26} \quad (10)$$

Zde je jedinou neznámou v rovnici z , které značí nadmořskou výšku (m). Nadmořská výška lokality je 240 m. n. m. Po dosazení do rovnice jsem získala výsledek $P = 98,4950 \text{ kPa}$.

Poté jsem mohla dosadit vypočtený atmosférický tlak do rovnice (9) a vypočítala jsem výsledek $\gamma = 6,5474 \times 10^{-2} \text{ kPa} \times ^{\circ}\text{C}^{-1}$.

Pro výpočet R_n jsem použila několik mezikroků. První hodnotou, kterou jsem pro výpočet použila, bylo záření mimozemské sluneční záření (R_a). Jeho hodnotu jsem zjistila z práce Allena et. al. (1998) – viz Tab. 1. Na obrázku níže jsou uvedeny hodnoty R_a odpovídající padesátému stupni severní šířky. Zájmová oblast tedy údolí řeky Šenberky u Tuchorazi se nachází na $50,04^{\circ}$ s.š..

Tab. 1 Tabulka hodnot R_a pro 50. rovnoběžku severní šířky. Zde uvedené hodnoty jsou vypočteny pro 15. den v daném měsíci. Jednotky jsou $\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$. Zdroj: Allen et. al., 1998.

Hodnoty R_a pro 50. rovnoběžku severní šířky											
Leden	Únor	Březen	Duben	Květen	Červen	Červenec	Srpen	Září	Říjen	Listopad	Prosinec
8,9	14,4	22,2	31,5	38,5	41,7	40,2	34,4	25,7	16,9	10,2	7,5

Dalším krokem byl výpočet slunečního záření při jasné obloze R_{SO} , a to podle vzorce (11) (Allen et. al., 1998; Zotarelli et. al., 2010).

$$R_{SO} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a \quad (11)$$

Kde z značí nadmořskou výšku (m) a R_a již zmíněné mimozemské sluneční záření ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$).

Poté jsem vypočítala hodnoty R_s , tedy čisté přichodící sluneční záření ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$) a to podle vzorce (12) (Allen et. al., 1998).

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (12)$$

Kde $a_s + b_s$ značí zlomek mimozemského slunečního záření dopadajícího na Zemi za jasných dnů. Pokud hodnoty a_s a b_s nejsou známy, lze využít hodnotu doporučenou FAO a to $a_s = 0,25$ a $b_s = 0,50$ (Allen et. al., 1998). Dále pak n značí skutečnou, naměřenou délku slunečního svitu (h), N značí nejdelší možnou délku slunečního svitu (h) a R_a je mimozemské sluneční záření ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$).

Hodnoty n jsem získala z meteorologických dat, hodnoty N jsem získala z tabulky (Tab. 2.) (Allen et. al., 1998) a hodnoty R_a jsou uvedeny v (Tab. 1).

Tab. 2. Tabulka hodnot N pro 50. rovnoběžku severní šířky. Uvedeny jsou zájmové hodnoty pro 50. stupeň severní šířky. Zde uvedené hodnoty platí pro 15. den daného měsíce. Jednotky jsou hodiny. Zdroj Allen et. al. 1998

Hodnoty N pro 50. rovnoběžku severní šířky											
Leden	Únor	Březen	Duben	Květen	Červen	Červenec	Srpen	Září	Říjen	Listopad	Prosinec
8,3	9,8	11,6	13,5	15,2	16,1	15,7	14,3	12,3	10,4	8,7	7,9

Dále jsem vypočítala hodnoty skutečného tlaku par (e_a) odvozeného z relativní vlhkosti vzduchu, podle vzorce (13) (Allen et. al., 1998; Zotarelli et. al., 2010).

$$e_a = \frac{RH_{mean}}{100} \left[\frac{e_{(Tmin)} + e_{(Tmax)}}{2} \right] \quad (13)$$

Kde e_a je skutečný tlak par (kPa), $e_{(T)}$ je tlak par, indexy min a max značí tlak pak při minimu a maximu teploty (kPa), RH_{mean} značí průměrnou vlhkost vzduchu (%). Hodnoty e_T jsem vypočítala podle vzorce (14) (Allen et. al., 1998; Zotarelli et. al., 2010).

$$e_{(T)} = 0,6108 \exp \left(\frac{17,27 T}{T + 237,3} \right) \quad (14)$$

Kde T je teplota ($^{\circ}\text{C}$) a \exp odpovídá hodnotě 2,7183. Dosazovaná teplota je buďto průměrná, minimální nebo maximální, výsledkem pak je $e_{(T)}$, $e_{(Tmin)}$, nebo $e_{(Tmax)}$.

Dalším krokem ve výpočtu R_n bylo stanovení R_{nl} , tedy čisté odcházející dlouhovlnné záření a to podle vzorce (15) (Allen et. al., 1998; Zotarelli et. al., 2010).

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{(T_{max} + 273,16)^4 + (T_{min} + 273,16)^4}{2} \right] (0,34 - 0,14 \sqrt{e_a}) \left[1,35 \frac{R_s}{R_{SO}} - 0,35 \right] \quad (15)$$

Kde σ značí Stefan-Boltzmanovu konstantu ($4,903 \times 10^{-3} \text{ MJ} \times \text{K}^{-4} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$), dále T_{max} a T_{min} značí maximální a minimální teplotu ve sledovaném období ($^{\circ}\text{C}$), e_a skutečný tlak par (kPa), R_s příchozí čisté sluneční záření ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$), R_{SO} slunečního záření při jasné obloze ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$).

Poslední mezivýpočet, který je potřebný pro výpočet R_n je výpočet R_{ns} , což je čisté krátkovlnné sluneční záření ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$). Hodnotu R_{ns} jsem počítala podle vzorce (16) (Allen et. al., 1998; Zotarelli et. al., 2010).

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad (16)$$

Kde α značí albedo, neboli odrazivost, využila jsem hodnotu pro hypotetickou referenční travní plodinu což je 0,23 a pro vodní hladinu jsem využila jednak průměrnou hodnotu 0,0625, ale také hodnotu 0,4, která lépe odpovídá odrazivosti vody při vlnění. Albedo je bezrozměrná veličina. Posledním členem vzorce je R_s , neboli příchozí krátkovlnné sluneční záření ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$).

Radiační bilance, nebo také čisté záření R_n se vypočítá jako rozdíl mezi R_{ns} a R_{ng} podle vzorce (17) (Allen et. al., 1998; Zotarelli et. al., 2010).

$$R_n = R_{ns} - R_{ng} \quad (17)$$

Kde R_{ns} je čisté sluneční krátkovlnné záření ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$) a R_{ng} čisté odcházející dlouhovlnné záření ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$).

Pro výpočet evapotranspirace je třeba ještě vypočítat hodnotu e_s , neboli střední tlak nasycených par, který jsem vypočítala pomocí vzorce (18) (Allen et. al., 1998; Zotarelli et. al., 2010).

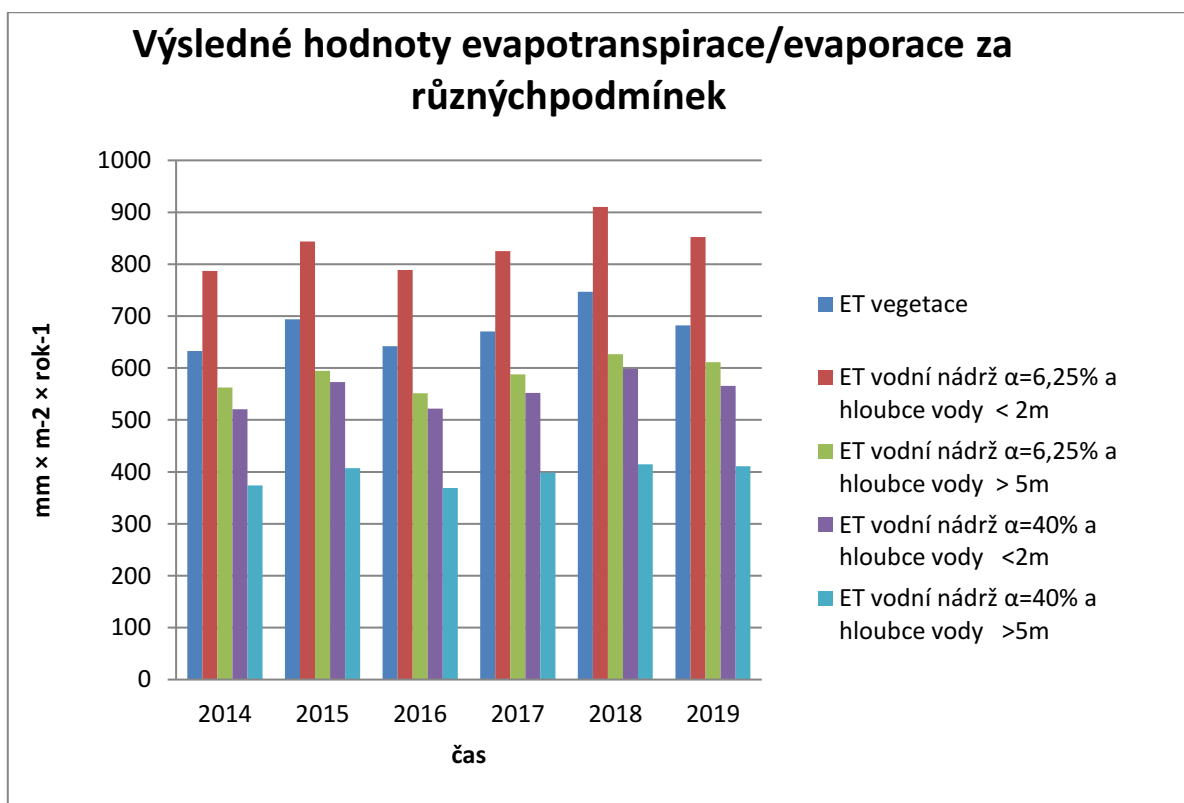
$$e_s = \frac{e_{(Tmax)} + e_{(Tmin)}}{2} \quad (18)$$

Po výpočtu e_s je tedy posledním neznámým členem Penmanovy rovnice (5) hodnota toku tepla do půdy, tedy G . Bohužel nedisponuji daty nutnými pro výpočet této veličiny. Ovšem Allen et al. (1998) zmiňují, že hodnota G vychází především pro půdu zakrytou vegetací jako nízké číslo a že vliv toku tepla do půdy na výslednou hodnotu potenciální evapotranspirace je malý. Z těchto důvodů jsem výpočet toku tepla do půdy zanedbala jakožto málo podstatný a do rovnice (5) jsem ho nezahrnula.

Po dosažení a vypočítání rovnice (5) jsem získala hodnoty referenční potenciální evapotranspirace (ET_0) a posledním krokem ve výpočtu evapotranspirace, bylo vynásobení ET_0 koeficientem K_c plodiny. Využila jsem odlišné koeficienty pro vegetaci a pro výpar z volné vodní hladiny (Allen et. al., 1998). Pro výpočet výparu z vegetace jsem využila koeficient popisující výpar z vegetace rostoucí v zamokřených až bažinatých oblastech dorůstající výšky 1–3 metrů, kde zároveň je pouze vlhká půda nikoli neustále stojatá voda, protože poměrně dobře popisuje situaci v modelovém území. Hodnoty zohledňují 3 hlavní fáze růstu a to iniciální, střední a konečnou fázi. Jejich hodnoty jsou: $K_{c(ini)} = 0,9$; $K_{c(stř)} = 1,2$ a $K_{c(kon)} = 0,7$. Koeficienty pro výpar z volné vodní hladiny jsem použila dva a to pro hloubku $< 2\text{ m}$ a $> 5\text{ m}$. Hodnoty těchto koeficientů jsou $K_{c(<2m)} = 1,05$ pro všechna období, dále $K_{c(>5m)} = 0,6525$ a $K_{c(>5m\text{ kon})} = 1,2525$ (Allen et. al., 1998).

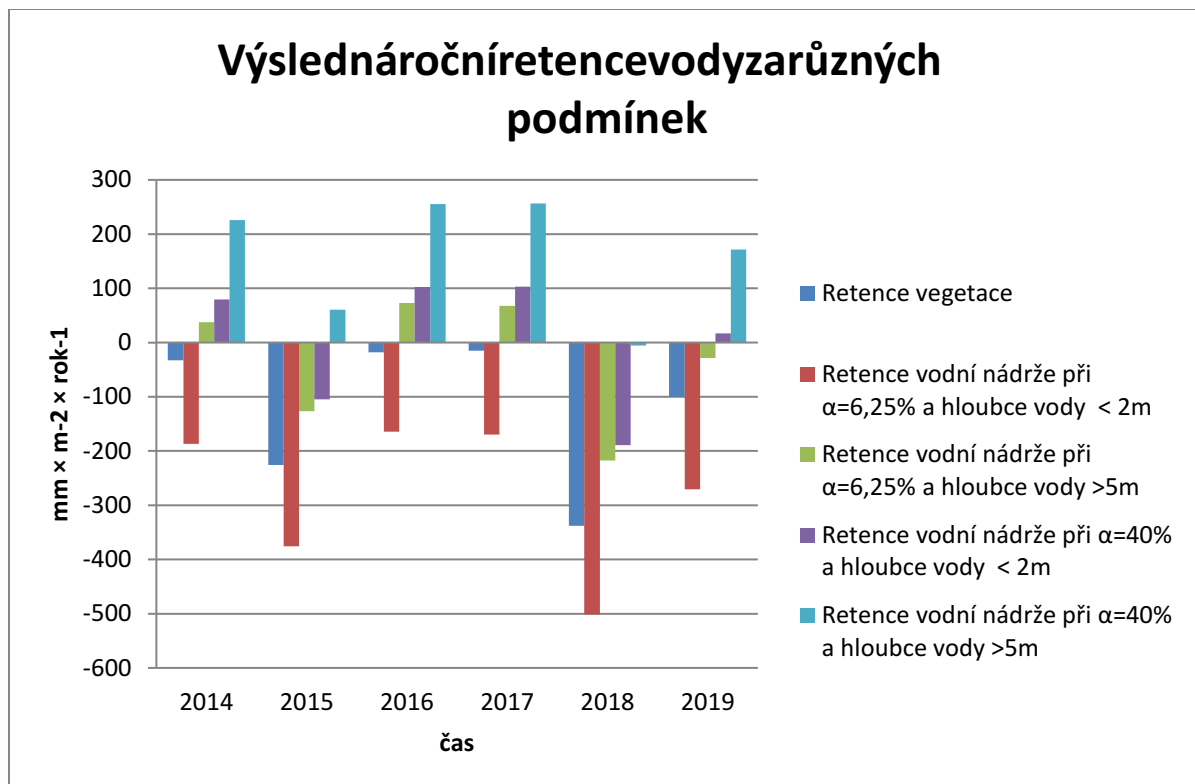
Rozdílů ve výpočtu evapotranspirace z vodní nádrže a z vegetace je několik. První rozdíl ve výpočtu je již ve výpočtu R_{ns} , tedy čistého krátkovlnného slunečního záření a to díky odlišnému albedu (α). Hodnoty albeda jsou různé pro vegetaci a pro výpar z vodní hladiny, proto je nutné je počítat odděleně. Hodnoty R_{ns} figurují ve výpočtu čistého záření (R_n), díky čemuž je nutné počítat odděleně i R_n . Hodnota R_n je dále využita při výpočtu ET_0 , proto je nutné tyto hodnoty také počítat odděleně. Další odlišnosti pak přicházejí v uplatnění koeficientů K_c jak bylo zmíněno v předchozím odstavci.

Výsledky výpočtů evapotranspirace pro různé podmínky jsou prezentovány v grafu na Obr. 8. Stanovila jsem pro jednotlivé podmínky roční sumy evapotranspirace. Hodnoty byly stanoveny pro 5 různých situací, z toho 4 situace se týkaly vodních nádrží a 1 vegetačního pokryvu, který zde reprezentoval podmínky přírodě blízkého opatření. Podmínky pro vodní nádrž se liší ve výši albeda (α) a to 6,25% a 40% odrazivosti povrchu vodní hladiny a hloubce vodní nádrže, $< 2\text{ m}$ a $> 5\text{ m}$. Hodnoty pro rok 2013 zde nejsou uváděny z důvodu neúplnosti dat z tohoto roku.



Obr 8. Výsledné hodnoty evapotranspirace a evaporace za různých podmínek

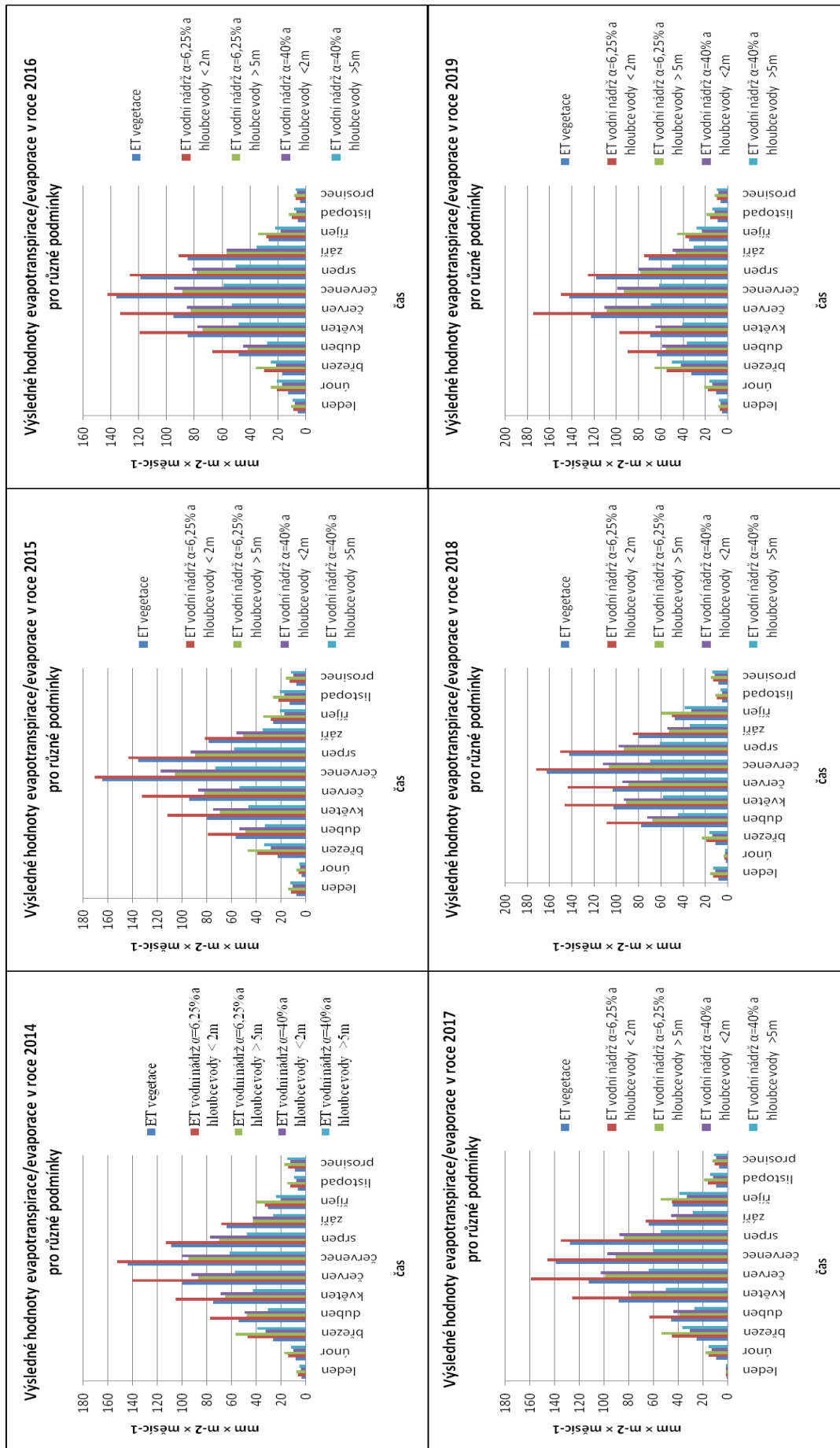
Dále jsou uvedeny výsledky zjednodušené hydrologické bilance, kde jsem od hodnot srážek odečetla hodnoty evapotranspirace. Následně jsem stanovila sumu tohoto rozdílu pro každý rok. Kladný výsledek tohoto rozdílu považuji za retenci, záporný výsledek pak považuji za deficit. Výsledné hodnoty retence a deficitů vody pro různé podmínky jsou znázorněny v grafu (Obr. 9). Stanovovala jsem obdobně jako v případě hodnot evapotranspirace pro 4 situace týkající se vodních nádrží a jeden případ reprezentující vegetační pokryv.



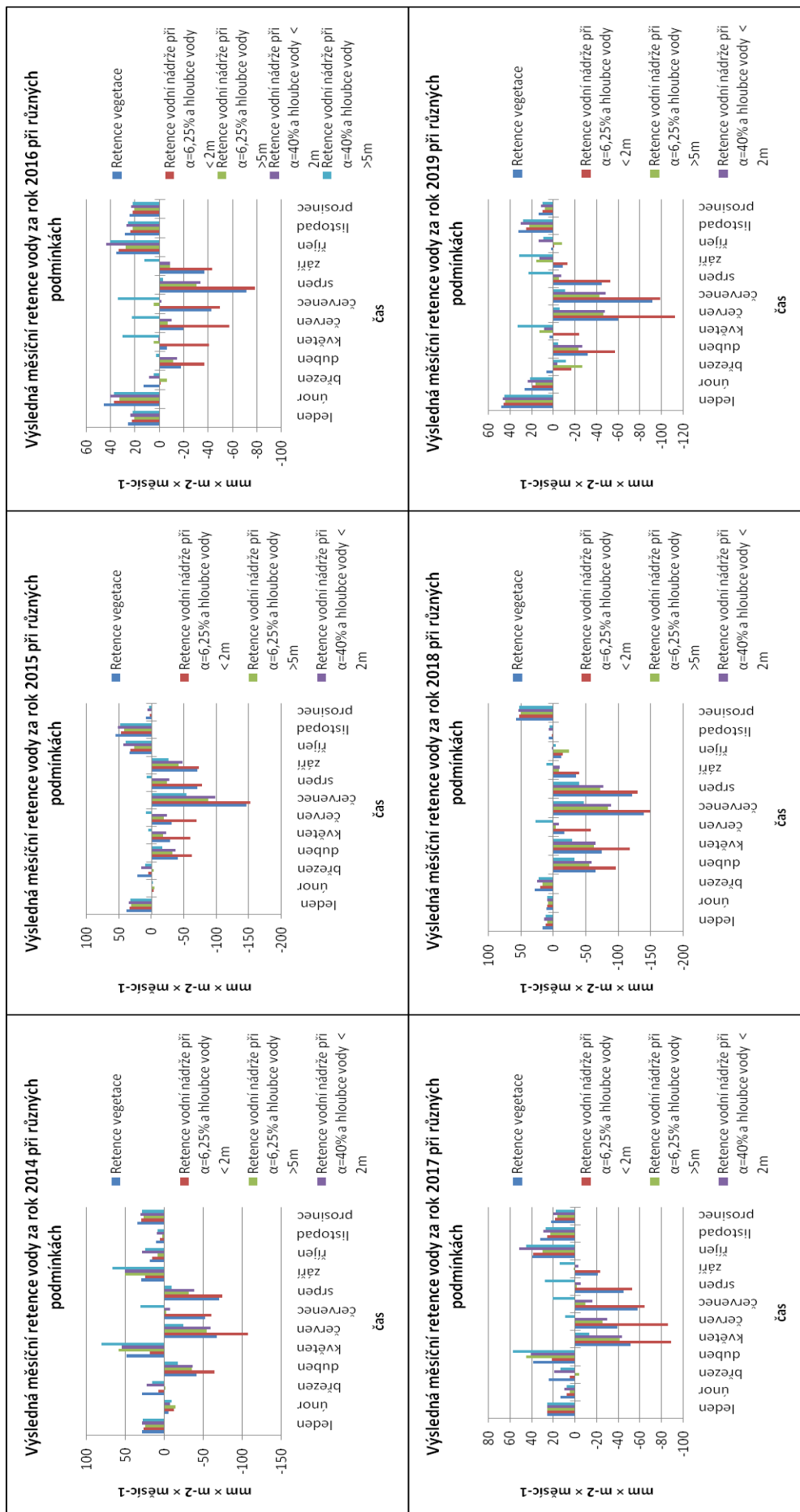
Obr. 9. Výsledné hodnoty retence vody za různých podmínek

Na následujících dvou stranách jsou umístěny grafy ve skupinách po šesti, které prezentují hodnoty evapotranspirace a evaporace a retence vody v měsíčním kroku pro roky 2014 – 2019. Hodnoty jsou opět uváděny pro 5 situací.

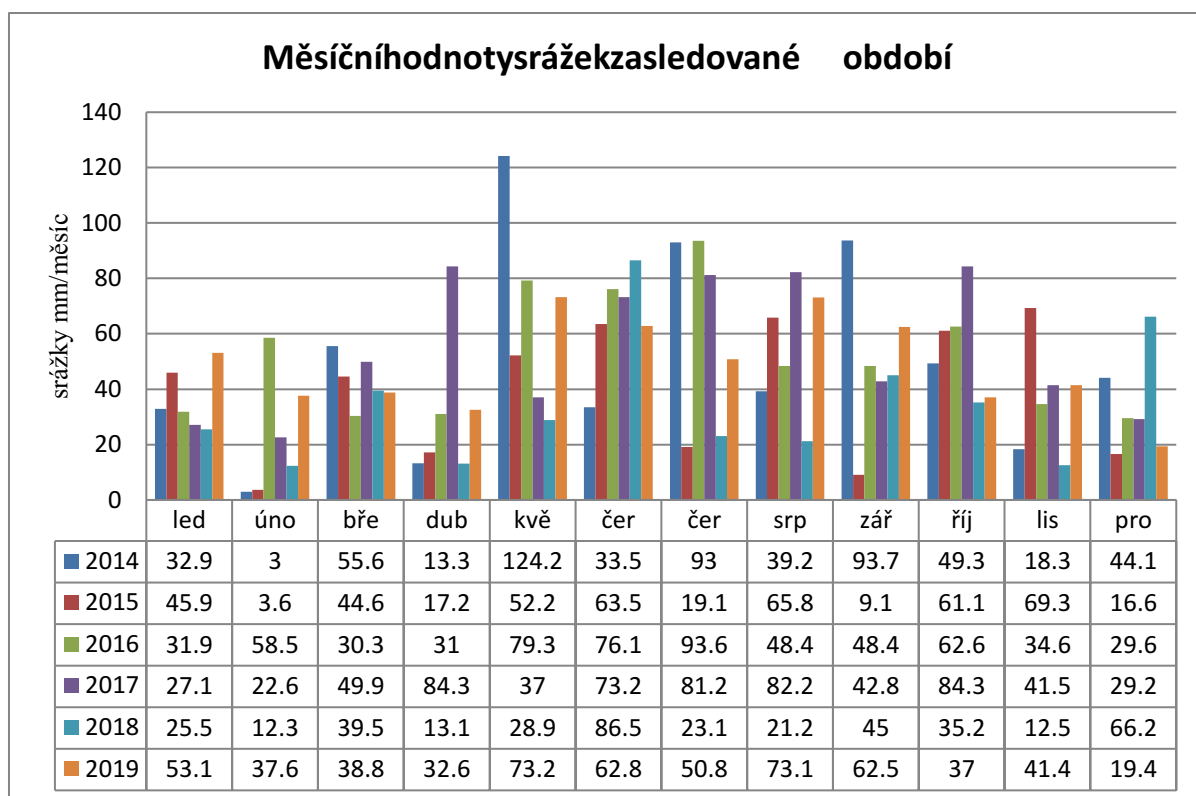
Pro ucelení informací zde uvádím také dva grafy (Obr. 12., 13.) prezentující hodnot srážek v měsíčním kroku a také hodnoty průměrných měsíčních teplot za období 2014 – 2019.



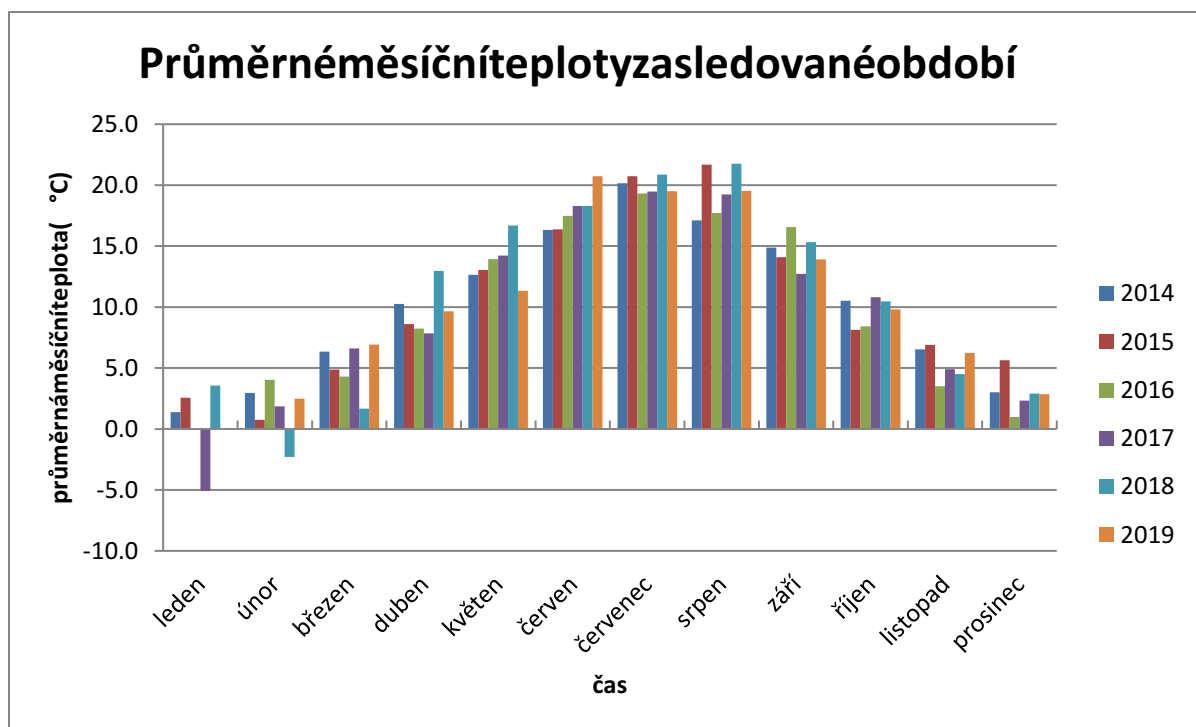
Obr. 10 Grafy výsledných měsíčních hodnot evapotranspirace a evaporace pro roky 2014-2019 .



Obr. 11. Grafy výsledné měsíční retence vody pro roky 2014 – 2019.



Obr. 12. Měsíční hodnoty srážek za sledované období 2014-2019 na stanici Mrzky.



Obr. 13. Průměrné měsíční teploty za období 2014 – 2019 na stanici Mrzky.

Veškeré výpočty, jsem prováděla v tabulkovém procesoru Microsoft Excel a jsou přiloženy k elektronické verzi této práce.

5 DISKUZE

Jedním z hlavních výstupů této práce je výpočet hydrologické bilance pro modelové území řeky Šenberý v okolí obce Tuchoraz. Ve výpočtech jsem se zaměřila především na stanovení evapotranspirace. Nicméně výsledky jsou spíše orientačního charakteru a sloužily mi především k ucelení představy a hlubšímu pochopení celé problematiky retence vody v krajině.

Výsledné hodnoty evapotranspirace vypočítané z meteorologických dat jsem stanovila pro každý den, ovšem kvůli rozsahu práce jsou zde prezentovány pouze roční a měsíční sumy. Kompletní data včetně výpočtů jsou přiložena k elektronické verzi této práce.

5.1 Rozbor výsledků

Ze zde prezentovaných výsledků (obr. 8.) jasně plyne že, v roce 2018 bylo dosaženo maximálních hodnot výparu, a to pro všechny uvedené situace. To je dané zejména tím, že v roce 2018 byla v dané lokalitě naměřena nejvyšší průměrná roční teplota ze všech sledovaných roků, a to 10,6°C a zároveň průměrná maximální denní teplota byla také nejvyšší, a to 16,5°C. Vysokých průměrných hodnot v tomto roce dosáhla ale i maximální rychlost větru, jejíž roční průměr činí $2,2 \text{ m} \times \text{s}^{-1}$. Kromě již zmíněných meteorologických prvků, byl rok 2018 nadprůměrný i v hodnotách délky slunečního svitu. Denní průměrná hodnota slunečního svitu v roce 2018 dosáhla 5,74 h.

Ve výsledcích vypočtené evapotranspirace bylo dosaženo značně velkého rozptylu hodnot a to 369-910 $\text{mm} \times \text{m}^{-2} \times \text{rok}$. Nejnižší hodnoty bylo dosaženo v roce 2016 a to za podmínek vysokého albeda (40%), ke kterému dochází buďto při vlnění hladiny vody, nebo vlivem menšího úhlu dopadu paprsků zejména při západu Slunce a zároveň pro nádrž s hloubkou 5m a více. Pro tyto zmíněné podmínky jsem pozorovala nejnižší hodnoty výparu, mezi 369–414 $\text{mm} \times \text{m}^{-2} \times \text{rok}^{-1}$ (Obr. 8). Hodnoty evapotranspirace při stejné míře odrazivosti ovšem nižší hloubce (<2 m) se pohybovaly v rozmezí 520-598 $\text{mm} \times \text{m}^{-2} \times \text{rok}^{-1}$ (Obr. 8.). Hodnoty pro situaci, kde bylo albedo nižší (6,25%) dosahují vyšších hodnot, pro hloubku 5m a vyšší a to v rozmezí 551 – 626 $\text{mm} \times \text{m}^{-2} \times \text{rok}$ (Obr. 8) a pro hloubku <2 m činí rozmezí hodnot 787–910 $\text{mm} \times \text{m}^{-2} \times \text{rok}^{-1}$ (Obr. 8). Právě pro poslední zmíněnou situaci jsou hodnoty výparu nejvyšší. Obecně lze tedy říci, že hodnoty výparu z vodní hladiny byly vyšší pro menší hloubku (<2m) a zároveň byly vyšší pro nižší albedo (6,25%).

Jelikož teplota, hodnoty rychlosti větru, délka slunečního svitu a další vstupní údaje byly shodné pro všechny zmíněné situace, jedinými faktory, o které se hodnoty liší, jsou albedo a hloubka vodní nádrže, která byla ve výpočtu zanesena násobením koeficienty K_c v posledním kroku výpočtu evapotranspirace. Lze tedy mezi sebou tyto faktory poměrně dobře porovnat.

Vzhledem k tomu, že nejnižších hodnot bylo dosaženo v situacích, kdy albedo činilo 40% (Obr. 8) došla jsem k tomu závěru, že právě hodnota albeda má na velikost evapotranspirace velký vliv. Při vyšší míře odrazivosti dochází k nižšímu výparu. Seginer (1967), který se zabýval vlivem albeda na možné snížení evapotranspirace na velkých zemědělských plochách, považuje právě albedo a také vlhkost vzduchu za zásadní faktory určující míru evapotranspirace. Ostatní faktory jako rychlost větru, drsnost povrchu a dokonce také teplotu považuje za druhořadé.

Zároveň v situacích, kdy byla hodnota odrazivosti totožná, výpar byl vždy vyšší pro menší hloubku nádrže. Tento fakt souvisí přímo s tím, že hodnota koeficientu K_c pro hloubku vody <2 m byla Allenem et. al. (1998) stanovena vyšší a to $K_{c(<2m)}=1,05$. Na základě těchto zjištění lze usuzovat, že hloubka nádrže má vliv na míru evaporatione a je tedy výhodnější navrhovat a stavět vodní nádrže hlubší a omezit rozsah přibřežních mělčin, čímž se omezí i množství vypařené vody.

Hodnoty evapotranspirace z vegetace (Obr. 8) dosahovaly hodnot v rozmezí 632 – 746 mm × m⁻² × rok. Hodnoty v tomto rozmezí jsou druhé nejvyšší po hodnotách evaporace z volné hladiny při hodnotě albeda 6,25% a hloubce <2m.

Hodnoty zjednodušeného výpočtu vodní bilance pro zájmovou lokalitu jsou prezentovány v grafu na (Obr. 9.). Porovnávala jsem zde rozdíl srážek a evapotranspirace pro modelové území, tedy nikoli pro celé povodí řeky Šenberky. U grafu retence vody (Obr. 9.) je důležité si povšimnout, kde je hodnota kladná a kde záporná. Do záporných hodnot se zcela či částečně dostávají hodnoty všech situací, naopak do kladných hodnot pouze situace kdy albedo činilo 6,25% a hloubka >5m a hodnoty kde albedo dosahovalo 40% pro obě hloubky.

Obdobně jako u výsledků stanovovaných pro evapotranspiraci jsem i výsledky retence vody stanovila pro 4 situace týkající se vodních nádrží a 1 situaci týkající se vegetace, potažmo přírodě blízkých opatření.

Vysoká evapotranspirace ve spojitosti s poměrně nízkými srážkami (409 mm × rok⁻¹) vedla k tomu, že rok 2018 byl ve všech pěti případech z hlediska retence vody podprůměrný.

Pouze ve dvou situacích jsem zjistila, že hodnoty retence vody jsou pro všechny roky záporné, tedy nedochází k retenci, ale k deficitu. Jednalo se konkrétně o situaci výparu z vodní nádrže při odrazivosti 6,25% a hloubce vody < 2m a druhou situací byl výpar z vegetace. V prvním případě (výpar z vodní hladiny při odrazivosti 6,25% a hloubce vody < 2m) byly hodnoty deficitu poměrně výrazné a to mezi -164,4 a -501,5 mm × m⁻² × rok⁻¹. V Druhém případě (retence vegetací) se hodnoty deficitu pohybovaly mezi -14,85 a -337,9 mm × m⁻² × rok⁻¹. Usuzuji, že tyto deficity jsou přímým následkem vysoké evapotranspirace (Obr. 8.), která silně převyšovala hodnoty srážek (Obr. 6).

Hodnoty retence vody v situacích kdy albedo činilo 6,25% a hloubka vody > 5m a kdy albedo činilo 40% a hloubka vody < 2m, se pohybovaly v kladných i záporných hodnotách, nicméně příznivěji z těchto dvou grafů vychází situace při vysoké míře odrazivosti a hloubce vody < 2m. Hodnoty se opět vztahují k evapotranspiraci, kdy v tomto zmíněném případě byla evapotranspirace nižší (Obr. 8).

Nejpříznivějších hodnot bylo dosaženo v situaci, kdy odrazivost činila 40% a hloubka vody byla > 5m (Obr. 9), což koresponduje i s nejnižšími hodnotami evapotranspirace, které byly zjištěny právě pro tuto situaci (Obr. 8). Hodnoty retence vody se pohybuji v rozmezí -5,6 až +256,5.

Při celkovém součtu roků 2014 až 2019 vycházejí kladně dvě situace a to pro odrazivost 40% a hloubku < 2m a > 5m. Vyšší hodnotu retence vody vykazuje případ nádrže s větší hloubkou a to 1075 mm × m⁻² za období (2014-2019), oproti nádrži s hloubkou < 2m kde suma retence vody za celé období vychází 41,7 mm × m⁻² za období (2014-2019).

Co se týká měsíčních hodnot, lze konstatovat, že nejvyššího výparu bylo dosaženo v letních měsících a to zejména v červenci (obr. 10.). Nevyšších hodnot v těchto měsících dosahovaly situace výpar z vegetace a výpar z vodní hladiny při nízkém albedu a hloubce vody < 2m.

Zjistila jsem, že hodnoty výparu z vegetace a výparu z vodní nádrže při nízkém albedu a hloubce < 2 m, které vyšly v celoročním kontextu jako situace s nejvyšším výparem, se v zimních měsících jen málo liší od ostatních situací. Největší rozdíl ve výparu přichází v letních měsících, kdy jsou jejich hodnoty oproti ostatním situacím výrazně vyšší (Obr.10.).

Zároveň je třeba konstatovat, že hodnoty výparu z vegetace a z mělké vodní nádrže při nízkém albedu, nejsou vždy a za všech podmínek těmi nejvyššími v kontextu měsíčních hodnot, dokladem toho je

například situace v zimních a podzimních měsících (Obr. 10.). Tento fakt je prakticky způsoben změnou koeficientu K_c během roku, pro jarní období je platná hodnota $K_{c(ini)} = 0,9$, pro letní období hodnota $K_{c(stř)} = 1,2$ a $K_{c(kon)} = 0,7$ pro zimní měsíce. Vliv zřejmě měla i měnící se hodnota K_c pro vodu s hloubkou $> 5m$, která činí $K_{c(>5m ini a stř)} = 0,6525$ a $K_{c(>5m kon)} = 1,2525$ (Allen et. al., 1998).

Zároveň je na těchto výsledcích patrný silný vliv teploty na evapotranspiraci a evaporaci. Tato závislost je patrná například v lednu roku 2017, kdy hodnoty teplot byly nízké (Obr. 13.) a hodnoty výparu také (Obr. 12.), nebo například červen roku 2019, kdy teploty byly naopak velmi vysoké (Obr.13.) a hodnoty výparu v červnu 2019 také dosáhly vysokých hodnot (Obr. 10).

Měsíční hodnoty retence vody silně korespondují s úhrny srážek (Obr. 12.). V obdobích vyšších srážek (Obr. 12.), lze pozorovat větší retenci vody, než v suchých obdobích, což je dobře viditelné například v květnu roku 2014, kdy úhrn srážek byl velký a retence vody byla pro květen 2014 nejvyšší v porovnání se stejným měsícem v letech 2015 – 2019. Nejvyšších hodnot retence vody je dosahováno v podzimních, zimních a některých jarních měsících v závislosti na úhrnech srážek a míře evapotranspirace / evaporace.

5.2 Zjednodušení výpočtu

Jelikož přesný výpočet hydrologické bilance je velice komplexní využila jsem v některých krocích zjednodušení některých skutečností. Naprostá většina nepřesností a zjednodušení pramenila z nedostatku dlouhodobých terénních dat.

Zjednodušenou hydrologickou bilanci jsem nestanovovala pro celé povodí řeky Šenberky, nýbrž pouze pro lokální podmínky modelového území, tedy údolí u obce Tuchoraz. Důvodem byl zájem o popsání lokálních podmínek, ačkoli sebou tento krok nese zjednodušení. Výsledné hodnoty proto odrážejí lokální podmínky a ne situaci celého povodí.

Problematicky se pro výpočet vodní bilance, jeví také fakt, že u přírodě blízkých opatření, na rozdíl od vodní nádrže, se nejedná o přesně definovatelnou plochu. Je proto adekvátní buďto podle nějakého klíče rozhodnout jestli daná vegetace přímo patří k říční nivě či ne, a podle toho poté definovat plochu pro kterou budeme vodní bilanci stanovovat. Klíčem pro definování této plochy může být například přítomnost říčních sedimentů v podloží, nebo brát v úvahu pouze plochu, která komunikuje s podzemními vodami, což může být problematické určit.

Jednou z nepřesností ve výpočtu, kterou vidím jako poměrně zásadní zjednodušení je fakt, že jsem využila pro stanovení průtoku pouze průměrnou roční hodnotu z vodoměrné stanice v Českém Brodě. Bohužel se mi nepodařilo získat dlouhodobá data o průtocích řeky Šenberky. Průměrný průtok neodráží plně skutečnost a nemůže se výpovědní hodnotou vyrovnat denním hodnotám. Zároveň se mi nepodařilo sehnat hodnoty 330 a 355 denních průtoků, díky čemuž jsem nemohla stanovit minimální hygienický průtok, tedy hypotetický odtok z vodní nádrže. Právě díky neznalosti hodnoty odtoku z nádrže jsem využila hodnotu průměrného průtoku. Zároveň kvůli tomu, že neznám hodnoty průtoků, nemohu posuzovat případný vliv evapotranspirace na průtok v toku. Pro zjištění přesnějších dat, by bylo nutné buďto navázání spolupráce s provozovatelem měrného profilu, nebo provést terénní měření osobně, což by ovšem poskytlo také pouze omezené množství dat.

K průtokům se váže další drobná nepřesnost, a to, že měrný profil, z jehož dat jsem vycházela, se nachází necelé tři kilometry od modelového území a této oblasti se do Šenberky vlévá potok Bušinec jehož průtok jsem odhadla na nižší než $0,01 m^3 \times s^{-1}$. Tento vliv jsem při výpočtu zanedbala, protože podle nízkého průtoku usuzuji, že jeho vliv na výsledný průtok je zanedbatelný.

Další zkrácení výsledku vidím ve faktu, že jsem použila meteorologická data za pouhých 6 let a 6 měsíců. Důvodem pro využití takto krátké časové řady bylo to, že meteorologická stanice v obci Mrzky byla zřízena až v roce 2013 a starší data zde proto neexistují. Další blízká stanice, jejíž data by připadala v úvahu k využití je stanice na letišti ve Vrátkově, která ale data neposkytlá. Možným řešením tohoto problému by bylo zajištění dat z dalších stanic ve větší vzdálenosti. Ovšem větší vzdálenost od zájmové oblasti s sebou nese také další míru nepřesnosti a z důvodu příliš velké vzdálenosti dalších meteorologických stanic jsem je nevyužila.

V poskytnutých meteorologických datech figurovala místo průměrné rychlosti větru maximální rychlost větru. Ve výpočtech evapotranspirace je vyžadována průměrná rychlost větru ve výšce dvou metrů nad zemí. Přestože se nejednalo o průměrnou hodnotu rychlosti větru, ale maximální denní rychlost větru, využila jsem tyto hodnoty ve výpočtu. Hodnoty rychlosti větru (u_2) figurují ve výpočtu referenční potenciální evapotranspirace (5). Vyšší hodnoty rychlosti větru způsobují vyšší hodnoty evapotranspirace. Kdybych tedy použila průměrné hodnoty a nikoli maximální hodnoty rychlosti větru, výsledná evapotranspirace by byla nižší.

Také jsem při výpočtu zanedbala možnou dotaci vodní nádrže ze zdrojů podzemních vod. Hodnotu $1-2 \text{ l} \times \text{s}^{-1} \times \text{km}^{-2}$ zjištěnou z mapových podkladů (Krásný et. al., 2012) považuji za poměrně nízkou. Tato hodnota odpovídá spíše regionálnímu průměru a zřejmě plně neodráží přesnou situaci v modelovém území. Ideálním postupem by zřejmě bylo pomocí terénního měření stanovit přesné hodnoty přímo v lokalitě a pro porovnání je stanovit u nějaké již existující nádrže podobných parametrů jako má navrhovaná nádrž u Tuchorazi.

Pro stanovení významu infiltrace v hydrologické bilanci považuji za podstatnější rozlohu, na které je voda zasakována, protože rychlost infiltrace je až na dvě drobné čocky půd typu B stejná pro větší část údolí řeky Šenberý (viz Obr.7.). Vzhledem k předpokládané stejné rychlosti infiltrace, proto usuzuji, že je zde důležitějším aspektem rozloha území, na kterém dochází k infiltraci. Pokud tedy posuzuji pouze část říčního toku Šenberý v údolí u Tuchorazi, větší plochu k infiltraci poskytuje vodní nádrž. Ovšem Votruba a Broža (1966) poukazují na to, že k infiltraci vody z vodních nádrží dochází ve zvýšené míře v několika prvních rocích po napuštění nádrže, než dojde k usazení málo propustné vrstvy jemnozrnných sedimentů na dně nádrže. Období tohoto zvýšeného zasakování může být v různých podmínkách různě dlouhá a závisí také na splaveninovém režimu v povodí. Z tohoto důvodu jsem hodnoty infiltrace ve svých výpočtech neuvažovala, protože z dlouhodobého hlediska se význam infiltrace z vodní nádrže snižuje (Votruba a Broža, 1966). Kratochvíl (1961) doplňuje, že u vodních nádrží nezřídka bývá dno ošetřeno proti průsakům z tělesa nádrže do podloží vrstvou nepropustného materiálu. V takovém případě je pak infiltrace z nádrže zanedbatelná.

Některými zjednodušeními je ovlivněn i výpočet evapotranspirace. Při výpočtu příchozího krátkovlnného záření dopadajícího na Zemi (R_s) jsem využila doporučených hodnot a_s a b_s (Allen et. al. 1998), a to z důvodu problematického stanovení přesných hodnot těchto koeficientů.

Další drobná nepřesnost se vztahuje k hodnotě albeda vody, která je potřebná k výpočtu hodnoty R_{ns} , neboli čistého krátkovlnného slunečního záření. Rozpětí hodnot albeda je poměrně velké proto jsem vypočítala pro dvě hodnoty albeda vody a to pro průměrnou hodnotu 0,0625 i pro poměrně vysokou hodnotu 0,4, která může nastat při vlnění. Zjistila jsem, že hodnoty R_{ns} jsou vyšší pro albedo 0,0625 než pro 0,4. Hodnoty se liší o jednotky $\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$.

Ze vzorce referenční potenciální evapotranspirace (5) jsem vypustila hodnotu G , tok tepla do půdy, která se ve vzorci odečítá od hodnoty R_n . Hlavním z důvodem nezačlenění hodnoty toku tepla do půdy do vzorce (5) byl fakt, že jsem neměla data pro jeho výpočet. Ovšem s odvoláním na Allen et. al. (1998) předpokládám že se nejedná o zásadní nedostatek výpočtu, protože v podmínkách, kde je půda pokryta vegetací je hodnota G nízká a nemá velký vliv na výsledek výpočtu.

Po dokončení celého procesu výpočtu v programu Microsoft Excel jsem zjistila, že pro některé hodnoty skutečného tlaku par (e_a) vyšly záporně. Hodnota skutečného tlaku par se nachází ve výpočtu R_{ni} pod odmocninou a tudíž ji nelze vypočítat pro záporné hodnoty. Díky čemuž nebylo možné pro tyto dny vypočítat ani hodnoty evapotranspirace. K této situaci docházelo zpravidla ve dnech, kdy klesaly teploty pod bod mrazu. Tento problém jsem ve výpočtu vyřešila nahrazením hodnoty evapotranspirace nulou. Nicméně předpokládám, že evapotranspirace v těchto dnech je zanedbatelná.

Ačkoli se v okolí toku Šenberý nachází menší chatová osada, kde je zřejmě čerpána podzemní voda. Tato lokalita čítá cirká 30 budov. Předpokládám, že tento vliv je zanedbatelný, protože nelze prokázat vliv čerpání na průtok v této lokalitě bez místního průzkumu. V modelovém území se nenachází žádný průmyslový objekt, který by měl velké nároky na vodu. Možnou antropogenní dotaci toku či nádrže vodou jsem také ve výpočtu zanedbala.

5.3 Porovnání technických a přírodě blízkých retenčních opatření

Přes všechna zjednodušení se mi podařilo získat si představu o fungování a vlivu evapotranspirace na retenci vody v krajině za různých podmínek. Na základě svých výsledků (Obr. 8 a Obr. 9.) mohu říci, že míra retence vody v krajině vlivem technických i přírodě blízkých hydrologických opatření silně závisí i na místních faktorech.

Pro modelové území nejlépe vychází zbudování vodní nádrže s pokud možno omezeným rozsahem mělčin a hloubkou nádrže alespoň 5 metrů a více. Nicméně je zde faktor albeda, který nelze ovlivnit. Zároveň je zde předpoklad, že voda v nádrži bude čistá (Allen et. al., 1998). Bylo by zřejmě zajímavé stanovit hodnoty koeficientů K_c pro vodu postiženou vodním květem či jiným organickým znečištěním a zároveň určení hodnoty albeda pro takovou vodu. Ze svých výsledků (Obr. 8) usuzuji, že hodnota albeda má na výslednou evapotranspiraci poměrně velký vliv a to zásadnější než hloubka vody v nádrži.

Zároveň jsem zjistila, že v dané lokalitě je vegetační pokryv z hlediska retence vody deficitní, což je s vysokou pravděpodobností zapříčiněno vysokými hodnotami výparu z vegetace, které mi pro danou lokalitu vyšly. Jak jsem již zmínila, bylo by zajímavé porovnat hodnoty evapotranspirace s průtoky v řece Šenberý. Například Bruthans et. al. (2020) ve svém nové studii podobné měření provedli. V této studii se zabývali vlivem evapotranspirace na snížení specifických odtoků z menších vodních toků. Zároveň byla zkoumána dostupnost vody z říčního toku pro příbřežní vegetaci. Výzkumný tým došel k závěru, že jelikož byla hladina podzemní vody ve zkoumané oblasti vysoko, byla dostupná pro příbřežní vegetaci. Zároveň byl pozorován rapidní pokles průtoků v době, kdy dle dostupných zjištění došla rostlinám zásoba půdní vody, kterou ovšem mohly díky přístupu kořenového systému k hladině podzemní vody dál získávat a proto mohla vegetace prospívat i v období velmi vysokých teplot. Bruthans et. al. (2020) došli k závěru, že za výrazným poklesem průtoků stojí pravděpodobně právě vegetace, která díky vysoké hladině mohla skrze kořeny čerpat vodu z podzemní vody. Zároveň zde byly zjištěny vysoké hodnoty evapotranspirace. Naopak u drobných toků, jež nebyly postiženy sekundární evapotranspirací z příbřežní vegetace, nedošlo k výrazným poklesům průtoků ani v období vysokých teplot, což podporuje předchozí zjištění. Zároveň zde bylo vyvráceno podezření na antropogenní příčiny poklesu specifického odtoku.

Ve světle svých výsledků, ale také s přihlédnutím k výsledkům studie Bruhtans et. al. (2020), musím konstatovat, že přírodě blízká opatření charakteru říčního toku s rozsáhlou vegetací je nutno zvažovat s ohledem na vysoké hodnoty evapotranspirace. Tyto hodnoty se jeví významné hlavně v období vysokých teplot (Obr. 6 – nadprůměrně teplý tok 2018, Obr. 8 evapotranspirace v roce 2018). Vodní nádrže se jeví co do míry evapotranspirace, ale také retence vody (Obr., 8 a 9) o něco příznivěji,

ovšem pouze za určitých podmínek, což jsou zejména hloubka nádrže, kterou lze při navrhování ovlivnit.

Samozřejmě hledisko retence vody v krajině je důležitým faktorem v budování retenčních opatření, ale obvyklým jevem je, že tato opatření jsou víceúčelová a nelze tedy opomíjet ani tato další hlediska. U přírodě blízkých opatření jsou dalším zásadním hlediskem pro jejich realizaci také ekologické a estetické důvody. Tyto lokality bývají ekologicky velice cenné i přes to, že jsou vytvořeny uměle, v horizontu několika let získají přírodě blízký charakter (Just et. al., 2003). Zároveň mnozí autoři zmiňují jako kladný jev rozliv během povodňových událostí a také zpomalení nástupu povodňové vlny (Just et. al., 2005; Schober et. al. 2020).

Vrána et. al. (2004), Schober et. al. (2020) i Štěpánková et. al. (2018) doplňují, že problematickým faktorem zde mohou být vlastnické vztahy a případný nesouhlas majitelů pozemků na kterých by k rozlivu vody mělo případně docházet. Za zmínku také stojí příznivý vliv těchto opatření na podpoření samočisticího efektu vody (Just et. al., 2003; Just et. al. 2005; Vrána et. al., 2004; Štěpánková et. al., 2018; Dzuráková et. al., 2017). Schober et. al. (2020) naráží na fakt, že při tvorbě nových zátopových oblastí je nutné pozemky buďto vykoupit, nebo poskytnout majitelům finanční náhradu. Schober et. al. (2020) pokládají otázku, zda je ekonomicky výhodné vykupovat či finančně nahrazovat tato protipovodňová opatření, nebo jestli je ekonomicky výhodnější a levnější poté zaplatit vzniklé škody v případě, že by opatření nebyla uskutečněna.

Schober et. al. (2020) také zmiňuje psychologickou stránku věci. Tvrdí, že lidé mají tendenci cítit se bezpečněji za hrázemi. Tato problematika by měla být do budoucna řešena a bylo by zřejmě přínosné zjistit názor české široké laické veřejnosti a vyhodnotit zjištěné výsledky. Protože případné obavy z účinnosti přírodně blízkých opatření či dokonce jejich bezpečnosti by mohly i do budoucna výrazně ovlivnit jejich povolování a výstavbu. Kromě toho výše zmíněný autor dodává, že účinnost přírodě blízkých opatření je vhodné hodnotit v rámci většího území, nikoli pouze v místě zřízení.

Důvody realizace vodních nádrží také nejsou pouze za účelem zadržení vody v obdobích sucha a povodní jak zmiňují Votruba a Broža (1966). Vodní nádrže mohou být využívány k výrobě elektrické energie, ale také jako zdroje pitných či užitkových vod. V dřívějších dobách mnoho nádrží také vznikalo z důvodů produkčních, jako chovné rybníky pro produkci ryb. Méně významné jsou pak důvody rekreační. Jak zmiňuje Thomas et. al. (2011) realizace těchto opatření je poměrně dlouhodobá. Štěpánková et. al. (2018) uvádí, že příprava a realizace malých vodních nádrží se pohybuje v horizontu 7 let a více, u velkých vodních děl je to pak ještě delší proces. Jsou-li technická opatření provedena citlivě, nelze jim upřít také jisté estetické a v dlouhodobějším horizontu také ekologické funkce a to zejména u menších vodních nádrží.

6 ZÁVĚR

Retence vody v krajině je velice komplexní problematika, která je ovlivňována velkým množstvím faktorů. Přesné posouzení všech vlivů na retenci vody je velice náročné na vstupní údaje a téměř vždy vyžaduje určitá zjednodušení. Cílem, který jsem si stanovila na začátku práce, bylo získat představu o tom, které ze dvou vybraných retenčních opatření je výhodnější a za jakých podmínek.

Použila jsem zjednodušenou formu hydrogeologické bilance. Vyčíslila jsem hodnoty evapotranspirace pro různé podmínky a tyto výsledné hodnoty jsem porovnávala s hodnotami srážek. Výsledkem byl zjednodušený výsledek retence vody za různých podmínek. Na základě výsledků jsem zjistila, že za určitých konkrétních podmínek je výhodnějším opatřením stavba vodní nádrže. Jako nejvhodnější podmínky z hlediska evapotranspirace se jeví poměrně hluboká vodní nádrž s hloubkou alespoň 5 m a vysoké albedo. Během chladného období je výpar za všech sledovaných situací poměrně podobný, zásadní rozdíly jsou viditelné zejména v letním období, kdy výrazně vzrostla evapotranspirace vegetace a evaporace za nízké hodnoty albeda a hloubky nádrže < 2 m. Ovšem toto tvrzení se opírá zejména o hodnoty evapotranspirace. Zároveň jsem zjistila, že velký vliv na míru evapotranspirace mají místní meteorologické faktory, které se mohou lokálně lišit. Nejzásadnějším faktorem ovlivňujícím míru evapotranspirace je však teplota, což je patrné i z měsíčních výsledků.

Samotné srovnání vybraných retenčních opatření při uceleném pohledu, není příliš jednoznačné. Z pohledu evapotranspirace a retence vody vychází výhodněji, jak již bylo zmíněno vodní nádrž. Ovšem na celou problematiku je nutno nahlížet komplexně. Hledisko retence vody nemusí být nutně hlavní funkcí plánovaného opatření, z hlediska prevence povodňových událostí a také opatření proti suchu mohou být výhodnější opatření jiná. Vzhledem ke komplexnosti celé problematiky považuji za důležité pro každou lokalitu stanovit vhodnost opatření podle požadovaného účelu, ale také zhodnotit míru evapotranspirace v dané lokalitě. Doporučuji také na základě hodnot evapotranspirace zvážit, zda je skutečně dané opatření v dané lokalitě vhodné tak, aby nedocházelo k velkým deficitům vody. Tato práce ukazuje, že pro prvotní seznámení se s vodní bilancí lokality, v které má být zbudováno retenční opatření, je výpočet evapotranspirace dostačující a poskytuje prvotní představu o stavu vodní bilance. Těchto prvotních informací lze dále využít při navrhování vhodných retenčních opatření pro studovanou lokalitu.

Je otázkou v jakém časovém horizontu je reálné zpomalit růst teplot v České republice potažmo na celé planetě Zemi, nebo dokonce jejich pokles. Za předpokladu růstu průměrných i maximálních teplot považuji za důležité zhodnotit blíže účinnost jednotlivých technických i přírodně blízkých opatření a také jejich vhodnost pro konkrétní lokality. Vzhledem k tomu že podzemní vody a srážkové vody jsou pro Českou republiku jedinými zdroji, je nutné realizovat co možná nejúčinnější opatření pro retenci vody v krajině.

Literatura

Benetin J., Fídl J., Hrabal A., Raučina Š., 1979. *Závlahy*, Bratislava: Příroda

Bowen R., 1986. *Grounwater*, 2nd ed., London: Elsevier, ISBN 0-85334-414-0

Crhanová L., Šopko F., Hanzlík J., Čekal R., Lamačová A., Možný M., Daňhelk J., Součková M., Doležal J., 2020. *Stav a vývoj sucha v Česku: Hodnotící zpráva k jednání Národní koalice pro boj se suchem*, ČHMÚ

Hřebejková B., 2018, *Retence půdní vody v krajině*, Praha, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta.

Just T., Šámal V., Dušek M., Fischer D., Karlík P., Pykal J., 2003., *Revitalizace vodního prostředí*, Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny České republiky, ISBN 80-86064-72-7

Just T., Matoušek V., Dušek M., Fischer D., Karlík P., 2005., *Vodohospodářské revitalizace a jejich uplatnění v ochraně před povodněmi*, Praha: Ministerstvo životního prostředí České republiky, Český svaz ochránců přírody, ISBN 80-239-6351-1

Kopáček J., Bednář J., 2005. *Jak vzniká počasí*, Karolinum, ISBN 80-246-1002-7

Kratochvíl S., 1961. *Vodní nádrže a přehrady*, Praha: Nakladatelství Československé akademie věd, vydání 1.

Krásný J., Císlarová M., Čurda S., et al., 2012. *Podzemní vody České republiky: regionální hydrologie prostých a minerálních vod*, Praha: Česká geologická služba, ISBN 987-80-7075-797-0

Machů B., 2014. *Metody stanovení potenciální evapotranspirace a jejich porovnání*, Brno: Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta, Geografický ústav, str. 22

Pelikán V. a kol., 1988. *Hydrogeologická měření*, Praha: SNTL – Nakladatelství technické literatury

Přenosilová E., 1994. *Důsledky klimatických změn na hospodaření vodou v nádržích*, Praha: Český hydrometeorologický ústav, Národní klimatický program České republiky, ISBN 80-85813-17-3

Roth G. R., 2000. *Malá encyklopedie počasí – jak porozumět počasí a meteorologickým předpovědím*, BLV Verlagsgesellschaft, ISBN 80-242-0228-X

Slepička F., Sarga K., Anton Z., 1989. *Moderní hydrologické metody pro hydrogeologické testování a bilancování*, Praha: MON

Smith R. E., Smettem K. R. J., Broadbridge P., Woolhisher D. A., 2002. *Infiltration Theory for Hydrologic Applications*, Washington: American Geophysical Union, ISBN 0-87590-319-3

Sobíšek B., Krška K., Munzar J., Bednář J., Hodan L., Horký Z., Kakos, V., Kalvová J., Kopáček J., Panenka I., Vítek V., Gottwald A., Pribiš J., 1993. *Meteorologický slovník výkladový & terminologický*, Praha: Ministerstvo životního prostředí České republiky, ISBN 80-85368-45-5

Spitz P., Prudký J., 2001. *Metodika výpočtu retence vody v povodí při povodních*, Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha, ISSN 1211-3972

Štěpánková P., Osičková K., Dzuráková M., 2018. *Katalog přírodně blízkých opatření pro zadržení vody v krajině* Praha: VÚV TGM, Příloha 1

Švihálek J., 2011. *Metodika měření průtoků nadrobných tocích*, Brno: Masarykova univerzita

Vlček L., 2017. *Retence vody půdách horských oblastí na příkladu Šumavy*, Praha: Univerzita Karlova, disertační práce, str 7 - 13

Votruba L., Broža V., 1966. *Hospodaření vodou v nádržích*, Praha: Státní nakladatelství technické literatury

Vrána K., Dostál T., Gergel J., Kender J., Zuna J., 2004., *Revitalizace malých vodních toků – součást péče o krajinu*, Praha: Ministerstvo životního prostředí České republiky, ISBN 80-902132-9-4

Články

Beran A., Kašpárek L., Vizina A., Šuhájková P., 2019, Ztráta vody výparem z volné vodní hladiny. *VTEI (Vodohospodářské technicko - ekonomické informace)*, 09/08/2019, VÚV TGM, ISSN 0322-8916; ON-LINE ISSN 1805-6555

Bruthans J., Kadlecová R., Slavík M., Králová M., Fryč T., Čurda J., 2020, Příčina prudkého snížení průtoků některých menších toků ve středních Čechách v létě 2019 a extrémně nízkých specifických odtoků: vliv evapotranspirace z příbřežní zóny a ploch s mělkou hladinou podzemní vody. *Geoscience Research Reports (ČGS)*, Praha: 22/6/2020, Vol. 53 1/2020, str. 47 – 54, ISSN 0514-8057

Dzuráková M., Osičková K., Uhrová J., Rozkošný M., Smelík L., Němejcová D., Zahradková S., Štěpánková P., Macků J., 2017, Potenciál aplikace přírodě blízkých opatření pro zadržení vody v krajině a zlepšení ekologického stavu vodních útvarů. *VTEI (Vodohospodářské technicko - ekonomické informace)*, 10/8/2017, roč. 59, č. 4 str. 25 – 32, ISSN 0322-8916

Gross N., Robson T. M., Lavorel S., Albert C., Le Bagousse-Pinguet Y., Guillemin R., 2008, Plant response trans mediate the effects of subalpine grasslands on soil moisture. *New Phytologist*, vol 180, page 652 - 662

Krause S., Bronstert A., Zehe E., 2007, Ground water–surfacewater interactions in a North German lowland floodplain – Implications for the river discharge dynamics and riparian water balance. *Journal of Hydrology*, Elsevier, vol. 347, page 404 - 417

Penman H. L., 1948, Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of Royal Society of London*, 22/4/1948, vol. 193, no 1032, page 120 – 145

Podrázský V., Remeš J., 2005, Retenční schopnost svrchní vrstvy půd lesních porostů s různým druhovým složením. *Zprávy lesnického výzkumu*, Svazek 50, 1/2005, str. 46-48, Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti Jíloviště-Strnady, ISSN 0322-6988

Seginer I., 1967, The effect of albedo on the evapotranspiration rate. *Agricultural Meteorology*, Elsevier, vol.6, page 5 - 31

Schober B., Hauer C., Habersack H., 2020, Floodplain losses and increasing flood risk in the context of recent historic land use changes and settlement developments: Austrian case studies. *Journal of Flood Risk management*. CIWEM, e12610

Šuhájková P., Kožín R., Beran A., Melišová E., Vizina A., Hanel M., 2019, Aktualizace empirických vztahů pro výpočet výparu z vodní hladiny na základě pozorování výparu ve stanici Hlasivo. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*, VÚV TGM roč. 61, č. 4, strana 4-11. ISSN 0322-8916

Thomas B., Steidl J., Dietrich O., Lischeid G., 2011, Measures to sustain seasonal minimum runoff in small catchments in the mid-latitudes: A review. *Journal of Hydrology*, Elsevier, 13/11/2011, vol. 404, page. 296-307

Zotarelli L., Dukes M. D., Romero C. C., Migliaccio K. W., Morgan K. T., 2010, Step by step calculation of the Penman-Monteith Evapotranspiration (FAO-56 Method). *IFAS Extension*, University of Florida, AE459

Internetové zdroje

Allen R. G., Pereira L. S., Raes D., Smith M., 1998, *Corp evapotranspiration – Guidelines for computing corp wate rrequirements* FAO, Řím, ISBN 92-5-104219-5 Dostupné z: <http://www.fao.org/3/X0490E/x0490e00.htm#Contents> (23. 6. 2020)

Evidenční list hlásného profilu č. 61, Dostupné z: http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfbk_detail.php?seq=307025&fbclid=IwAR2UnsQE0EpwE6J82wX54Bd1hh0DERtCF1ZZJjueiopXP47SqIIOYfgTXfc (4. 7. 2020)

Generel území chráněných pro akumulaci povrchových vod a základní zásady využití těchto území, Ministerstvo zemědělství a Ministerstvo životního prostředí, Praha 2011, Dostupné z: http://eagri.cz/public/web/file/133229/Generel_LAPV__vc._protokolu.pdf (29. 5. 2020)

Geologická mapa 1: 50 000, Česká geologická služba, Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/> (7.3.2020)

Kinkor J., 1998, Metodický pokyn odboru ochrany vod Ministerstva životního prostředí ke stanovení hodnot minimálních zůstatkových průtoků ve vodních tocích, č. j. ZP16/98, MŽP, Dostupné z: [https://www.mzp.cz/web/edice.nsf/BB978B5BAEDF46C0C1256FC8003F1EB8/\\$file/metod.html](https://www.mzp.cz/web/edice.nsf/BB978B5BAEDF46C0C1256FC8003F1EB8/$file/metod.html) (4.7.2020)

Půda v mapách, 1:5000, VÚMOP, Dostupné z: <https://mapy.vumop.cz/> (29.7. 2020)