

Shrnutí posouzení vlivu malé vodní nádrže na složky hydrologické bilance malého povodí

Konečný uživatel výsledků: **Ministerstvo životního prostředí**
Vršovická 1442/65
Praha 10, 100 10

Název projektu: Vliv malých vodních nádrží na hladinu podzemních vod a celkovou hydrologickou bilanci s důrazem na suchá období

Číslo projektu: TITSMZP809

Řešitel projektu: ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

Doba řešení: 1. 5. 2019 – 30. 4. 2022

Důvěrnost a dostupnost: veřejně přístupný

**Informace o autorském týmu:**

Projekt byl řešen konsorciem tvořeným týmy z Fakulty stavební ČVUT, Výzkumného ústavu vodohospodářského a Českého hydrometeorologického ústavu. Hlavním řešitelem bylo České vysoké učení technické. Na řešení se podíleli profesionálové především z oborů hydrologie, hydrauliky, hydrogeologie a dálkového průzkumu Země.

Složení jednotlivých řešitelských týmů

ČVUT	VÚV	ČHMÚ
Václav David	Adam Beran	Radovan Tyl
Kateřina Černochová	Josef Vojtěch Datel	Matěj Jedlička
Josef Krása	Roman Kožín	Pavel Kukla
Tomáš Laburda	Jan Kašpárek	Josef Čermák
David Zumr	Vojtěch Moravec	Martin Hubený
Jan Devátý	Rolf Fonseca Rodríguez	Tomáš Kabelka
Daniel Jirásko	David Rozman	Lucie Petrová
Petr Koudelka	Adéla Trávníčková	
Adam Tejkl		

Cíl projektu (dle zadávací dokumentace):

Hlavním cílem projektu je posouzení vlivu malých vodních nádrží na hydrologickou bilanci a její složky v různém prostorovém měřítku. Posouzení má být provedeno v blízkém okolí malých vodních nádrží, ve zdrojových povodích a v povodích se soustavami rybníků a malých vodních nádrží. Hydrologická bilance je zaměřena na stanovení vlivu malých vodních nádrží na hladiny podzemní vody, výpar a odtok. Aktivita budou vycházet z monitoringu vybraných hydrologických veličin na malých vodních nádrží, analýzy blízkého okolí malých vodních nádrží prostřednictvím dat DPZ, odhadu složek hydrologické bilance hydrologickými modely spolu s popisem nejistot, odhadu fyzicko-geografických charakteristik malých vodních nádrží a dotčených povodí, regionální analýzy charakteristik MVN. Výzkum má přispět ke komplexnímu a kvantitativnímu posouzení pozitivních a negativních aspektů spojených s přítomností, provozem a budováním malých vodních nádrží v blízkosti sídel a v zemědělské krajině.

Obsah

Předmluva.....	6
1 Úvod	7
2 Procesy ovlivňující hydrologický režim související s vodními plochami	9
2.1 Výpar z vodní hladiny	9
2.1.1 Orientační stanovení výparu dle ČSN 75 2410	10
2.1.2 Stanovení výparu na základě vodní bilance.....	12
2.1.3 Metoda teplené (energetické) bilance.....	12
2.1.4 Rovnice pro výpočet výparu.....	13
2.2 Proudění podzemní vody.....	15
2.3 Průsak vody hrázemi	18
2.3.1 Metoda dle Kudina	18
2.3.2 Podklady pro stanovení průsaku.....	19
2.3.3 Měření průsaků	20
2.4 Transformace hydrogramu v malých vodních nádržích	20
2.4.1 Popis transformace hydrogramu v nádrži	21
3 Příklady ovlivnění hydrologického režimu malými vodními nádržemi	22
3.1 Krátkodobá bilance rybníků při vypouštění	22
3.1.1 Lokality měření.....	24
3.1.2 Výsledky.....	27
3.1.3 Shrnutí	30
3.2 Vliv hladiny vody v nádržích na podzemní vody.....	32
3.2.1 Lokalita rybníka Vavřinec	32
3.2.2 Monitorovací vrty	33
3.2.3 Batymetrie nádrže.....	37
3.2.4 Časové řady průběhu hladin	38
3.2.5 Modelový výpočet proudění podzemní vody	40
3.2.6 Diskuse	46
3.2.7 Shrnutí	49
3.3 Ovlivnění hydrologického režimu výparem z vodní hladiny	50
3.3.1 Měření výparu na lokalitě Vavřinec	50
3.3.2 Posouzení výparu na Vavřinci ve vztahu k průtokům	52

3.3.3	Energetické zhodnocení výparu.....	53
3.3.4	Shrnutí	56
3.4	Transformace průtoků v malých vodních nádržích	57
3.4.1	Transformace hydrogramů na Vavřinci.....	57
3.4.2	Transformace hydrogramů na rybníku Mrštín.....	60
3.5	Dlouhodobá bilance vody v lokalitě rybníka Vavřinec	62
3.5.1	Postup stanovení bilance	62
3.5.2	Vstupní data.....	63
3.5.3	Výsledky stanovení bilance	65
3.5.4	Vztah celkové bilance k bilanci podzemní vody a vody v nádrži	68
3.6	Vliv kaskády MVN na hydrologický režim toku Pšovky.....	72
3.6.1	Zájmové území	72
3.6.2	Přehled profilů	73
3.6.3	Krátkodobé měřické kampaně	77
3.6.4	Výsledky jednotlivých kampaní	78
3.6.5	Srovnání výsledků měření	82
3.6.6	Shrnutí	84
3.7	Průsaky hrázemi malých vodních nádrží.....	85
3.7.1	Teoretické posouzení průsaků zemními hrázemi na vybraných lokalitách	85
3.7.2	Reálný průsak hrází malé vodní nádrže.....	89
3.8	Režim průtoků a hladin podzemních vod v povodí Skalice, Lomnice a Žehrovky	93
3.8.1	Monitoring prvků hydrologické bilance na vybraných lokalitách.....	93
3.8.2	Analýza odtokových poměrů.....	96
3.8.3	Shrnutí	113
3.9	Dálkový průzkum Země jako podklad pro posuzování malých vodních nádrží	115
3.9.1	Využití indexů odvozených ze satelitních dat	115
3.9.2	Posouzení vztahu mezi satelitními daty, daty pořízenými UAV a kontaktně měřenými daty.....	118
3.9.3	Posouzení vztahu mezi radiometrickými daty a kontaktně měřenými vlhkostmi pro lokalitu Vavřinec	125
3.9.4	Shrnutí	131
4	Závěr.....	132
5	Použitá a související literatura a zdroje	134

T A
Č R

Tento projekt je financován se státní podporou
Technologické agentury ČR
v rámci programu BETA2

www.tacr.cz
Výzkum užitečný pro společnost

Ministerstvo životního prostředí

Předmluva

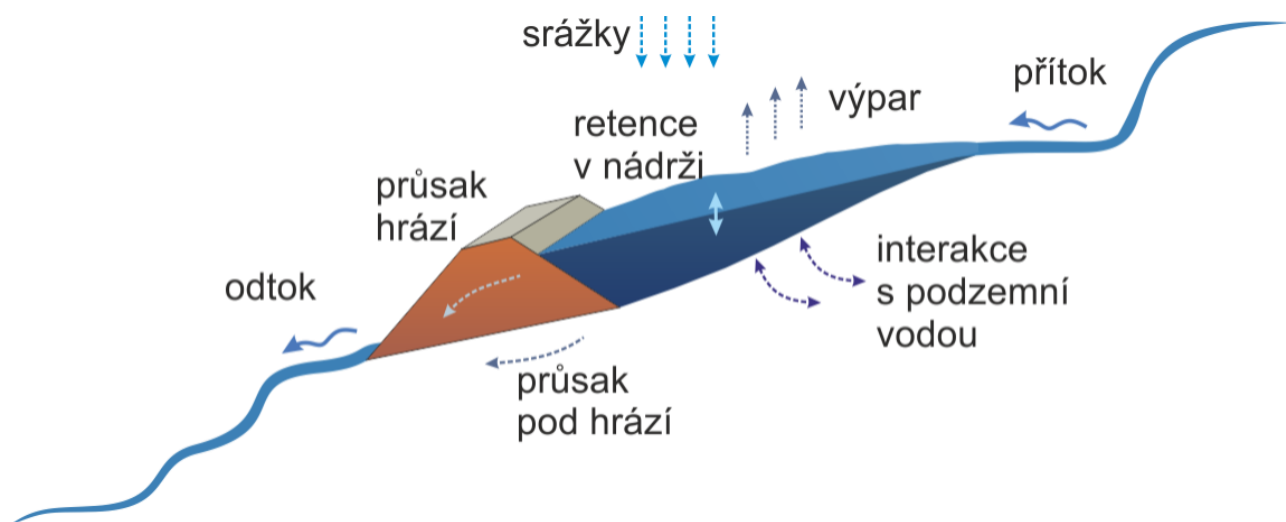
Česká republika se v posledních desetiletích potýkala s dopady hydrologických extrémů, a to jak povodní, tak sucha. V případě povodní jsou významné zejména události z let 1997, 2002 a 2013. V těchto letech se vyskytly povodňové události, které zasáhly různou měrou různé části republiky. S ohledem na sucha je nutno zmínit zejména suchou periodu z let 2015 až 2020, přičemž zasaženo bylo v tomto případě území celé republiky, byť intenzita sucha byla v jednotlivých částech mírně odlišná. Výskyt obou typů extrémů koresponduje s předpokládanými projevy klimatických změn.

Výskyt zmíněných hydrologických situací podnítl intenzivnější debatu zaměřenou na možnosti ovlivnění a mírnění dopadů obou extrémů. Je vcelku zřejmé, že optimální cestou je aplikace komplexu opatření, zahrnujících mimo jiné zvyšování celkové retence vody v krajině. Debata odborné i laické veřejnosti se mnohdy dotýká i malých vodních nádrží, přičemž názory na ně se pohybují od veskrze pozitivního vnímání po postoje spíše negativní. V prvním případě je zmiňována především voda v těchto stavbách zadržovaná. Méně se už hovoří o zvýšení zásoby podzemní vody indukované vzdušným hladinou v nádržích. Na opačném pólu se pak nachází postoje vnímající především výpar, který je příčinou úbytku vody v tocích pod nádržemi. Častým případem ovšem je, že argumenty nejsou podloženy přímými daty. I z toho důvodu vznikla potřeba vliv rybníků i ostatních malých vodních nádrží na hydrologický režim podrobit detailnímu výzkumu a získat měřená data, kterých by při dalším posuzování mohlo být využito.

Z výše uvedeného důvodu byl v letech 2019 až 2022 v rámci programu TAČR Beta 2 realizován výzkumný projekt TITSMZP809 s názvem „Vliv malých vodních nádrží na hladinu podzemních vod a celkovou hydrologickou bilanci s důrazem na suchá období“.

1 Úvod

Malé vodní nádrže a rybníky představují krajinný prvek, který bezpochyby ovlivňuje hydrologický režim, a to jak ve vztahu k povrchovým vodám, tak ve vztahu k vodám podzemním. Z toho důvodu jsou spolu s dalšími vodními plochami považovány z pohledu zákona 114/1992 Sb. §3 odst. 1 písm. b (zákon uvádí termíny rybníky a jezera, ostatní malé vodní nádrže jsou ovšem oprávněně zahrnuty výkladem MŽP, https://www.mzp.cz/cz/rybnik_definice) za významný krajinný prvek (VKP). Ty jsou dle §4, odst. 2 chráněny před poškozováním a ničením. Vzájemná interakce systému atmosféra – vodní tok – malá vodní nádrž – podzemní voda – půdní prostředí – vegetační pokryv probíhá prostřednictvím řady procesů (viz Obr. 1). Způsobů vzájemného ovlivnění je celá řada a zpravidla nelze jednoznačně rozlišit, zda je daný způsob negativní či pozitivní.



Obr. 1 Procesy související s vlivem malých vodních nádrží na hydrologický režim.

Z pohledu ovlivnění hydrologického režimu a jeho jednotlivých složek je třeba zdůraznit, že provázanost jednotlivých toků a zásob vody je mnohdy velmi těsná a při posuzování ovlivnění hydrologického režimu je nutno na to brát zřetel. Například celkové množství výparu je závislé krom ostatních faktorů i na rozloze vodní hladiny, z níž probíhá, a ta je úzce svázaná s množstvím vody zadržované v prostoru nádrže. Dalším příkladem může být zvýšení hladiny podzemní vody. Díky tomu sice dojde ke zvýšení zásoby podzemní vody, ovšem v případě, že se její hladina nachází blízko k povrchu v rámci kořenové zóny, dojde i k intenzivnějšímu odčerpávání vody evapotranspirací.

Tato zpráva shrnuje poznatky získané v průběhu řešení projektu TITSMZP809 „Vliv malých vodních nádrží na hladinu podzemních vod a celkovou hydrologickou bilanci s důrazem na suchá období“. Jedná se o poznatky dosažené jednak prostřednictvím terénních měření a jednak analýzou již dříve naměřených dat pořízených na pracovištích řešitelského konsorcia (Český hydrometeorologický ústav, Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i. a České vysoké učení technické v Praze). Jedním z hlavních prvků realizovaného výzkumu byl monitoring, a to jak dlouhodobý, tak krátkodobý. V rámci monitoringu malých vodních nádrží byly sledovány důležité veličiny popisující jednotlivé hydrologické jevy a procesy. Díky tomu byl získán

obsáhlý soubor dat, který umožnil popsat procesy důležité s ohledem na ovlivnění hydrologického režimu malými vodními nádržemi. Monitoring i následné analýzy pořízených dat byly založeny na rešerši metod popisu jednotlivých procesů.

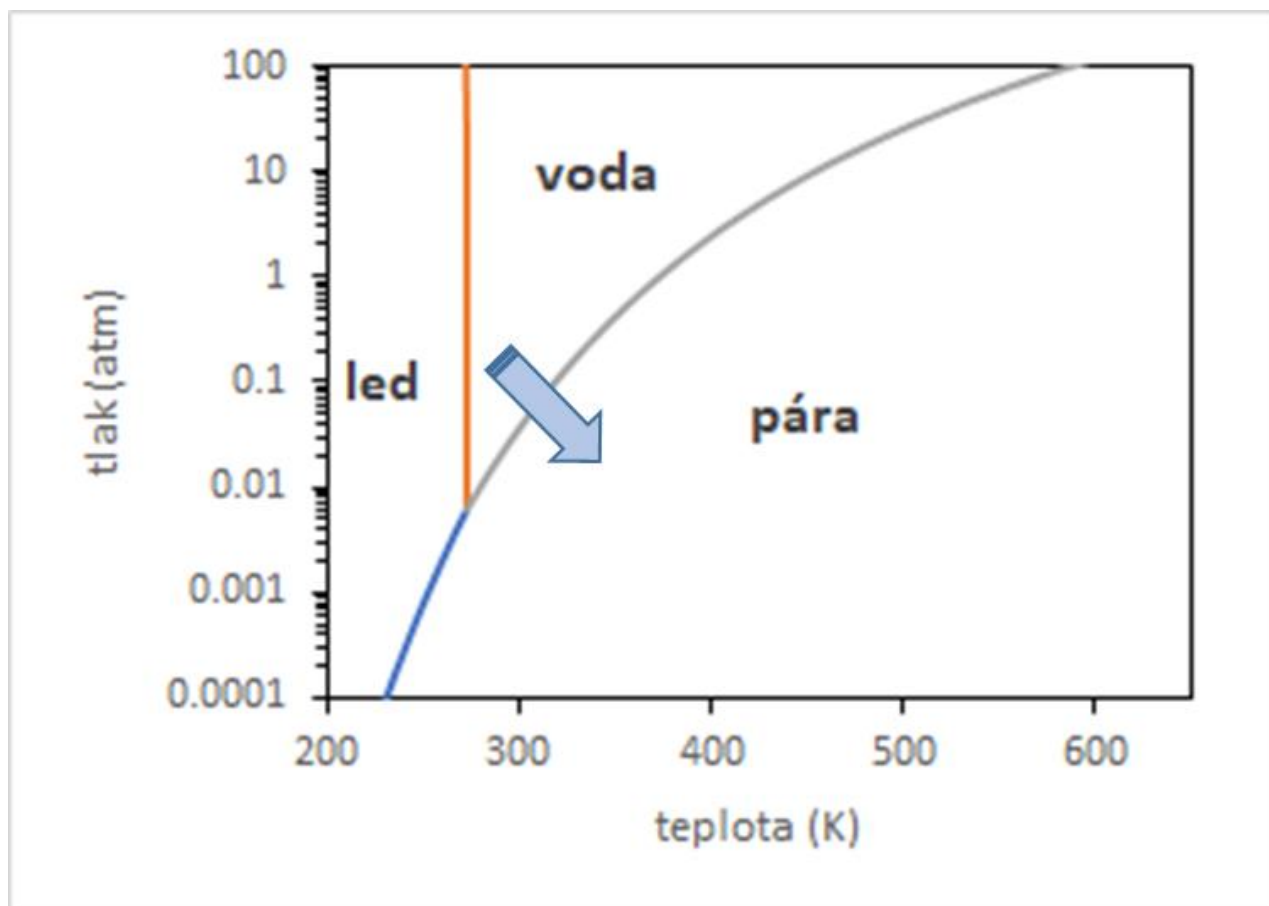
Krom vlivu na hydrologický režim je samozřejmě zapotřebí brát v úvahu i prostou akumulaci vody v nádržích. Byť se jedná v porovnání s velkými údolními nádržemi u malých vodních nádrží o menší objemy, nelze jejich význam podceňovat. Přestože je v současnosti zadržení vody v krajině v malých vodních nádržích často zmiňováno, byl jejich význam uznáván již v minulosti (např. Jůva et al. 1980). Výhoda malých vodních nádrží spočívá s ohledem na zadržení vody v krajině především v tom, že je tato retence více distribuovaná a že je v nich zpravidla zadržována voda blíže k pramenným oblastem.

2 Procesy ovlivňující hydrologický režim související s vodními plochami

Jednotlivé procesy spolu navzájem větší či menší měrou souvisí, neprobíhají tedy izolovaně. V této kapitole jsou popsány teoretické základy těch nejdůležitějších s ohledem na ovlivnění hydrologického režimu.

2.1 Výpar z vodní hladiny

Výpar z vodní hladiny je z fyzikálního hlediska fázovým přechodem vody ze skupenství kapalného do plynného. V rámci fázového přechodu je spotřebovávána energie vyjádřená latentním teplem. Díky tomu dochází díky výparu k ochlazování prostředí. Množství energie spotřebovované na výpar při běžných teplotách činí cca 2450 kJ/kg.



Obr. 2 Fázový diagram vody s vyznačením oblasti výparu.

Proces výparu ovlivňuje hydrologickou bilanci tím způsobem, že v systému povodí či samotné nádrže dochází k úbytku vody v kapalném skupenství. Díky tomu lze v úzkém pojetí výskyt vodních ploch vnímat jako prvek snižující množství vody a ovlivňující negativně hydrologickou bilanci. V širším hledisku ovšem je nutno brát v úvahu další procesy, které se v povodí či území zátopy odehrávají či by se odehrávaly v případě neexistence vodní plochy. Konkrétně se jedná především o evapotranspiraci. Pokud by se totiž v daném místě nenacházela vodní plocha, bylo by území velmi pravděpodobně pokryto vegetací, která svým kořenovým systémem odebírá

vodu z půdního profilu a prostřednictvím transpirace ji v podobě vodní páry transportuje do atmosféry. Intenzita procesu evapotranspirace závisí na mnoha faktorech. Jedná se především o:

- druh a stav vegetace
- dostupnost vody pro rostliny
- teplotu vzduchu
- sluneční záření
- další faktory

Vzhledem k hydrologickému režimu má výpar negativní dopady především v obdobích s vysokými teplotami vzduchu a sníženým množstvím srážek, tedy v obdobích se sníženými průtoky. V nejméně příznivém případě může dojít i k úplnému vyschnutí toku pod nádrží. Nejnevhodnější je v tomto ohledu kombinace málo vodného toku a mělké nádrže s velkou rozlohou vodní plochy.

Pro popis výparu byla odvozena celá řada metod. Tyto metody se liší především mírou empirie a zahrnutí základních fyzikálních principů ovlivňujících intenzitu tohoto procesu. Proces výparu z vodní hladiny je ovlivňován především následujícími principy:

- transport vodních par od hladiny vody (aerodynamický princip)
- transfer tepelné energie potřebné ke změně skupenství vody (energetický princip)

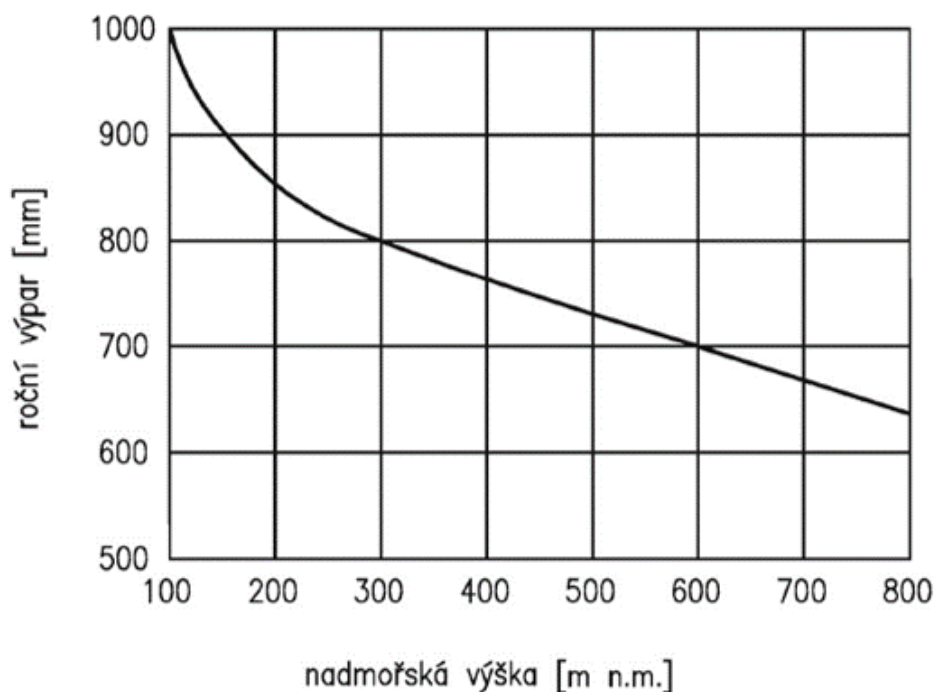
Měřitelné fyzikální veličiny ovlivňující výpar z vodní hladiny pak zahrnují především:

- vlhkost vzduchu
- teplota vzduchu
- teplota vody
- tlak vzduchu
- rychlost větru

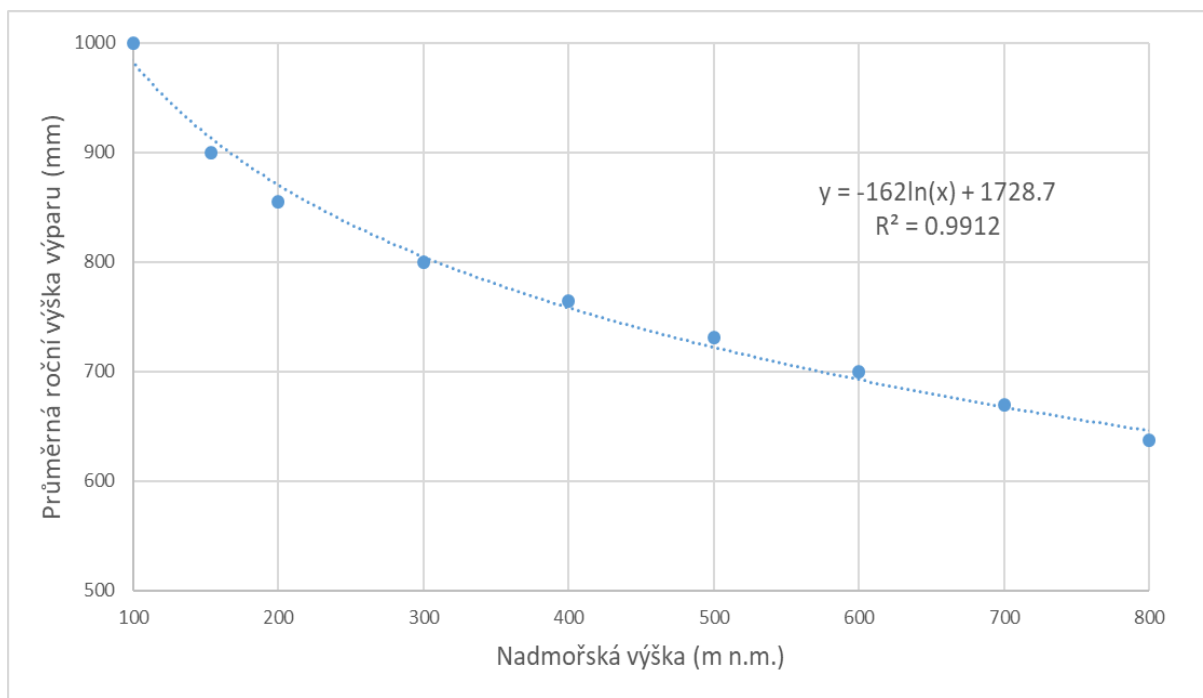
Nejjednodušší metody stanovení výparu jsou založeny na empirických vztazích výparu a geografických charakteristik. Složitější metody zahrnují fyzikální principy uplatňující se při procesu výparu.

2.1.1 Orientační stanovení výparu dle ČSN 75 2410

V České republice je pro inženýrskou praxi nejhojněji využíván empirický vztah mezi průměrnou výškou ročního výparu a nadmořskou výškou. Tento vztah je zakotven i v normě ČSN 75 2410 (Obr. 3). Pro jednodušší aplikaci lze tento nomogram nahradit logaritmickým vztahem (Obr. 4), který tvar nomogramu poměrně dobře vystihuje. Roční výšku výparu lze dle normy orientačně rozdělit na jednotlivé měsíce podle podílů uvedených v Tab. 1. Je namístě připomenout, že uvedený vztah lze použít pouze pro orientační stanovení výparu v případě stanovování orientační roční bilance za účelem posuzování dostatku vody pro provoz malých vodních nádrží, avšak pro potřeby detailnějšího posuzování je tento postup nedostatečný a je namístě použít podrobnější a přesnější postupy.



Obr. 3 Nomogram pro orientační stanovení průměrné roční výšky výparu uvedený v normě ČSN 75 2410.



Obr. 4 Reprezentace nomogramu pro stanovení výparu z normy ČSN 75 2410 logaritmičtým vztahem.

Tab. 1 Orientační rozdělení ročního výparu na jednotlivé měsíce dle ČSN 75 2410.

Měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Podíl ročního výparu (%)	2	2	4	8	11	14.5	18	17	11.5	7	4	3

2.1.2 Stanovení výparu na základě vodní bilance

Metoda vodní bilance vychází z porovnání přítoků a odtoků vody do a z nádrže. V případě přítoků se jedná zejména o přítok vody do nádrže hydrografickou sítí, tj. vodním tokem či vodními toky. Nelze však pominout ani přísun v podobě podzemní vody proudící do nádrže a srážek vypadlých přímo na vodní hladinu, případně přímý odtok z pozemků v okolí samotné nádrže. Na straně odtoků se jedná o odtok vody z nádrže spodními výpustmi, eventuálně bezpečnostními přelivy a patními drény. Pokud je z nádrže realizován odběr vody, je nutno zahrnout i ten. Balance pro požadované období pak je dána vztahem:

$$EV = \frac{(V_{in,SW} + V_{in,GW} + V_P + V_{in,DR} - V_{out,SW} + V_{out,GW} - V_{cons})}{A} \quad (1)$$

kde

EV výška výparu za sledované období

$V_{in,SW}$ objem přítoku povrchové vody hydrografickou sítí

$V_{in,GW}$ objem přítoku podzemní vody do nádrže z okolního prostředí

V_P objem srážek spadlých na vodní plochu

$V_{in,DR}$ objem přítoku přímého odtoku z okolních pozemků

$V_{out,SW}$ objem odtoku spodními výpustmi, bezpečnostními přelivy a patními drény

$V_{out,GW}$ objem odtoku vody z nádrže do okolního prostředí

V_{cons} objem odběrů vody z nádrže

A plocha vodní hladiny

Metoda stanovení výparu na základě vodní bilance je uvedena především pro úplnost, protože její uplatnitelnost je velmi omezená. Důvod spočívá zejména ve skutečnosti, že nejistota hodnot jednotlivých bilančních položek může být natolik vysoká, že výsledná hodnota výparu může být i o řády odlišná od reality. Některé položky jsou navíc jen velmi obtížně stanovitelné (měřením nebo výpočtem). Jedná se především o přítok či odtok podzemní vody a přítok vody z okolních pozemků. Mimo to je tento materiál zaměřen na stanovení hydrologické bilance malých vodních nádrží a výpar je jedním ze vstupů potřebných pro její zpracování.

2.1.3 Metoda teplené (energetické) bilance

Metody vycházející z bilancování energie jsou založené na stanovení výparu prostřednictvím množství tepla potřebného pro změnu skupenství vody z kapalného na plynné. Teplo potřebné pro výpar je dáno vztahem:

$$\lambda = (2500.8 - 2.36 \cdot T + 0.0016 \cdot T^2 - 0.00006 \cdot T^3) \quad (2)$$

kde

λ energie potřebná ke změně skupenství jednotkového množství vody - latentní teplo výparu (J/g)

T teplota při níž k výparu dochází ($^{\circ}\text{C}$)

Zdrojem energie je sluneční záření. Bilance energie pak zahrnuje krom energie spotřebované na výpar odražené záření, energii spotřebovanou na ohřátí vody apod. Při znalosti množství tepelné energie spotřebované na výpar z vodní hladiny nádrže by pak výška výparu (v mm) odpovídala:

$$EV = \frac{E}{\lambda \cdot A} \quad (3)$$

kde

E množství energie spotřebované na vypaření vody (kJ)

A plocha vodní hladiny (m^2)

Tento způsob stanovení výparu ovšem naráží na potřebu stanovení všech energetických toků, které je v praxi víceméně nereálné. Metoda je podobná metodě předchozí s tím rozdílem, že se určuje bilance tepla. Tak je například třeba určit množství slunečního záření dopadajícího na vodní hladinu, množství odraženého záření od hladiny, množství tepla vyzářeného z vody do atmosféry atd. Zjistit přesně všechny rozhodující členy energetické bilanční rovnice je velmi obtížné. Z toho důvodu je výpar stanovován pomocí matematických vztahů založených větší či menší měrou na fyzikálních principech či empirickém odvození.

2.1.4 Rovnice pro výpočet výparu

Jednou z rovnic zahrnujících jak aerodynamický princip, tak princip energetický je rovnice Penmannova (4). První člen rovnice představuje energetický princip, druhý pak princip aerodynamický.

$$EV = 86.4 \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n - G}{\lambda \cdot \rho} + \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} \cdot 0.26 \cdot (0.5 + 0.54 \cdot u_2) \cdot (e_s - e_a) \quad (4)$$

kde

EV výpar z vodní hladiny (mm/den)

Δ sklon křivky nasycení ($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$)

γ psychrometrická konstanta ($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$)

R_n čistá celková radiace ($\text{W}/\text{m}^2/\text{den}$)

λ skupenské teplo výparu (MJ/kg)

G tok tepla do vody ($\text{W}/\text{m}^2/\text{den}$)

u_2 rychlost větru ve výšce 2 m nad hladinou (m/s)

$e_s - e_a$ sytostní doplněk – rozdíl mezi tlakem nasycených vodních par a aktuálním tlakem vodních par (mbar)

Výpar z vodní hladiny je na území České republiky výzkumně zpracováván již více než půl století. Cílem bylo zpravidla odvození empirických vztahů a postupů použitelných pro stanovení výparu z vodní hladiny na našem území především s využitím dat měřených pomocí výparoměrů. V 50. letech bylo v Československu provozováno několik výparoměrných stanic. Již v roce 1955 publikoval Váša (1955) výsledky tohoto výzkumu shrnuté do kvadratické rovnice založené na síle větru a sytostním doplnku. Na základě měřených dat byla

odvozena i rovnice (5) pro výpočet výparu na základě teploty vzduchu mimo ovlivnění nádrží (Šermer 1961). Statistickou analýzou dat z výparoměrné stanice Hlasivo byla odvozena rovnice (6) (Mrkvičková 2007) a (7) (Beran a Vizina 2013). Souhrn rovnic je uvedený v příspěvku Ansorge a kol. (2018).

$$EV = 10^{0.0452 \cdot t - 0.204} \quad (5)$$

$$EV = 1.2061 \cdot t^{1.0712} - 1.3906 \cdot t + 1.7986 \quad (6)$$

$$EV = 0.2157 \cdot t + 0.113 \quad (7)$$

kde

t průměrná měsíční teplota vzduchu v meteorologické budce 2 m nad zemí (°C)

Výpočetní metody pro stanovení výparu jsou, jak vyplývá z uvedených příkladů, velmi rozličné. Na jednu stranu existují velmi komplexní metody založené na fyzikálním principu, na stranu druhou metody empirické. V prvním případě však mnohdy chybí potřebná vstupní data, ve druhém případě jsou výsledky zatíženy značnou nejistotou.

2.2 Proudění podzemní vody

Proudění podzemní vody v okolí nádrže je ovlivňováno hladinou vody akumulované v nádrži. Proudění může mít směr jak do nádrže, tak z ní. V případě, že voda proudí do nádrže, je tato podzemní vodou dotována, v případě opačném dotuje nádrž podzemní vodu v jejím okolí. Vzduutím vody v nádrži dokonce může dojít ke změně směru proudění v porovnání se stavem při prázdné nádrži. Prakticky tak mohou nastat následující situace:

- podzemní voda dotuje jak vodní tok při prázdné nádrži, tak nádrž při vzduuté hladině - Obr. 5a
- při prázdné nádrži dochází k dotaci vodního toku z podzemní vody, při vzduutí je podzemní voda dotována vodou v nádrži - Obr. 5b
- podzemní voda je dotována jak v případě prázdné nádrže, tak v případě jejího naplnění vodou (při vzduuté hladině vody v nádrži je podzemní voda dotována intenzivněji) - Obr. 5c

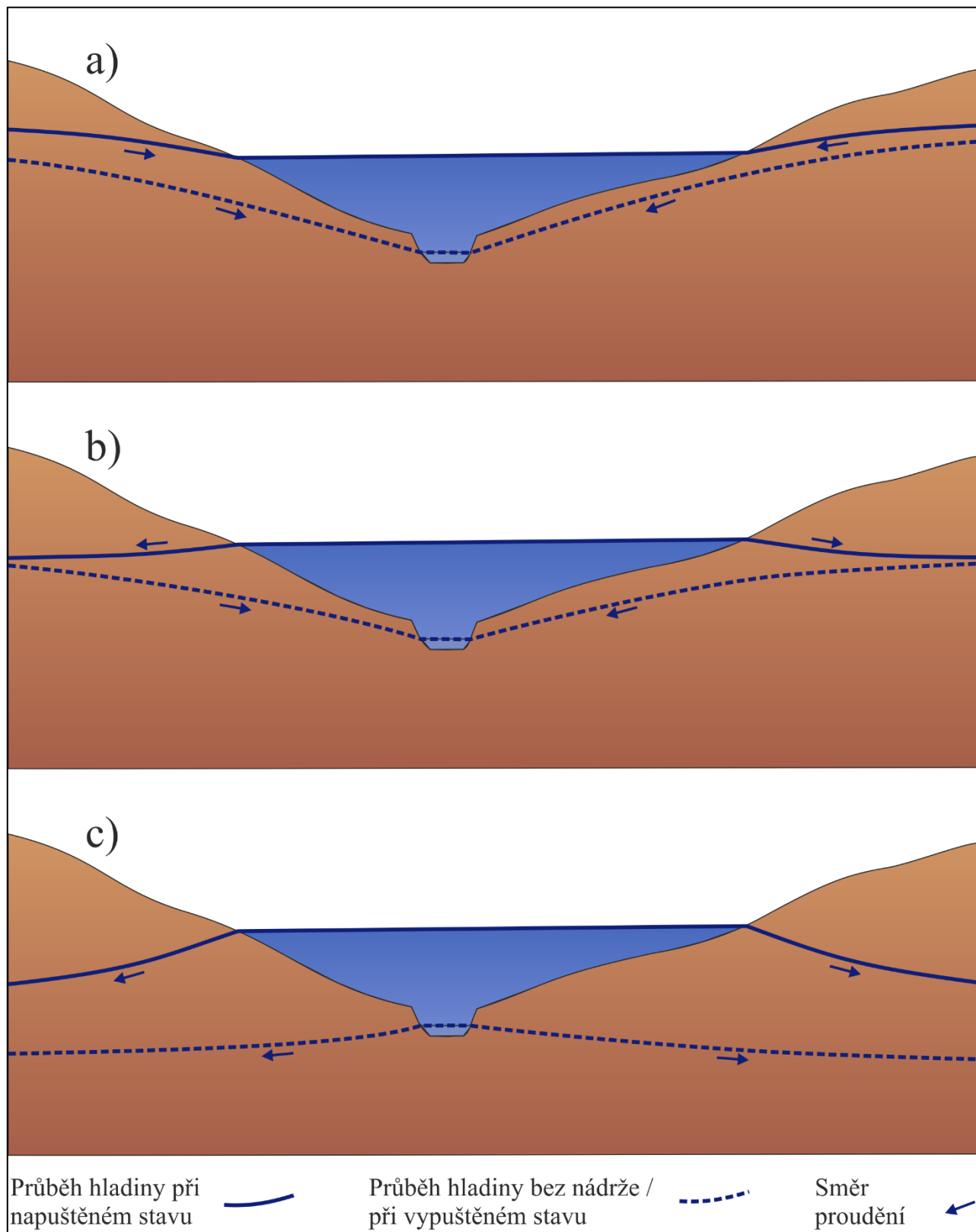
Pro úplnost je třeba uvést, že může nastat i případ, kdy na jedné straně údolí dochází k proudění podzemní vody do nádrže, zatímco na straně druhé proudí voda z nádrže. Stejně tak mohou nastat dotačně-drenážní situace i na jednom břehu. Komunikace mezi podzemní vodou a vodou v nádrži probíhá zpravidla prostřednictvím filtračního proudění, ostatní způsoby, jako například influkce (pronikání vody do geologického prostředí puklinami), jsou spíše okrajové a mohou se vyskytovat v lokalitách, kde by nádrž byla v kontaktu s otevřenými puklinami, trhlinami či krasovými dutinami (Kříž 1983).

Interakce mezi povrchovou vodou v nádržích a vodou podzemní byla prokázána již řadou studií (Gurrieri et Furniss, 2004; Ala-Aho et al., 2015). Proudění podzemní vody je malými vodními nádržemi ovlivňováno různými způsoby. Míra a rychlost ovlivnění je závislá na celé řadě faktorů. V první řadě se jedná o složení a propustnost geologického prostředí. Pokud jsou svrchní vrstvy, v nichž dochází k ovlivnění podzemní vody především, málo propustné, je rychlost změn hladiny podzemní vody obecně nižší. Je též třeba připomenout, že propustnost nemusí být – a zpravidla ani není – homogenní. Mimo to nemusí být ani izotropní. Časté je vrstevnaté uspořádání, kdy jednotlivé vrstvy mohou mít i velmi odlišné hodnoty propustnosti. S vrstevnatostí geologického prostředí může právě souviset i anizotropie.

Druhým významným faktorem s významným dopadem na způsob ovlivnění podzemní vody vzduutím v nádržích, je morfologie terénu. Dosah ovlivnění je s ohledem na tento faktor zpravidla větší v územích plochých s malými sklony v okolí nádrže.

Opomenout nelze ani vliv kolmatace dna a svahů nádrží. Kolmatací se rozumí utěsnění dna a břehů nádrže jemnozrnnými materiály (zejména se jedná o jílové částice). Tento efekt je zpravidla výraznější u nádrží s vysokým stupněm zanášení, což je jev vyskytující se zejména v oblastech, ve kterých se vyskytuje významný transport sedimentů. Připomenout je nutno i situaci, kdy jsou dno nádrže nebo její břehy utěsněny záměrně s cílem udržet vodu v nádrži.

V neposlední řadě je samozřejmě důležitá i celková úroveň hladiny podzemní vody v území a její hloubka pod terénem. Roli hrají i další faktory (např. dynamika hladiny podzemní vody, srážkový režim apod.), ty vyjmenované jsou nejvýznamnější. Mimo to nepůsobí jednotlivé faktory samostatně, ale komplexně, a mohou se navzájem posilovat i eliminovat.



Obr. 5 Možné varianty proudění vody a jeho ovlivnění vzduším vody v nádrži.

Proudění podzemní vody se řídí rovnicí (8), přičemž komponenta reprezentující zdroje (G) je zpravidla rovna nule.

$$S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) - G \quad (8)$$

kde

S_s	storativita (m^{-1})
h	hydraulická výška (m)
G	zdroje - přítok
k_x	hydraulická vodivost ve směru osy x ($m.s^{-1}$)
k_y	hydraulická vodivost ve směru osy y ($m.s^{-1}$)
k_z	hydraulická vodivost ve směru osy z ($m.s^{-1}$)

V případě izotropního prostředí platí $k_x = k_y = k_z = k$, je-li prostředí i homogenní, platí $k(x,y,z) = konst$. Rovnice pak nabývá tvaru (9)

$$\frac{S_s}{k} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \quad (9)$$

Problém v případě výpočtu proudění podzemní vody spočívá zpravidla v nedostatku dat. Jednak je prostředí velmi často nehomogenní a jednak nebývá k dispozici dostatek informací o poloze hladiny podzemní vody a mocnosti zvodnělé vrstvy.

2.3 Průsak vody hrázemi

Průsak tělesem hráze je obecně z hlediska provozu malých vodních nádrží uvažován jako ztráta. Je však nutno zdůraznit, že v méně vodných obdobích se může jednat o významnou část průtoku pod nádrží, jelikož možnost regulace odtoku je u takovýchto nádrží velmi omezená. V podstatě lze říci, že díky průsaku může být za vhodných podmínek v méně vodných obdobích zajišťován minimální zůstatkový průtok, čehož lze běžnou manipulací dosáhnout jen velmi obtížně.

Průsak hrázemi malých vodních nádrží je primárně závislý na materiálu tělesa hráze. Je zřejmé, že s ohledem na primární účel nádrže je snaha průsak co nejvíce omezit a používat pro konstrukci hráze materiály s co nejnižší propustností. I tak je ovšem průsak přirozeným procesem, se kterým je nutno počítat a který může hrát v podrobném posuzování bilance významnou roli.

I v případě výpočtu průsaku existují metody různého typu zahrnující jak metody relativně jednoduché, tak metody podrobnější a komplexnější. K těm druhým patří metody založené na fyzikálním popisu proudění vody pórovitým prostředím prostřednictvím diferenciálních rovnic řešených metodou konečných prvků (Athani et al., 2015; Kacimov et al., 2020). Pro popis proudění vody v nasycené části hráze platí stejný princip jako pro proudění podzemní vody. Problémem aplikace těchto metod ovšem je potřeba detailní informace o materiálu hráze, která zpravidla není k dispozici. V případě odhadu vlastností tělesa hráze mohou být dosažené výsledky dokonce horší než v případě aplikace zjednodušených metod. Z toho důvodu je ve většině případů vhodnější využít zjednodušených metod. Mezi ty patří metoda dle Kudina uvedená v řadě technických publikací zaměřených na malé vodní nádrže (např. Šálek et al., 1989).

2.3.1 Metoda dle Kudina

Metoda je určena pro stanovení specifického průsaku na 1 m délky homogenní hráze. Specifický průsak se pomocí této metody určuje v jednotlivých profilech, protože se liší v závislosti na hydraulickém spádu a geometrii hráze. Pro každý profil je následně stanovena délka úseku hráze, kterou daný profil reprezentuje, a integrací se stanoví celkový průsak tělesem hráze.

Specifický průsak homogenní hrází na nepropustném podloží se stanoví dle rovnice (10).

$$q_h = K \cdot \frac{H^2}{2 \cdot L} \quad (10)$$

kde

- q_h je specifický průsak na 1 m délky hráze ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)
 K je součinitel hydraulické vodivosti materiálu hráze ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
 H je výška vody v nádrží nad úrovní patního drénu – hydraulický spád (m)
 L je vodorovná délka průsakové dráhy (m)

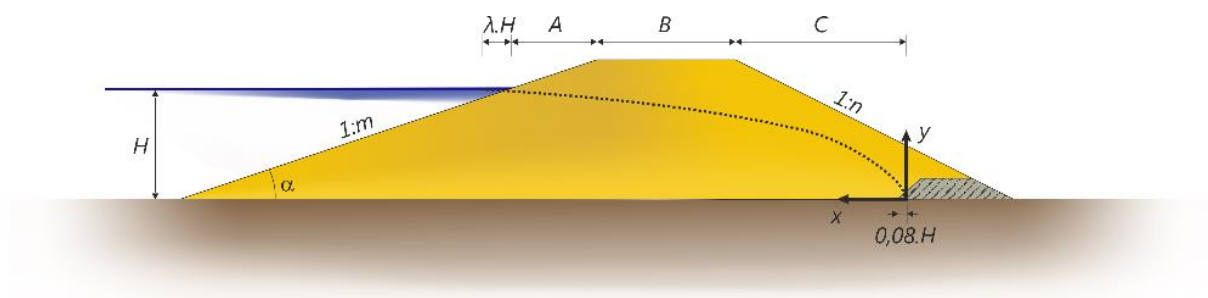
Horizontální délka průsakové dráhy na Obr. 6 je dána vztahy popsány rovnicemi (11) a (12).

$$L = \lambda \cdot H + A + B + C \quad (11)$$

$$\lambda = \frac{m}{1 + 2 \cdot m} \quad (12)$$

kde

m kotangens úhlu α svíraného rovinou návodního líce hráze a vodorovnou rovinou (jmenovatel sklonu vyjádřeného jako 1:m)



Obr. 6 Schéma průsaku homogenní hráze na nepropustném podloží.

Depresní křivka má tvar paraboly s vrcholem v ose patního drénu a rovnice má tvar vyjádřený rovnicí (13).

$$y^2 = \frac{H^2}{L} \cdot x \quad (13)$$

kde

x vodorovná vzdálenost od osy patního drénu (m), kladná hodnota je od osy směrem k vodě
 y svislá vzdálenost v místě x od nepropustného podloží (m)

Voda, prosakující tělesem hráze, se soustřeďuje v objektu patního drénu, pokud tento existuje, a je z něho gravitačně dále odváděna do toku pod nádrží, je-li jeho funkce správná. V případě absence patního drénu je nutno metodu aplikovat s patřičnými úpravami, případně použít metodu jinou vycházející z obecné rovnice proudění podzemní vody.

2.3.2 Podklady pro stanovení průsaku

S ohledem na podklady je důležitý způsob a účel hodnocení průsaku. V případě posuzování stávající nádrže vybavené patním drénem je vhodnější přímé měření průsaků na vyústění patních drénů, protože tímto způsobem je možno získat nejspolehlivější údaje. Pokud tato možnost neexistuje, je nutno aplikovat výpočet. V případě použití metody dle Kudina jsou pro výpočet zapotřebí informace o materiálu hráze (jeho propustnost) a o geometrii hráze. Jednou z možností je využití informací z projektové dokumentace, pokud je tato k dispozici. Pokud k dispozici není, je třeba zvolit jinou cestu.

Hydraulické vlastnosti materiálu hráze lze získat buď na základě odběru porušeného vzorku, jeho zrnitostního rozboru a následného zařazení s využitím tabulkových hodnot, nebo lépe s využitím odběru neporušených vzorků a stanovení propustnosti na principu Darcyho experimentu nebo obdobné metody.

Geometrii hráze pak je možné stanovit buď přímým zaměřením geodetickými metodami, nebo s využitím UAV (Unmanned Aerial Vehicle – bezpilotní letadlo) a následného zpracování modelu reliéfu. V obou případech je víceméně nezbytné, aby nádrž byla vypuštěna. Využití UAV poskytuje velmi dobré podklady, je ovšem značně limitováno výskytem křovinné a stromové vegetace na hrázi. Mnohdy tedy je vhodná kombinace různých metod. V případě větších hrází lze do jisté míry využít i podrobná výškopisná data poskytovaná Českým úřadem zeměměřickým a katastrálním – Digitální model reliéfu 5. generace.

2.3.3 Měření průsaků

Průsaky lze poměrně snadno u existujících nádrží měřit v případě, že existuje patní drén a plní správně svoji funkci. Správně provedený patní drén by měl mít potrubí vyústěno do toku pod nádrží nade dnem koryta a mít přesah přes ven ze stabilizační zdi či dlažby. V takovém případě lze využít objemového měření založeného na měření objemu vody nateklého z drénu do sběrné nádoby za daný čas (případně měření času potřebného k naplnění nádoby o známém objemu). Pro zjištění celkového průsakového množství je nutno provést měření na každé větvi patního drénu. Ve srovnání s výpočetními metodami je přímé měření spolehlivější, protože není zatíženo nejistotou stanovení hodnoty nasycené hydraulické vodivosti nebo heterogenity tělesa hráze. Hodnoty nasycené hydraulické vodivosti totiž nabývají hodnot v rozsahu několika řádů a mohou se značně lišit i v rámci jednoho druhu zeminy, jak je uvedeno v Tab. 2 zpracované dle normy ČSN 75 2410.

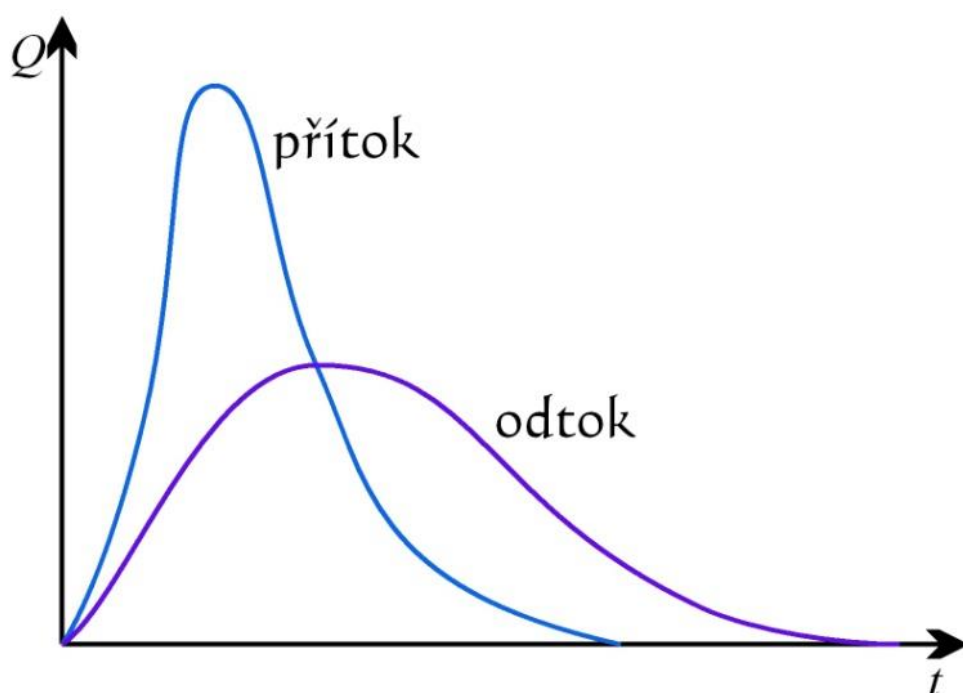
Tab. 2 Orientační hodnoty nasycené hydraulické vodivosti pro vybrané zeminy dle ČSN 75 2410.

Zemina	Označení	Hodnota nasycené hydraulické vodivosti (m.s^{-1})
Štěrk hlinitý	GM	$8 \cdot 10^{-5}$ až $8 \cdot 10^{-10}$
Písek hlinitý	SM	$1 \cdot 10^{-5}$ až $1 \cdot 10^{-10}$
Štěrk jílovitý	GC	$1 \cdot 10^{-4}$ až $1 \cdot 10^{-9}$
Písek jílovitý	SC	$1 \cdot 10^{-7}$ až $5 \cdot 10^{-10}$
Hlína s nízkou až střední plasticitou	ML-MI	$1 \cdot 10^{-7}$ až $1 \cdot 10^{-10}$
Jíl s nízkou až střední plasticitou	CL-CI	$8 \cdot 10^{-5}$ až $8 \cdot 10^{-10}$

2.4 Transformace hydrogramu v malých vodních nádržích

Transformace hydrogramu bývá zpravidla posuzována zejména s ohledem na ovlivnění povodňových průtoků pod nádrží. V menší míře již je uvažováno zadržení vody jako takové, díky čemuž dochází ke zpomalení odtoku vody z území a prodlužuje se čas, po který mohou zvýšené (byť transformované) průtoky ovlivňovat břehovou infiltraci (případně rozlivem do nivy) geologické prostředí v okolí vodních toků pod nádržemi.

Obecně dochází větší či menší měrou ve vodních nádržích k transformaci hydrogramu, který se projevuje snížením hodnoty kulminačního průtoku a jeho posunem v čase (Obr. 7). Míra transformace je závislá na mnoha faktorech. Jedná se především o velikost retenčního objemu nádrže a o hydraulické vlastnosti funkčních objektů, zejména bezpečnostního přelivu a spodní výpusti.



Obr. 7 Princip transformace hydrogramu v nádrži.

2.4.1 Popis transformace hydrogramu v nádrži

Popis transformace hydrogramu v nádrži představuje výpočet průběhu transformovaného hydrogramu na odtoku z vodního díla. Při transformaci hydrogramu v nádrži se uplatňuje bilance nádrže vyjádřená rovnicí (14).

$$\frac{dV}{dt} = Q_p(t) - Q_o(H) \quad (14)$$

kde

V objem vody v nádrži (m^3)

Q_p přítok vody do nádrže jako funkce času ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

Q_o přítok vody do nádrže jako funkce objemu vody v nádrži ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

H úroveň hladiny vody v nádrži (m, m n.m.)

Vzhledem k tomu, že průběh hydrogramu na přítoku do nádrže představuje časová řada, kterou nelze matematicky popsat, vede řešení průběhu k výpočtu po jednotlivých časových krocích. Pokud je časový krok vstupního hydrogramu dostatečně krátký a nádrž není příliš malá, lze výpočet provádět v tomto kroku. V opačném případě je nutno zvolit časový krok kratší a hodnoty vstupního hydrogramu interpolovat. Uvedená rovnice neuvažuje výpar z vodní hladiny malých vodních nádrží. Toto zjednodušení je ovšem akceptovatelné s ohledem na zpravidla poměrně rychlý průběh procesu transformace a skutečnost, že významné hydrogramy se obvykle vyskytují v souvislosti s vydatnými srážkami, při kterých dochází k nárůstu vlhkosti vzduchu a proces výparu tak není příliš intenzivní.

3 Příklady ovlivnění hydrologického režimu malými vodními nádržemi

Tato část zprávy zahrnuje výsledky řešení projektu TITSMZP809, v rámci něhož byly realizovány jak experimentální činnosti orientované na monitoring a popis způsobů, jakými malé vodní nádrže ovlivňují jednotlivé komponenty hydrologického režimu, tak modelové výpočty prováděné se stejným cílem. Značná část experimentální i modelové činnosti byla soustředěna především na dvě experimentální lokality. První z nich je rybník Vavřinec v okrese Kutná Hora, druhou rybník Mrštín v okrese Mladá Boleslav. Doplňkově k nim byla zřízena ještě experimentální lokalita na nově realizované malé vodní nádrži u obce Mostiště spadajícího pod Hlohovice v okrese Rokycany. Mimo to byla realizována řada krátkodobých kampaní zaměřených na sledování průběhu vypouštění rybníků před výlovy, díky čemuž byl získán další objem cenných dat.

3.1 Krátkodobá bilance rybníků při vypouštění

Rybníky a malé vodní nádrže přispívají ke zvyšování zásoby podzemní vody díky komunikaci mezi vodou v zásobním prostoru a okolním geologickým prostředím. V důsledku vzduť hladiny vody v nádržním prostoru dochází i ke zvýšení hladiny podzemní vody v okolním prostředí. Je-li pak následně nádrž vypuštěna (například za účelem výlovy) dochází k proudění podzemní vody směrem k prostoru nádrže v důsledku poklesu potenciálu. Množství vody zadržované díky zvýšení hladiny podzemní vody lze kvantifikovat prostřednictvím bilance vody právě při vypouštění. Tato část zprávy je věnována právě takovému bilancování a poznatkům, které z něho vyplývají.

Stanovení hydrologické bilance při vypouštění malých vodních nádrží je vhodnou cestou ke stanovení množství vody zadržované v geologickém prostředí v okolí nádrže v důsledku vzduť vodní hladiny v nádrži. K tomuto účelu je zapotřebí realizovat měření všech ostatních důležitých komponent bilance. Množství vody lze pak následně stanovit dopočtem.

K uvedenému účelu je nezbytné stanovit:

- průběh přítoku
- průběh odtoku
- objem prostoru nádrže mezi úrovněmi na počátku vypouštění a na jeho konci

V rámci řešení projektu TITSMZP809 byla s uvedeným cílem realizována řada krátkodobých kampaní na rybochovných malých vodních nádržích vypuštěných za účelem výlovy ryb. V průběhu těchto kampaní byly pro stanovení výše uvedených vstupů pro každou zahrnutou nádrž prováděny následující činnosti:

- měření vodního stavu v toku nad nádrží a pod ní
- měření průtoků při různých vodních stavech
- měření vodního stavu v nádrži
- mapování dna nádrže pro potřeby stanovení jejího objemu

Měření vodního stavu

Vodní stavy byly měřeny ve všech případech pomocí tlakových senzorů připojených k dataloggeru. Pro měření vodního stavu v toku byly používány tlakové senzory s rozsahem měřených hodnot 0 až 1 m nebo 0 až 2 m dle potřeby a dostupnosti. Vzhledem k tomu, že při vypouštění dochází k poměrně prudkým změnám

průtoků a s nimi souvisejících vodních stavů, byl interval záznamu nastaven na 5 minut, aby nedošlo ke ztrátě potřebné informace při zahrazování či vyhrazování.

Senzory byly osazovány na tocích pod analyzovanými nádržemi s ohledem na místní podmínky. Snahou bylo především zvolit umístění v profilech, kde je koryto relativně stabilizované a kde je při nízkých průtocích zajištěna alespoň minimální hloubka vody pro osazení čidla.

Úroveň vodní hladiny v nádrži byla zaznamenávána taktéž pomocí tlakových senzorů připojených k dataloggerům. V tomto případě byla používána čidla s rozsahem 0 až 4 m. Jelikož při napuštěné nádrži nebylo možno usadit čidlo s jistotou do nejnižšího místa, byla v průběhu vypouštění kontrolována pozice senzoru a v případě potřeby bylo provedeno jeho přemístění. V takovém případě bylo v okamžiku přemístění čidla prováděno vždy kontrolní manuální měření úrovně hladiny.

Vzhledem k potřebě velmi přesné znalosti polohy vodní hladiny vůči dnu nádrže byla prováděna manuální měření polohy hladiny vůči referenčnímu bodu. Pro tento referenční bod pak byla stanovena nadmořská výška tak, aby bylo možné úroveň hladiny zasadit do stejného výškového systému stejného jako model reliéfu dna.

3.1.1.1 Měření průtoků při různých vodních stavech

Měření průtoků lze provádět různými způsoby. Hojně využívaná metoda proměřování bodových rychlostí v profilu vrtulovými průtokoměry či průtokoměry založenými na Dopplerově jevu (ADCP – Acoustic Doppler Current Profiler) je k danému účelu nevhodná. Důvodem je jednak převážně malý a mnohdy nepravidelný průtočný profil a jednak rychlé změny průtoků zejména v konečných fázích vypouštění. Z toho důvodu byla použita metoda chemická založená na aplikaci solného roztoku. Z možností, které tato metoda nabízí, byla zvolena jednorázová aplikace solného roztoku se známou konduktivitou a množstvím (originální metoda je založena na měření koncentrace soli, vzhledem k linearitě vztahu mezi konduktivitou a koncentrací soli však je možno koncentraci konduktivitou nahradit). V dostatečné vzdálenosti pod místem aplikace pak byl měřen průběh konduktivity v toku. Průtok je možné stanovit pomocí vztahu:

$$Q = \frac{k_0 \cdot V_0}{\sum(k - k_b) \cdot \Delta t} \quad (15)$$

kde

Q	průtok ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
V_0	objem aplikovaného množství solného roztoku (m^3)
k_0	konduktivita aplikovaného solného roztoku ($\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}$)
k_b	pozařbová konduktivita v toku ($\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}$)
k	konduktivita v jednotlivých časových krocích měřená v toku po aplikaci solného roztoku ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
Δt	délka časového kroku (s)

Při aplikaci solného roztoku je nutno dbát na to, aby před místem měření došlo k úplnému promíchání do proudící vody. Z toho důvodu byl, pokud to bylo možné, roztok aplikován do požeráku, kde k promísení s vodou odtékající z nádrže docházelo víceméně okamžitě. Konduktivitu v takových případech bylo možné měřit pod vyústěním trubního odpadu spodní výpusti. Množství aplikovaného roztoku bylo voleno v rozmezí 0.3 až 2.0 l dle průtoků. S ohledem na rychlosti proudění a změn konduktivity byl záznam konduktivity v toku pořizován s časovým krokem 1 s.

Měřené hodnoty průtoků byly následně spolu s odpovídajícími hodnotami vodních stavů použity pro vytvoření měrných křivek. S jejich využitím byly časové řady vodních stavů přepočteny na časové řady průtoků.

3.1.1.2 Stanovení objemových charakteristik vodních nádrží

Objemové charakteristiky zkoumaných nádrží byly stanovovány na základě digitálního modelu reliéfu jejich dna. Ten byl získán fotogrammetrickým zpracováním snímků pořízených prostřednictvím bezpilotních prostředků (Remotely Piloted Aerial Systems - RPAS). Za účelem co nejpřesnějšího zachycení reliéfu byly nálety realizovány s umístěnými vlíčovacími body, které byly zaměřeny pomocí přesné geodetické GPS stanice. Fotogrammetrické zpracování pak bylo prováděno s využitím souřadnic vlíčovacích bodů a jejich identifikace na vybraných snímcích.

Vrstvy digitálního modelu reliéfu dna byly následně zpracovány do podoby charakteristických čar popisujících závislost mezi nadmořskou výškou hladiny a zatopeným objemem, resp. plochou. Zpracování bylo provedeno v prostředí GIS s využitím nástrojů pro analýzy 3D dat.

3.1.1 Lokality měření

V průběhu řešení byla realizována řada krátkodobých kampaní. Do této zprávy byly vybrány výsledky tří z nich. Jednalo se o vypouštění rybníků Starý u Krče (Obr. 8), Malý hoďmyšlský (Obr. 9) a Ohradský (Obr. 10).

3.1.1.1 Rybník starý u Krče

Rybník Starý u Krče se nachází východně od Protivína na drobné vodoteči, která je pravostranným přítokem Divišovky, která se dále vlévá zprava do Blanice. Spolu s dalšími tvoří celou soustavu zakončenou rybníkem Rabyň nacházejícím se u soutoku Divišovky s Blanicí. Rozloha rybníka činí 1.5 ha a jeho objem 16 tis. m³ při maximální hloubce přes 3 m a délce hráze 110 m (stanoveno na základě mapových podkladů a podrobného digitálního modelu reliéfu dna vytvořeného na základě snímkování pomocí UAV). Tato vodní plocha je součástí PP Zelendárky, u které jsou předmětem ochrany právě zachovalé pobřežní porosty rákosin a bohaté společenstvo ptáků a obojživelníků.

Geomorfologicky území spadá do Chvalešovické pahorkatiny, která je součástí Českobudějovické pánve v Česko-moravské subprovincii (dle mapy Geomorfologických jednotek ČR – 1998, ČÚZK, <https://ags.cuzk.cz/arcgis/rest/services/GeomorfologickeJednotky/MapServer?f=jsapi>). Z geologického hlediska se v lokalitě nachází variská intruziva v podobě nebulitických-oftalmitických migmatitů až nehomogenních biotitických nebo dvojslídnych granitů (dle Geologické mapy ČR 1 : 500 000, ČGS, <https://mapy.geology.cz/geocr500/>).

Výlov rybníka Starý u Krče byl prvním, který byl v rámci řešení měřen. Vypouštění bylo zahájeno 30. března 2020, výlov proběhl 6. dubna 2020.



Obr. 8 Rybník Starý u Krče.

3.1.1.2 Malý hoděmyšlský rybník

Rybník se nachází u obce Hoděmyšl 2 km severovýchodně od Rožmitálu pod Třemšínem na bezejmenném toku, který se vlévá do Velkého Hoděmyšlského rybníka na Hoděmyšlském potoce, levostranném přítoku Skalice. Při rozloze 1 ha činí objem zadržené vody 8 tis. m³ s maximální hloubkou 1.3 m a délkou hráze 80 m (stanoveno na základě mapových podkladů a podrobného digitálního modelu reliéfu dna vytvořeného na základě snímkování pomocí UAV).

Horninové prostředí je dle geologické mapy (Geologická mapa ČR 1 : 500 000, ČGS, <https://mapy.geology.cz/geocr500/>) tvořeno jemně až středně zrnitými biotitickými a amfibol-biotitickými monzogranity až granodiority a trondhjemity, v blízkém okolí se však nachází i kambrické pískovce a slepence či neoproterozoickými břidlicemi a drobami. Geomorfologicky náleží lokalita do Věšínské pahorkatiny patřící do Rožmitálské pahorkatiny v západní části Česko-moravské subprovincie (Mapa geomorfologických jednotek ČR – 1998, ČÚZK, <https://ags.cuzk.cz/arcgis/rest/services/GeomorfologieJednotky/MapServer?f=jsapi>).

Vypouštění bylo zahájeno 19. října 2020, samotný výlov se pak uskutečnil 22. října.



Obr. 9 Malý hoděmyšlský rybník.

3.1.1.1 Ohradský rybník

Ohradský rybník je položen na Volenickém potoce, který se vlévá do Mlýnského potoka a následně teče do Skalice. Lokalita se nachází jihozápadně od Březnice na jihozápadě Středočeského kraje. Na Volenickém potoce se pod Ohradským rybníkem nachází ještě rybník Loužek a větší Zlivský rybník. Rozloha Ohradského rybníka činí 1.7 ha a objem zásobního prostoru 14 tis. m³, při hloubce u výpusti 1.9 m a délce hráze 170 m (stanoveno na základě mapových podkladů a podrobného digitálního modelu reliéfu dna vytvořeného na základě snímkování pomocí UAV).

Horninové prostředí v lokalitě představují jemně až středně zrnité biotitické a amfibol-biotitické monzogranity až granodiority a trondhjemity, západním směrem lze nalézt i prekambričské metaryolity, metadacity a jejich metatufy (dle Geologické mapy ČR 1 : 500 000, ČGS, <https://mapy.geology.cz/geocr500/>). Z geomorfologického hlediska je lokalita situována na rozhraní Rožmitálské a Bělčické pahorkatiny na západě Česko-moravské subprovincie (dle mapy Geomorfologických jednotek ČR – 1998, ČÚZK, <https://ags.cuzk.cz/arcgis/rest/services/GeomorfologickeJednotky/MapServer?f=jsapi>).

Výlov rybníka, při kterém bylo realizováno měření, byl prováděn 20. dubna 2021, přičemž vypouštění bylo zahájeno týden před tím 13. dubna 2021.

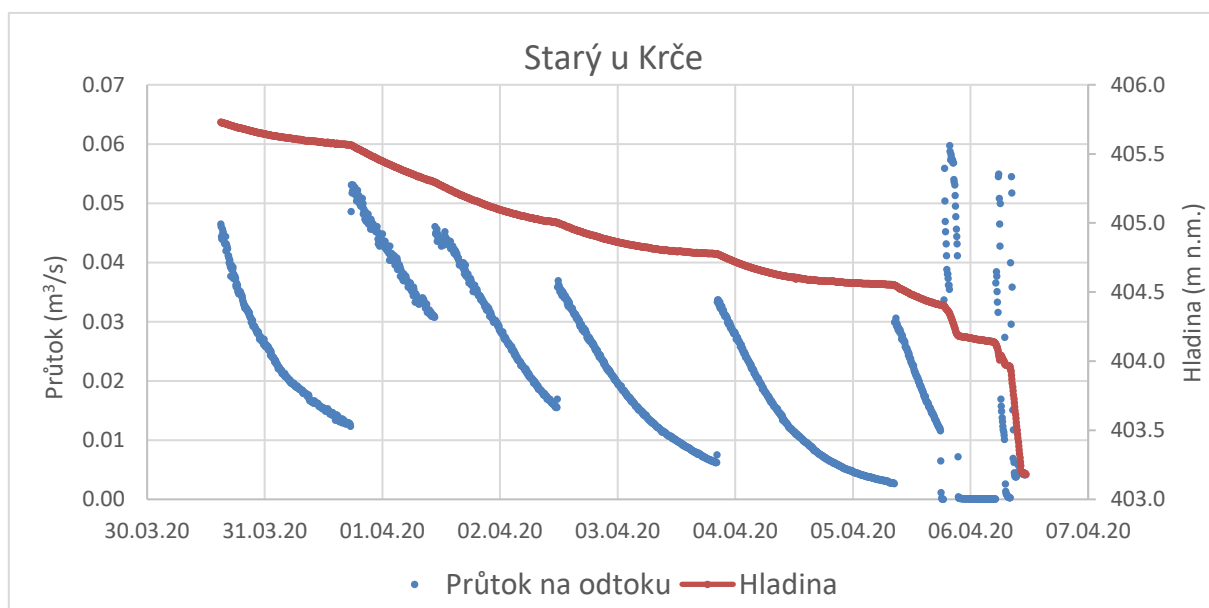


Obr. 10 Ohradský rybník.

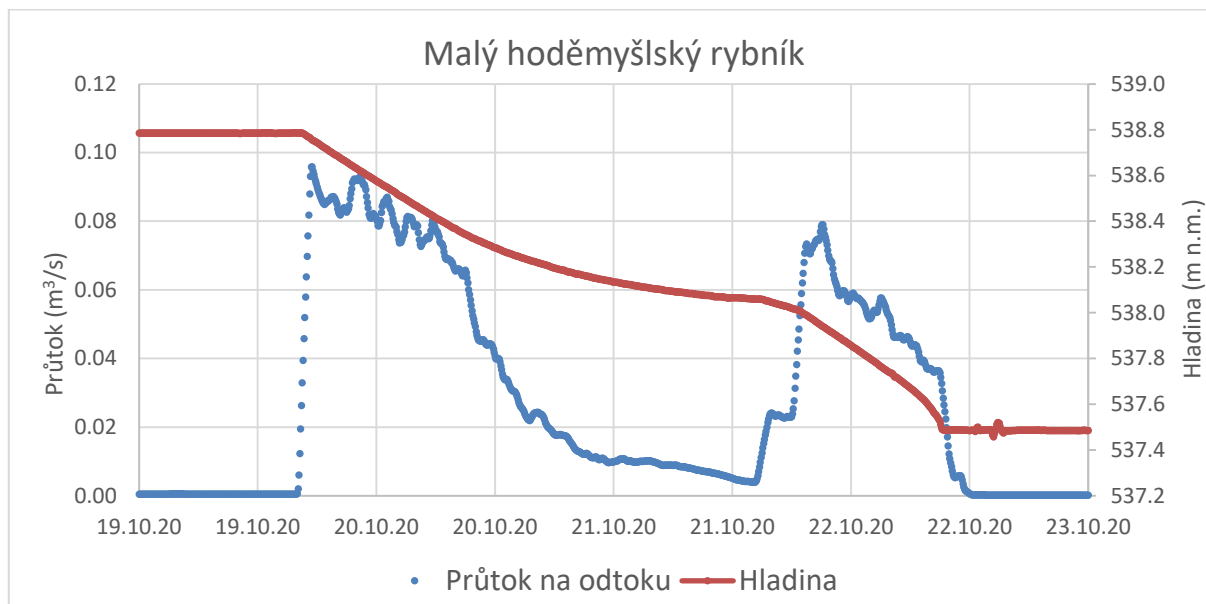
3.1.2 Výsledky

Na základě realizovaných krátkodobých kampaní byla získána data v podobě:

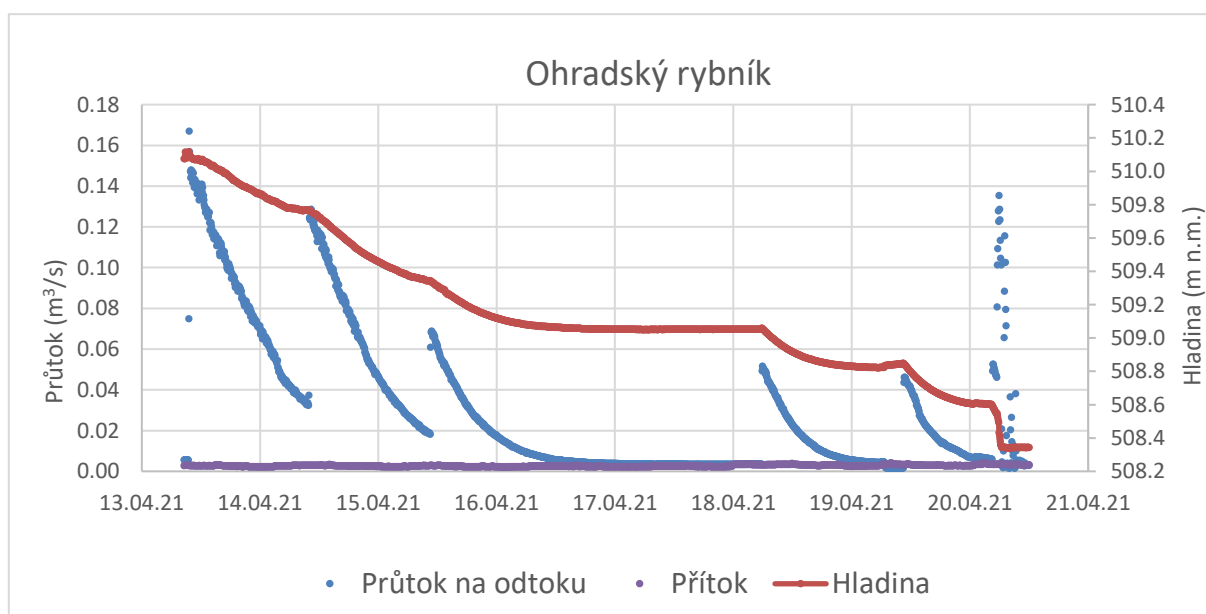
- časových řad průtoků na odtoku z rybníků, resp. přítoku do nich
- časových řad průběhů úrovně hladiny vody v rybnících



Obr. 11 Průběh vypouštění rybníka Starý u Krče.



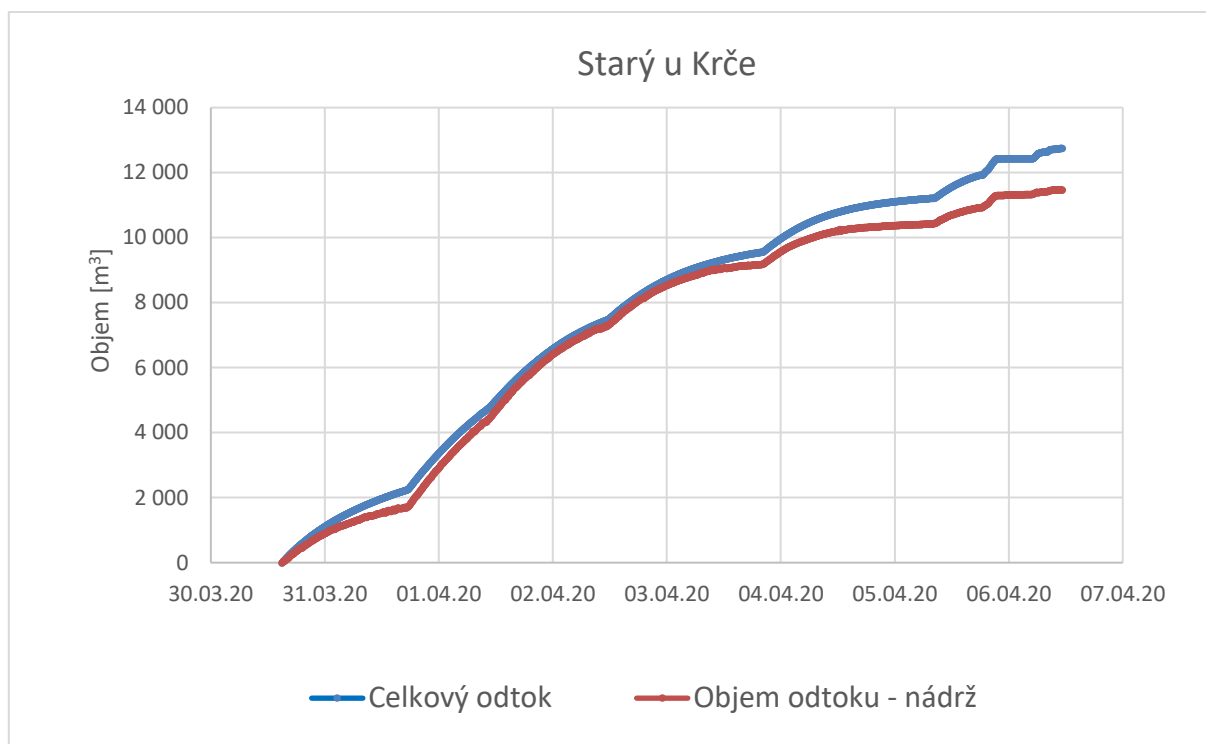
Obr. 12 Průběh vypouštění Malého hoděmyšlského rybníka.



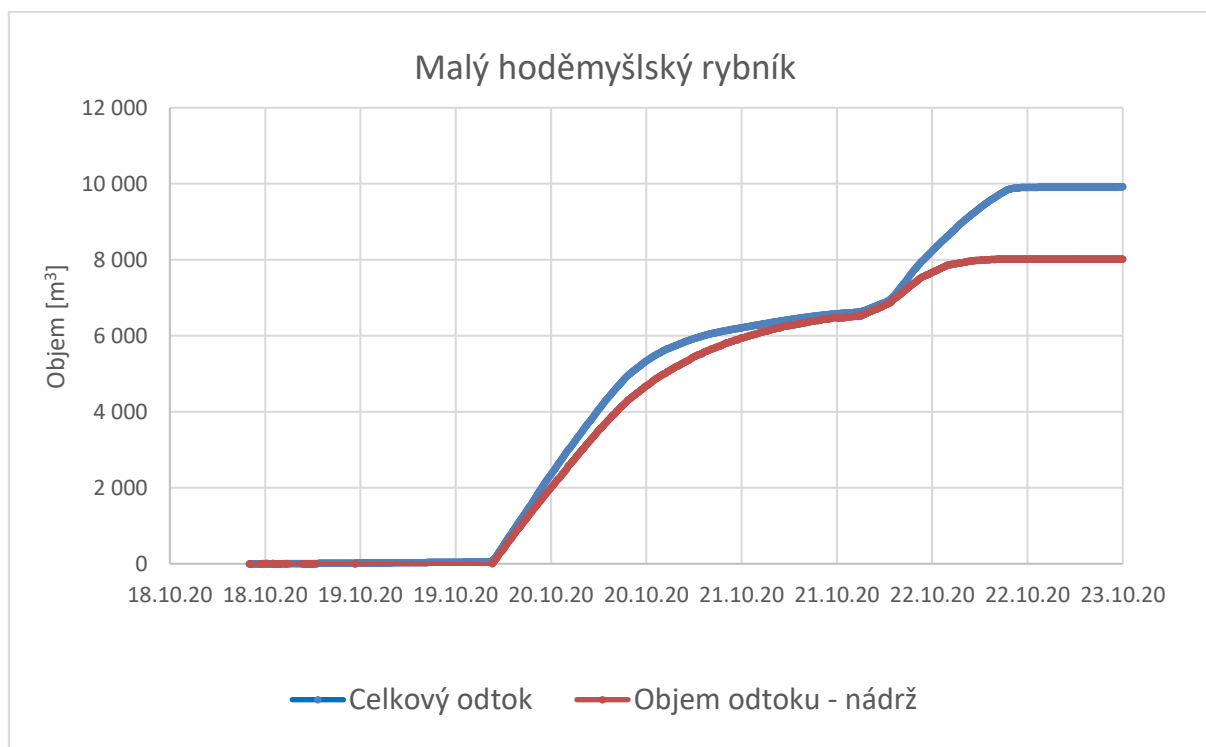
Obr. 13 Průběh vypouštění Ohradského rybníka.

Tato data byla následně zpracována do podoby součtových čar objemů, konkrétně:

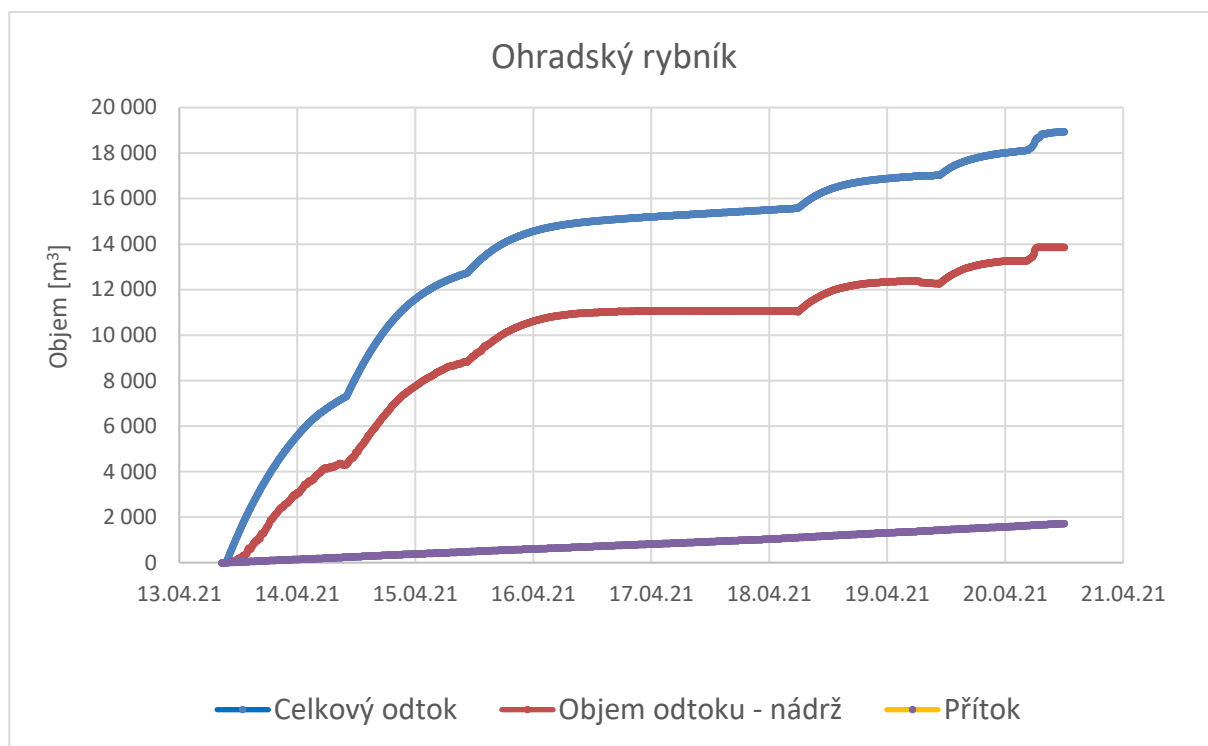
- součtových čar objemů přítoků do rybníků
- součtových čar objemů odtoků z rybníků
- součtových čar úbytku vody v prostoru zátope rybníků



Obr. 14 Součtové čáry objemů při rybníka Starý u Krče.



Obr. 15 Součtové čáry objemů při vypouštění Malého hoděmyšlského rybníka.



Obr. 16 Součtové čáry objemů při vypouštění Ohradského rybníka.

3.1.3 Shrnutí

Realizované krátkodobé kampaně měly za cíl kvantifikovat množství vody, které je díky existenci malé vodní nádrže zadržováno mimo její samotný zásobní prostor. Výsledky poukazují na to, že se rozhodně nejedná o zanedbatelné množství. Rybníky, na nichž byly kampaně realizovány, patří spíše k těm menším. I přes to bylo množství vody zadržované mimo zásobní prostor v řádu tisíců m³ pro každou z nich. Největší množství – 3 349 m³ – bylo zjištěno v případě Ohradského rybníka, který je ovšem i největším. Nejmenší množství – 1 284 m³ – připadlo na rybník Starý u Krče.

Tab. 3 Výsledky bilance vody při vypouštění rybníků

Bilance objemů (m ³)	Malý hoděmyšlský rybník	Rybník Starý u Krče	Ohradský rybník
Objem vody v zásobním prostoru	8024	11467	13868
Objem odtoku	9932	12751	18945
Objem přítoku	0	0	1728
Rozdílový objem	1908	1284	3349
Podíl rozdílového objemu	19.2 %	10.1 %	17.7 %

Spíše než absolutní hodnoty ovšem je vhodnější posuzovat zjištěné rozdílové objemy relativně ve vztahu k objemu vody v nádrži. Ve všech případech byl objem vody zjištěné mimo zásobní prostor nádrže více než desetiprocentní. Největší podíl – téměř pětina – připadá na Malý hoděmyšlský rybník. Rybník Starý u Krče vykazuje oproti zbylým dvěma nižší hodnoty jak relativně, tak i absolutně. Jedním z důvodů může být to, že kampaň na něm byla realizována na jaře 2020, kdy ještě probíhala několikaletá suchá epizoda. Hladiny podzemních vod tak byly obecně podnormální.

3.2 Vliv hladiny vody v nádržích na podzemní vody

V předchozí kapitole byl popsán vliv malých vodních nádrží na zvýšení zásob podzemní vody v souvislosti se vzdušným tlakem v nich. Uvedený způsob posouzení ovšem neumožňuje zhodnotit, jakým způsobem je ovlivněna hladina podzemní vody ani jaký je dosah tohoto ovlivnění. Způsob, jakým je toto možné zhodnotit, spočívá především ve sledování hladiny podzemní vody prostřednictvím vrtů. Součástí řešení projektu byl právě i tento způsob popisu vlivu malých vodních nádrží na hydrologický režim, resp. režim podzemních vod. Nejkomplexnější monitoring byl realizován v lokalitě rybníka Vavřinec. Ovlivnění hladiny podzemní vody je tedy demonstrováno právě na datech z této lokality.

3.2.1 Lokalita rybníka Vavřinec

Rybník Vavřinec se nachází ve Středočeském kraji na horním toku Výrovky (ř. km 49.4) cca 4 km severovýchodně od Uhlířských Janovic (okr. Kutná Hora). S rozlohou téměř 80 ha a objemem přes 1 mil. m³ patří k největším malým vodním nádržím ve Středočeském kraji a mezi ty velké patří i v celostátním měřítku. Krom Výrovky přitékající od jihu od Uhlířských Janovic je rybník napájen také Ostašovským potokem přitékajícím od jihozápadu. Plocha povodí k profilu hráze rybníka Vavřinec činí 60 km².

Z geologického hlediska se lokalita nachází na severním okraji moldanubika. Území je tvořeno krystalinickými metamorfovanými horninami. Převažujícími horninami jsou zde svory a ruly, jižně se vyskytují metagranity a metagranodiority. Severně lze nalézt v nadloží denudační zbytky svrchnokřídových cenomanských pískovců a slepenců. Jižním směrem je skalní podloží moldanubika kryto sprašovými hlínami (dle geologických map ČGS 1:50 000 <https://mapy.geology.cz/geocr50>). Při povrchu území kolem Vavřineckého rybníka je kvartérní pokryv tvořený svahovinami charakteru jílovitohlinitých zemin mocnosti průměrně kolem 2–4 m podle morfologie terénu. Pod Vavřineckým rybníkem se Výrovka rychle zahlubuje do kaňonovitého údolí, kde převažuje odnosné procesy nad sedimentací fluvialních sedimentů kolem toku je tak velmi málo, jsou nesouvislé a většinou nepřesahují mocnost 1 m, často v údolí jsou přímo obnaženy metamorfované horniny skalního podloží. Fluvialní sedimenty Výrovky se objevují více až na dolním toku pod Toušicemi a Kouřimí, mimo zájmové území.

Lokalita se nachází v hydrogeologickém rajonu 6531 Kutnohorské krystalinikum ve smyslu vyhlášky č. 5/2010 Sb., ve znění pozdějších předpisů. Jde o typické prostředí hydrogeologického masivu, s výskytem puklinově propustných hornin. Horniny typu svorů, rul a metamorfovaných vyvřelin jsou málo propustné po nečetných puklinách a tektonických zónách. Relativně lepší propustnost má kvartérní pokryv a zvětralínový plášť (do hloubky několika metrů), případně zóna přípovrchového rozvolnění hornin, sahající do hloubek maximálně několika desítek metrů. Propustnost prostředí závisí na zrnitostním charakteru zvětralín a na hustotě, rozvěvení a výplni puklin. Z tohoto pohledu lze očekávat jižně od Vavřineckého rybníka sedimenty a zvětraliny písčitéjšího (a tedy propustnějšího) charakteru (pocházejí ze zvětrávání vyvřelin a ortorul), zatímco severně se budou spíše vyskytovat méně propustné jílovitější zeminy původem z rul a svorů. Denudační zbytky dobře propustných cenomanských pískovců nemají vzhledem k omezenému rozsahu velký hydrogeologický význam, mohou pozitivně dočasně zadržovat infiltrované srážky a umožňovat jejich postupnou infiltraci do hlubšího podloží, lépe než kvartérní pokryv.

K infiltraci srážek dochází prakticky v celé ploše území, s výjimkou ploch s výskytem sprašových málo propustných hornin, kde je infiltrace velmi omezena. Živější proudění podzemní vody sahá do hloubek prvních desítek metrů a je vázáno na výskyt propustných preferenčních cest v puklinách a tektonických zónách,

případně na výskyt průlinově propustnějších zvětralin a kvartérního pokryvu. Podzemní voda se odvodňuje v údolích místních toků skrytými vývěry nebo drobnými prameny na úpatí svahů s výchozy skalního podloží (údolí Výrovky pod rybníkem). Hladina podzemní vody je většinou volná a v nevelké hloubce několika metrů pod terénem, podle morfologické pozice.

Přírodní zdroje podzemních vod jsou spíše podprůměrné, hodnoty specifického podzemního odtoku uvádí Krásný et al. (1982) kolem 1,5 - 2 l/s/km², bilanční výpočty ČGS z roku 2006 počítají s hodnotou 2,19 l/s/km², čemuž odpovídá infiltrace na úrovni zhruba 8 % úhrnu celkových srážek. Dlouhodobé novější hodnoty přírodních zdrojů za období 1981-2019 (tedy se zahrnutím suchého období 2014-2019) uvádí Kašpárek et al. (2022), jehož výpočty na základě hydrologických metod (jak podle srážkoodtokového vztahu, tak podle bilančního vztahu rozdílu srážek a výparu) pro hydrogeologický rajon 6531 odpovídají hodnotě 1,5 l/s/km², jde tedy v daném HGR o zmenšení přírodních zdrojů v srovnání se staršími údaji, období sucha se tedy na stavu přírodních zdrojů podzemních vod v HGR 6531 projevilo zhruba na úrovni průměrného celostátního poklesu přírodních zdrojů podzemních vod ve výši 7-12 %, jak uvádí Kašpárek et al. (2022).

Podzemní voda v deluvio-fluviálních sedimentech a zvětralinách krystalinických hornin kolem Vavříneckého rybníka (na severu s vyšším podílem aleuropelitické složky, na jihu spíše psamitický charakter zemin) má velmi úzkou hydraulickou spojitost s rybníkem. Za běžného a podprůměrného stavu dochází k průběžnému odvodňování podzemní vody do rybníka, za vyšších vodních stavů a v místech vzdutí hladiny u rybníční hráze je hydraulický gradient opačný, a množství zasakované vody do okolního horninového prostředí je determinováno jeho propustností (hydraulickou vodivostí a pórovitostí) a velikostí hydraulického gradientu (z tohoto důvodu lze očekávat významný drenážní účinek Výrovky pro podzemní vody pod Vavříneckým rybníkem, z důvodu významného zahlubování údolí Výrovky).

V delších obdobích sucha lze očekávat středně významné dopady ve formě zaklesávání hladin mělké podzemní vody a snižování přítoku do rybníka, vzhledem k velikosti povodí Výrovky nad rybníkem však nehrozí, že by přítok zcela vyschl.

3.2.2 Monitorovací vrtý

Pro potřeby sledování hladiny podzemní vody byly v okolí rybníka realizovány monitorovací vrtý o hloubce do 9 m. Vrtý o průměru 156 až 195 mm byly vystrojeny plastovým potrubím DN100 s perforací od úrovně cca 1.5 pod terénem až na dno. Potrubí bylo obsypáno kačírkem frakce 8/16 v celé délce perforace, horní část vrtu byla utěsněna jílovitým materiálem za účelem zabránění pronikání povrchové vody do vrtu. Nad zemí byly jednotlivé vrtý osazeny ocelovým zhlavím s krytem (Obr. 17).

Podloží je dle realizovaných vrtů tvořeno ortorulami překrytými převážně sprašovými hlínami s občasným výskytem písčitých i jílovitých materiálů. Materiál na levém a pravém svahu má odlišné složení. Rozdíl spočívá především ve skutečnosti, že na pravém svahu údolí se zvětralá ortorula nachází poměrně mělko pod povrchem v hloubce cca 1-2 m, na levém svahu, který má nižší sklon, byl výskyt zvětralé ortoruly zaznamenán v hlubších polohách (více než 6 m) a mocnost překryvných hlín, příp. písčitých materiálů, je mnohem větší, když dosahuje několika metrů (Obr. 18).



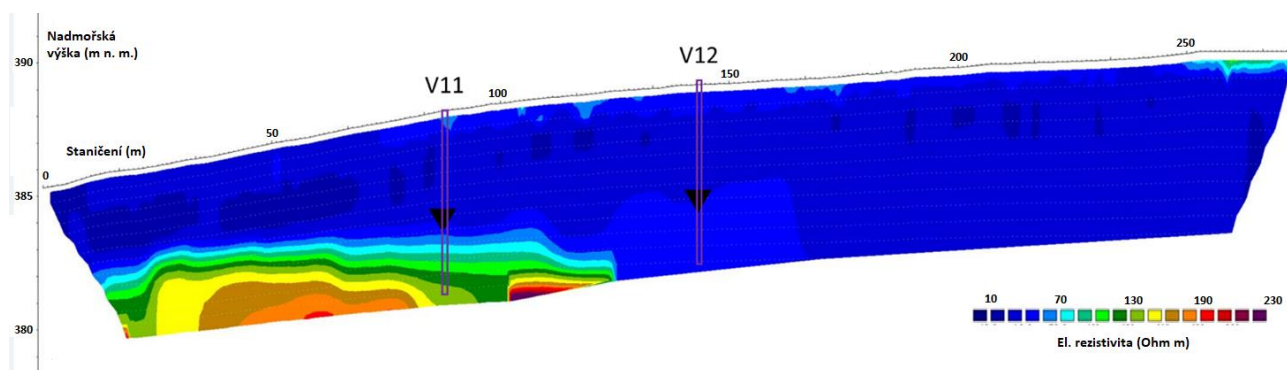
Obr. 17 Dokončený vrt 17 na pravém svahu rybníka Vavřinec (vlevo - vrt vystrojený plastovým potrubím, vpravo - osazené ocelové zhlaví).



Obr. 18 Složení geologického profilu (nahore – levý svah údolí (V12), dole – pravý svah údolí (V17)).

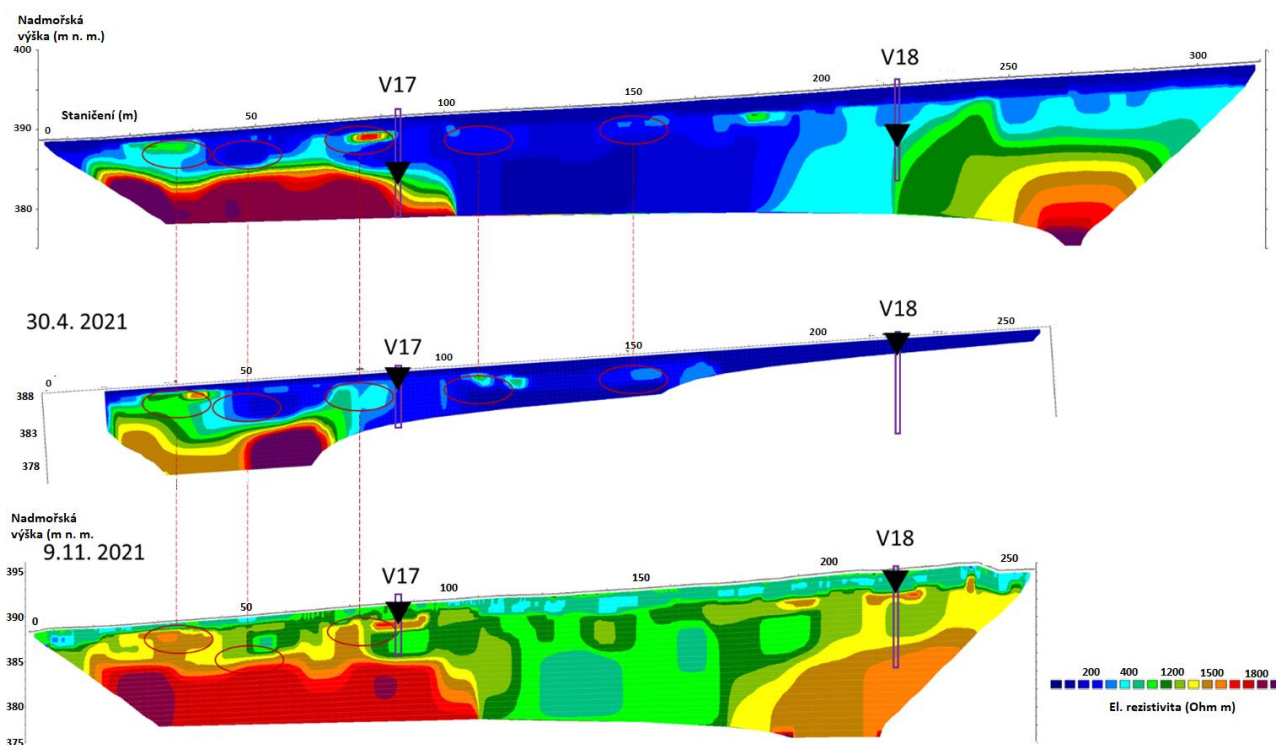
Představu o složení geologického profilu lze získat i na základě průzkumů provedených s využitím elektrické rezistivní tomografie (ERT). Tyto průzkumy byly provedeny na obou březích, konkrétně v profilech vedených v osách sond V11 a V12 (levý břeh), resp. V17 a V18 (pravý břeh).

Na levém břehu je z výsledného tomogramu (Obr. 19) patrný výskyt materiálů s vysokou hodnotou rezistivity v dolní části svahu v hloubce cca 2 m pod terénem. Jedná se o jílovitý horizont s nízkými hodnotami propustnosti. Výše ve svahu již takovéto materiály identifikovány nebyly. Nad jílovitým horizontem a ve vyšších partiích na svahu i do větší hloubky se nachází převážně zahliněné písky.



Obr. 19 Výsledný tomogram rozložení elektrické rezistivity na levém břehu rybníka Vavřinec (podél vrtů V11 a V12).

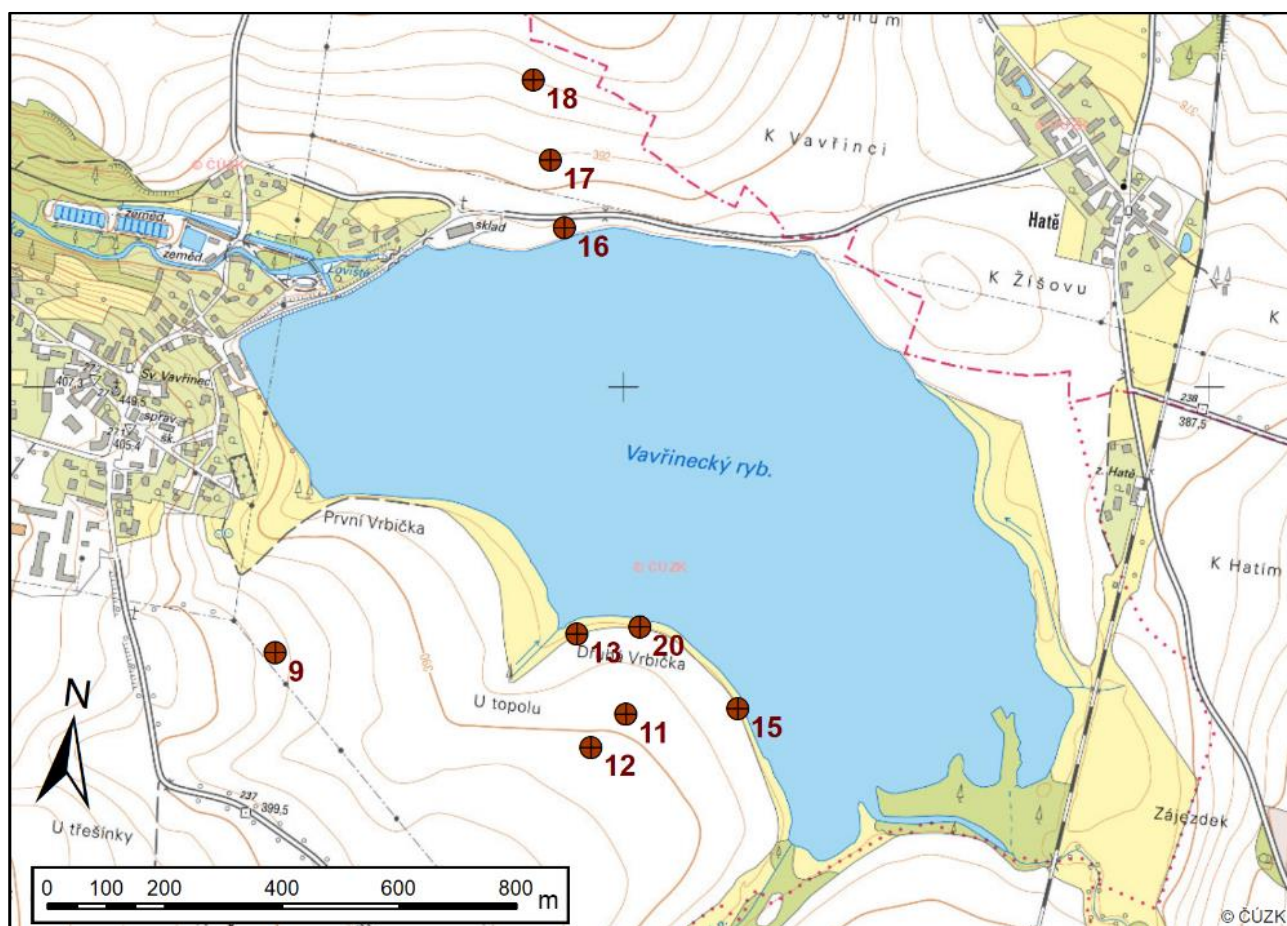
20.11. 2020



Obr. 20 Výsledné tomogramy rozložení elektrické rezistivity na pravém břehu rybníka Vavřinec (podél vrtů V17 a V18)..

Na pravém břehu bylo měření realizováno opakovaně. Tomogramy na Obr. 20 jsou vyneseny s různou barevnou škálou. Trojúhelníky značí pozici hladiny podzemní vody (HPV) v monitorovaných vrtech v okamžiku měření. Ovály jsou vyznačeny struktury viditelné na všech tomogramech, které mohou značit lokální heterogenity půdního profilu. Obecně jsou všechna měření poměrně konzistentní. Z tomogramů je patrné, že v dolní části svahu (na cca prvních 110 metrech profilu) se nachází oblast s výrazně vyšší elektrickou rezistivitou. Ta odpovídá málo zvětralým ortorulám. Vyšší rezistivita této části napovídá menšímu nasycení vodou zapříčiněnému právě nízkému podílu pórů vzniklých zvětráním. Ve vyšších partiích svahu jsou detekovány relativně nízké elektrické rezistivity i ve větších hloubkách, což indikuje výskyt zvětralé ortoruly s větším obsahem pórů nasycených vodou.

Úroveň hladiny vody ve vrtech je sledována pomocí tlakových senzorů s rozsahem měření 4 m připojených k telemetrickým stanicím se záznamem a automatickým přenosem dat na vzdálený server, který probíhá jednou za den.



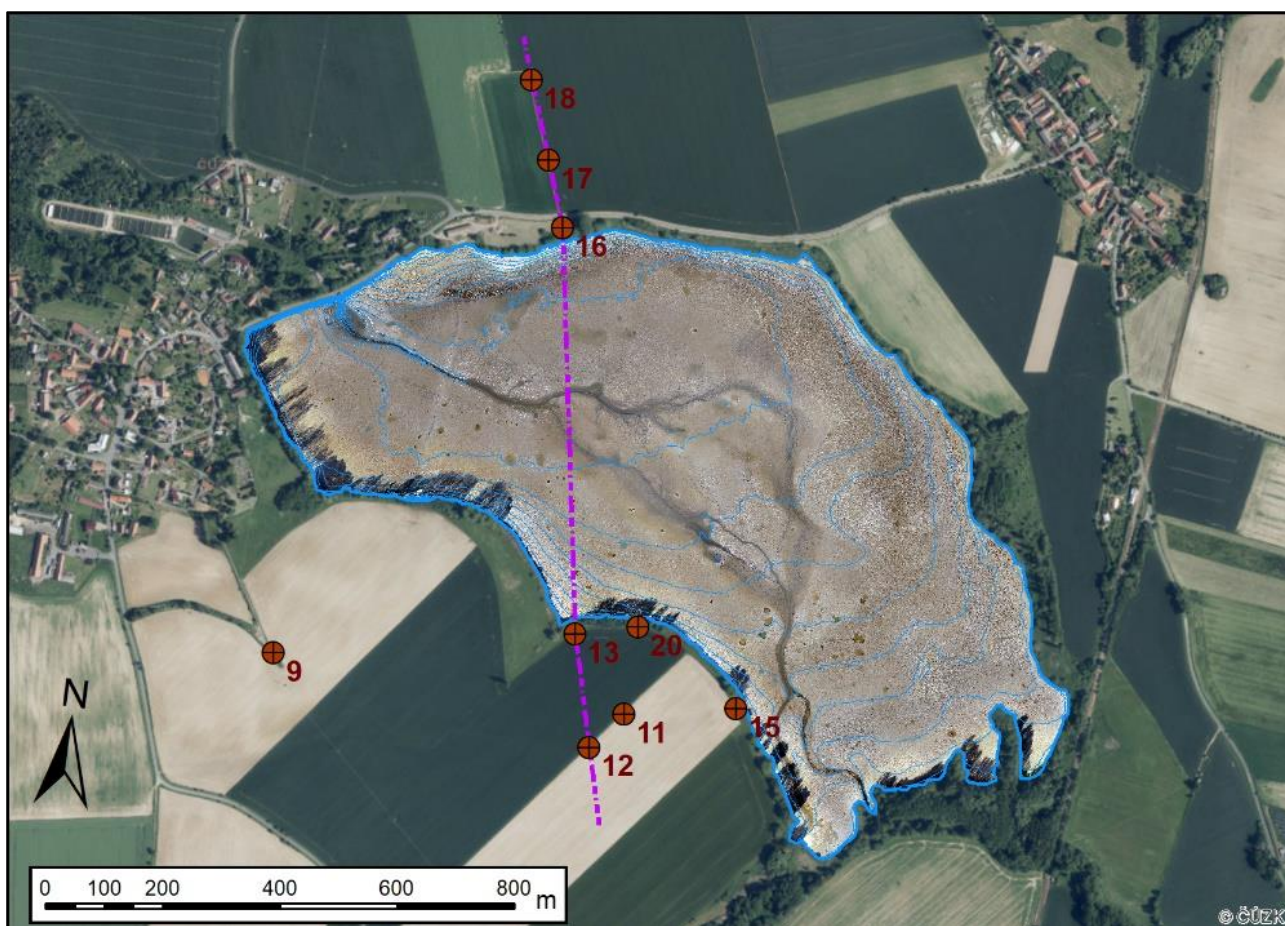
Obr. 21 Rozmístění monitorovacích vrtů v okolí rybníka Vavřinec (podklad: RZM ČR, geoportal.cuzk.cz).

Vrty byly realizovány v září a listopadu 2019, osazení měrnou aparaturou bylo provedeno následně. V okolí rybníka jsou rozmístěny tak, aby pokrývaly oba svahy údolí, přičemž bylo samozřejmě nutno brát v potaz majetkoprávní vztahy. Umístění jednotlivých monitorovacích vrtů je patrné na Obr. 21. Při omezujících podmínkách daných majetkoprávními vztahy a potřebou nenarušit možnost využívání pozemků k zemědělské

produkci byly vrty umísťovány i s ohledem na možnost následného zpracování dat v transektu napříč celým údolím. Celkem bylo v okolí rybníka Vavřinec provedeno devět vrtů – tři na pravém břehu a šest na levém. U každého vrtu byla geodeticky zaměřena nadmořská výška horní hrany zhlaví, od které byla následně periodicky manuálně odečítána výška hladiny. Pomocí takto odměřených hodnot byly záznamy zanoření tlakových čidel zreferencovány do výškového systému.

3.2.3 Batymetrie nádrže

S ohledem na vizualizaci průběhu hladiny podzemní vody bylo zapotřebí popsat i batymetrii dna nádrže, jelikož na základě polohy hladiny vody v rybníce a informace o batymetrii lze získat další bod křivky předpokládaného průběhu hladiny podzemní vody. Za tímto účelem bylo provedeno snímkování nádrže při vypuštěném stavu s následným vyhodnocením pořízených snímků fotogrammetrickými metodami do podoby výškopisné rastrové vrstvy i ortofotosmínku (Obr. 22). Zpracování letecké kampaně bylo provedeno v prostředí Agisoft Metashape s využitím geodeticky zaměřených souřadnic vybraných bodů pro zajištění dostatečné polohové i výškové přesnosti.



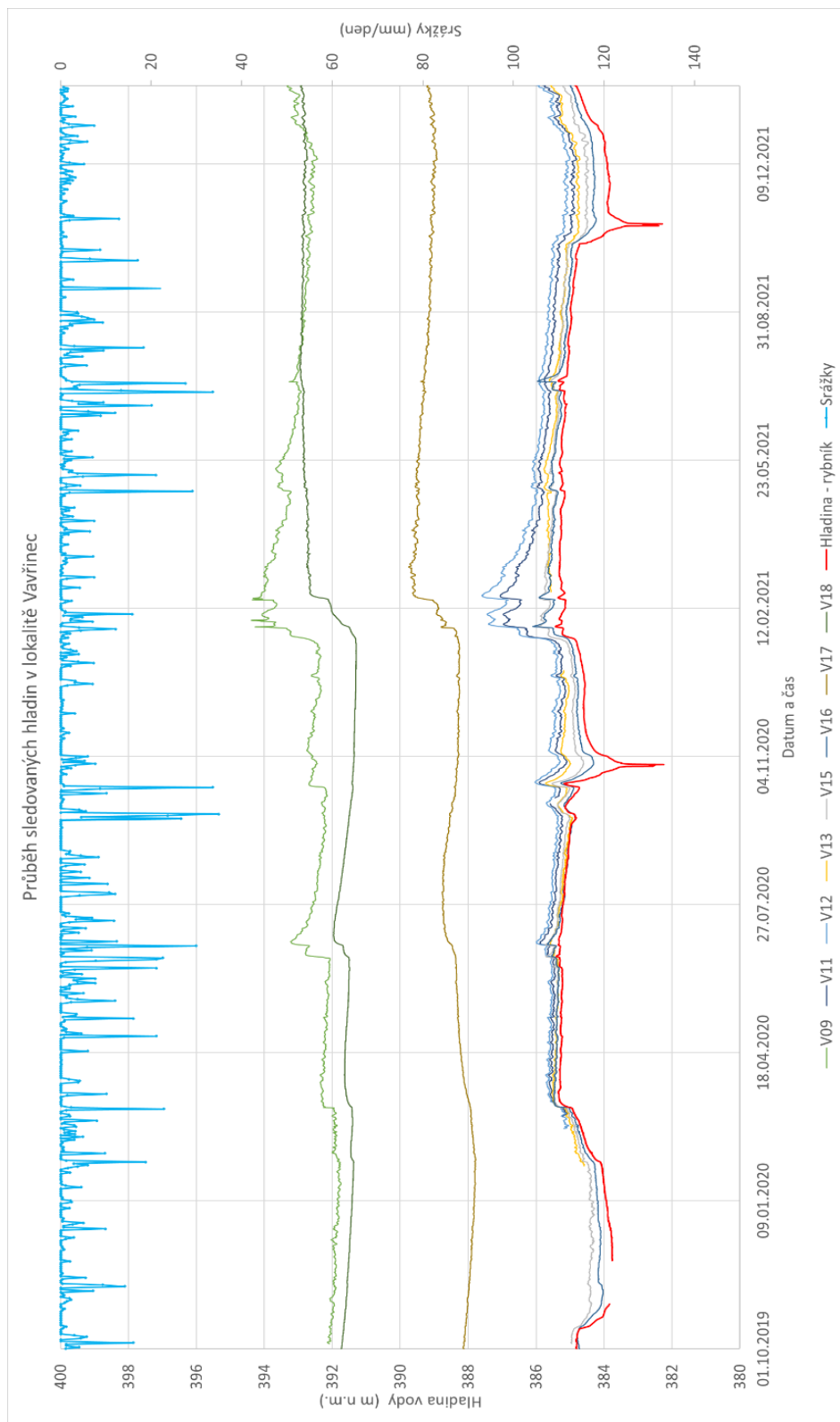
Obr. 22 Ortofotosnímek dna nádrže rybníka Vavřinec na podkladu ortofotomapy s vyznačením transektu.

3.2.4 Časové řady průběhu hladin

Pro posouzení vlivu vzdutí hladiny vody v nádrži na podzemní vodu byly využity časové řady hladiny podzemní vody v jednotlivých vrtech i hladiny povrchové vody v rybníce (Obr. 23). Nejdelší zajištěné časové řady mají počátek v říjnu 2019, zbylé pak v březnu 2020. Časové řady jsou přerušeny pouze ojediněle, přičemž důvodem je zpravidla výpadek měrné aparatury. S ohledem na primární cíl výzkumu, tedy hodnocení vlivu malých vodních nádrží na hladinu podzemní vody, je nejvýznamnějším výpadkem chybějící část záznamu hladiny vody v nádrži v průběhu vypouštění na podzim 2019. K tomuto výpadku došlo v důsledku dodavatelem nevhodně umístěného čidla, které nebylo situováno do místa spodní výpusti nádrže, díky čemuž zaznamenalo pohyby hladiny v nádrži pouze nad úroveň 384 m n.m. U senzoru ve vrtu V20 se v průběhu měření projevila porucha a bylo nutno z dalšího posuzování data z tohoto vrtu vyřadit.

Úroveň hladiny podzemní vody není závislá pouze na hladině vody v nádrži, významnou roli hraje také dotace srážkovými vodami. Z toho důvodu je důležité posuzovat kolísání hladiny podzemní vody i ve vztahu k vydatnosti srážek. Jako doplňková časová řada tedy byly použity hodnoty srážek naměřených ve stanici Vavřinec - Žíšov (P3STAN01) provozované Českým hydrometeorologickým ústavem a vzdálené od rybníka Vavřinec necelé 2 km.

S ohledem na cíl monitoringu jsou samozřejmě nejdůležitější období významných změn úrovně hladiny vody v nádrži. Z tohoto pohledu byla pozornost věnována především období výlovu, který se na rybníce Vavřinec koná tradičně na státní svátek 28.10. V průběhu realizace monitoringu se vypuštění rybníka uskutečnilo třikrát, v prvním případě na počátku řešení ovšem chybí část záznamu průběhu úrovně hladiny vody v nádrži.



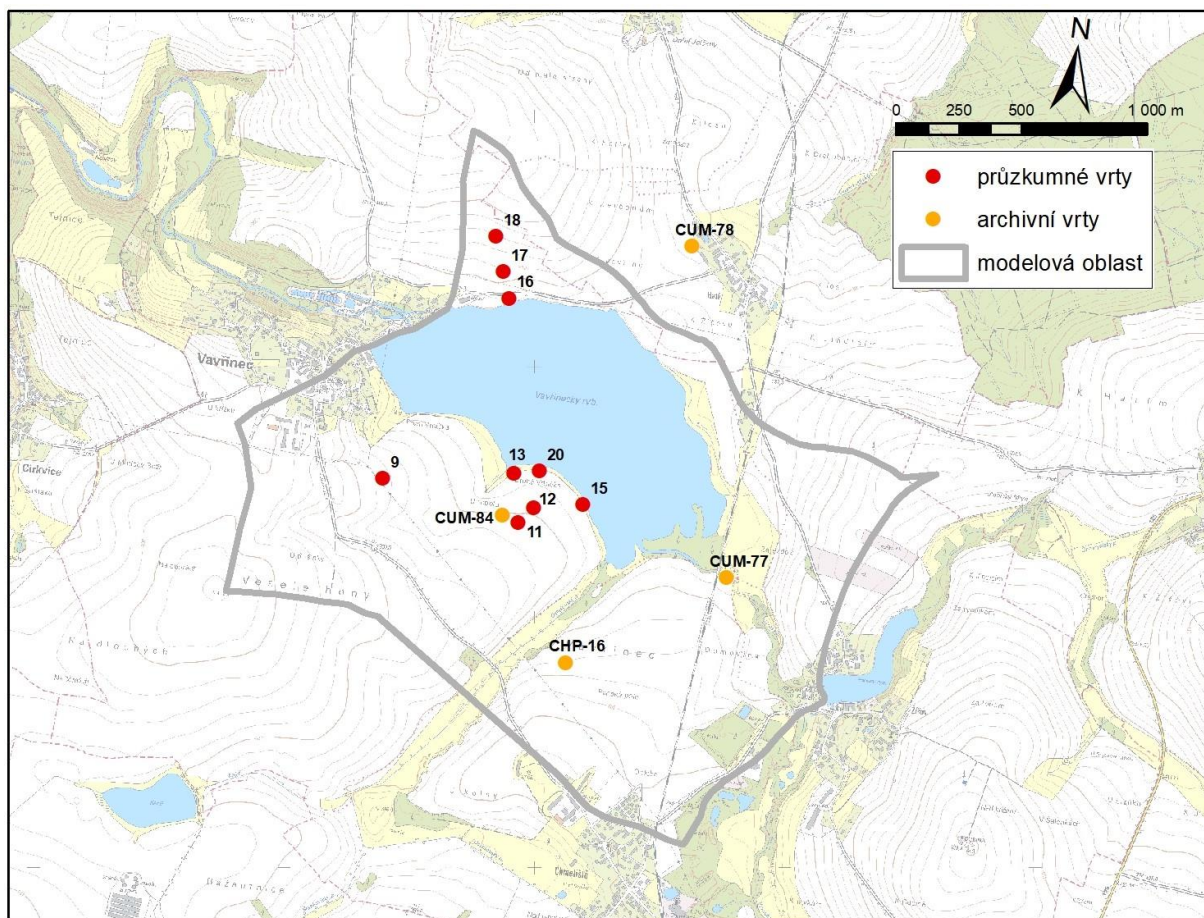
Obr. 23 Průběh hladin v monitorovacích vrtech a v rybníce Vavřínek ve sledovaném období.

3.2.5 Modelový výpočet proudění podzemní vody

Interakci povrchové vody z rybníku a podzemní vody v přilehlém kolektoru lze ověřit simulací numerickým modelem. Numerický model proudění podzemní vody představuje ucelenou syntézu hydrogeologických poznatků zájmového území. Jde o matematickou zjednodušenou charakterizaci místních přírodních podmínek. Veškeré přírodní podmínky tímto způsobem nelze přesně popsat, proto jsou výsledky podobných modelů vždy zatíženy určitou mírou nejistoty, která je závislá na množství, kvalitě a interpretaci vstupních dat.

3.2.5.1 Numerický model území

Jedním z nejrozšířenějších výpočetních schémat pro modelování proudění podzemní vody je numerický model MODFLOW vyvinutý v instituci USGS (McDonald et Harbaugh, 2003). Jde o numerický model založený na metodě konečných diferencí, kde je modelové území rozdělené do pravoúhlých trojrozměrných prvků. V trojrozměrném prostoru je definována geometrie zájmového kolektoru a hydraulické parametry prostředí. K tomu jsou použity dostupné archivní podklady a digitální model terénu. Kromě toho jsou v modelu definované okrajové podmínky systému (přítoky a odtoky vody přes okraje modelové oblasti). Následně je simulováno proudění podzemních vod vlivem tlakového gradientu na základě Darcyho zákona.



Obr. 24 Situace monitorovacích vrtů, archivních vrtů a modelové oblasti (topografický podklad: Základní mapa ČR, ČÚZK).

Prvním krokem tvorby modelu proudění podzemní vody je definice tzv. konceptuálního modelu. Jde o způsob převedení známých hydrogeologických podmínek do konkrétních dat, která jsou pak použita jako vstupní data modelu.

V rámci přípravy konceptuálního modelu je potřeba ohraničit modelovou oblast. Pro relevantní umístění modelové oblasti do okolního prostoru je potřeba vybrat hranice tak, aby bylo možné co nejvěrohodněji určit okrajové podmínky systému. V případě oblasti rybníku Vavřinec je pro tyto účely nejvhodnější sledovat linie rozvodnic (Obr. 24). Pro rozvodnice lze následně definovat okrajovou podmínku 2. typu - nulového průtoku (důvodný předpoklad, že v tomto prostředí budou hydrologická a hydrogeologická rozvodnice blízko sebe). V údolí Výrovky a Ostašovského potoka lze vest kratší úseky hranic příčně na údolí. V těch případech lze následně definovat okrajovou podmínku 1. typu - konstantní hladinu, jejíž výška je vázaná na vodní stav potoka.

Dále je potřeba definovat vrstvy modelu a jejich geometrii. Jednotlivé vrstvy rozdělují kolektory a izolátory, respektive struktury s odlišnými hydraulickými vlastnostmi. V případě Vavřince je první vrstva ohraničená shora povrchem terénu. Pro velmi přesnou definici toho lze dobře použít data digitálního modelu terénu. Báze první vrstvy je vymezená rozhraním hlín a písku nebo rul v podloží. První modelová vrstva tedy reprezentuje hlíny na povrchu. Druhá modelová vrstva se nachází přímo pod první. Strop druhé modelové vrstvy je tak bázi první modelové vrstvy. Báze druhé vrstvy je definována plochou nezvětralého skalního podloží. Druhá vrstva tedy reprezentuje hlavní hydrogeologickou strukturu v oblasti – propustný kolektor s převládající průlinovou propustností, který lze místy rozšířit o zvětřelé části skalního podloží s převládající puklinovou nebo průlinovo-puklinovou propustností. Třetí a poslední modelová vrstva se nachází pod druhou. Báze třetí vrstvy byla vymezena stejnou plochou jako strop, pouze výškově posunutou o 50 metru níže. Do této hloubky lze ještě předpokládat určitou puklinovou propustnost metamorfitů. Ve větších hloubkách je propustnost už výrazně nižší a může být významná pouze lokálně v rozpukaných zónách, jaké v modelové oblasti nebyly identifikované. Plochy stropů a bází popsanych vrstev (kromě povrchu terénu) lze modelovat pomocí interpolace bodových údajů z archivních vrtů a dalších poznatků o místních geologických podmínkách. Dle dokumentace provedených průzkumných vrtů v okolí rybníku, dosahují mocnosti překryvných hlín a spraší jihozápadně od rybníku většinou od 5 do 7 m. Přímo u břehu rybníka byly zaznamenány menší mocnosti od 2,5 do 3,7 m. Pod hlínami byly zaznamenány vrstvy propustných zahliněných písků a šterků o mocnosti okolo 2 až 3 m. Hloubka skalního podloží v oblasti západně od rybníku dosahuje od 5 do 9 m. Jižně od rybníku hloubka podloží zřejmě přesahuje 9 m. Vrt CHP16 u Ostašovského potoka s hloubkou 9 m nezastihl podloží. Mocnost povrchové vrstvy hlín zde dosahuje 4,9 m a mocnost propustného kolektoru pod nimi zde přesahuje 5 m. Severně od rybníku dosahují mocnosti hlín a spraší od 0,6 do 1,2 m. Pod hlínami zde nebyly zastižené propustné vrstvy, ale pouze nezvětralé skalní podloží.

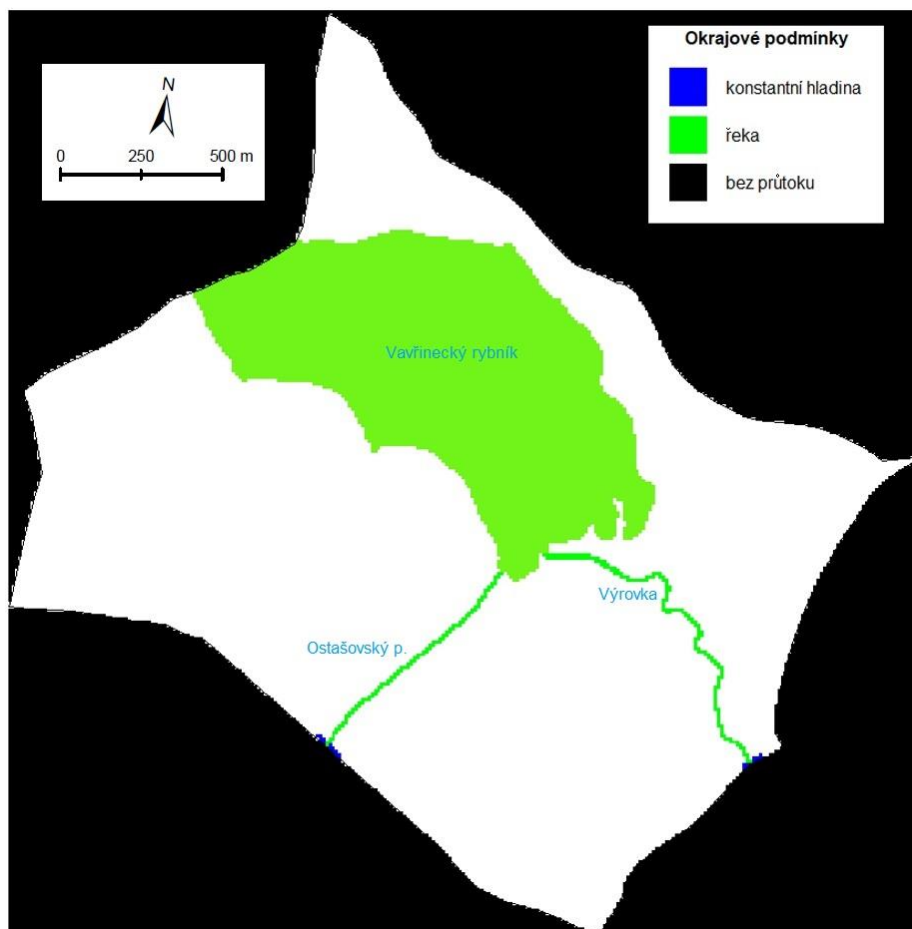
Pro každou popsanou modelovou vrstvu je potřeba určit hydraulické parametry. V případě modelu ustáleného stavu jde o hydraulickou vodivost. Tento parametr lze do jisté míry odhadnout dle litologie vrstev. Pro kolektory je nejvhodnější způsob odhadu hodnoty provedení hydrodynamické zkoušky na vrtech (čerpací a stoupací zkoušky). Hydraulickou vodivost lze podle předběžných výsledků modelu následně nastavit v procesu kalibrace modelu tak, aby modelové hladiny podzemní vody a případně vodní bilance kolektoru dosahovaly co nejlepši shody se změřenými hladinami podzemní vody nebo průtoky.

Dále je potřeba definovat okrajové podmínky i mimo hranice modelové oblasti. Často jde například o čerpání podzemní vody, nebo o vodoteč, která interaguje s podzemní vodou. V případě Vavřince je potřeba definovat

okrajovou podmínku typu řeka, která reprezentuje rybník. Tvar okrajové podmínky lze snadno definovat podle topografické mapy. Průměrnou hloubku rybníku lze odhadnout na 2 m. Hydraulická výška pro simulaci ustáleného stavu je typická hladina v rybníku pro referenční období. Je potřeba určit i propustnost dna rybníku, a sice podle odhadu mocnosti dnových sedimentů a podle odhadu jejich hydraulické vodivosti. I propustnost této okrajové podmínky lze upřesnit v průběhu kalibrace modelu. Další okrajové podmínky typu řeka je potřeba definovat pro linie přítoků do rybníku Ostašovský potok a potok Výrovka.

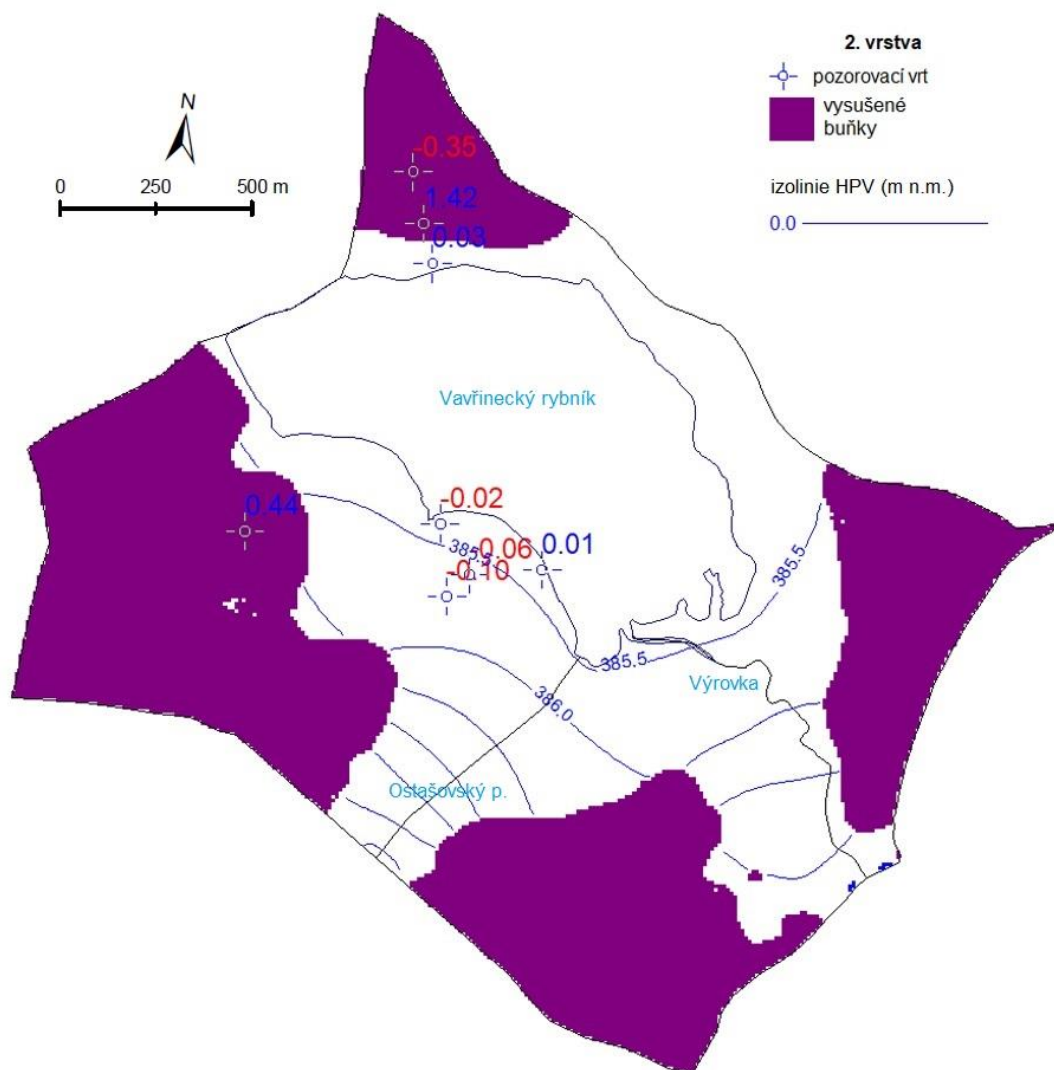
3.2.5.2 Výsledky modelového výpočtu

Simulace ustáleného proudění podzemní vody byla provedena na základě vstupních dat o hladinách pro vybrané referenční období. Jako referenční období bylo vybráno období tři měsíců (od 1.3.2020 do 28.6.2020). V tomto období byly dle výsledků monitoringu hladinové poměry v rybníku i v kolektoru podzemní vody poměrně ustálené. Pro okrajovou podmínku rybníku byla proto zadána hydraulická výška 385,35 m n.m., která odpovídá stavu z 5.5.2020. Pro kalibraci byly použité hladiny podzemní vody z monitorovacích vrtů zaznamenané ve stejný den. Pro stejné tříměsíční referenční období byla z výsledků hydrologického modelu BILAN (Vizina et al., 2015) spočítaná průměrná hodnota efektivní infiltrace (recharge) 0,288 mm/den. Tato hodnota byla do modelu zadána jako plošné doplňování podzemní vody. Jde o zhruba 18 % z dlouhodobého srážkového průměru, který byl pro danou oblast vyčíslen na 569 mm/rok (suchovkrajine.cz). Okrajové podmínky první modelové vrstvy jsou zobrazené na Obr. 25.



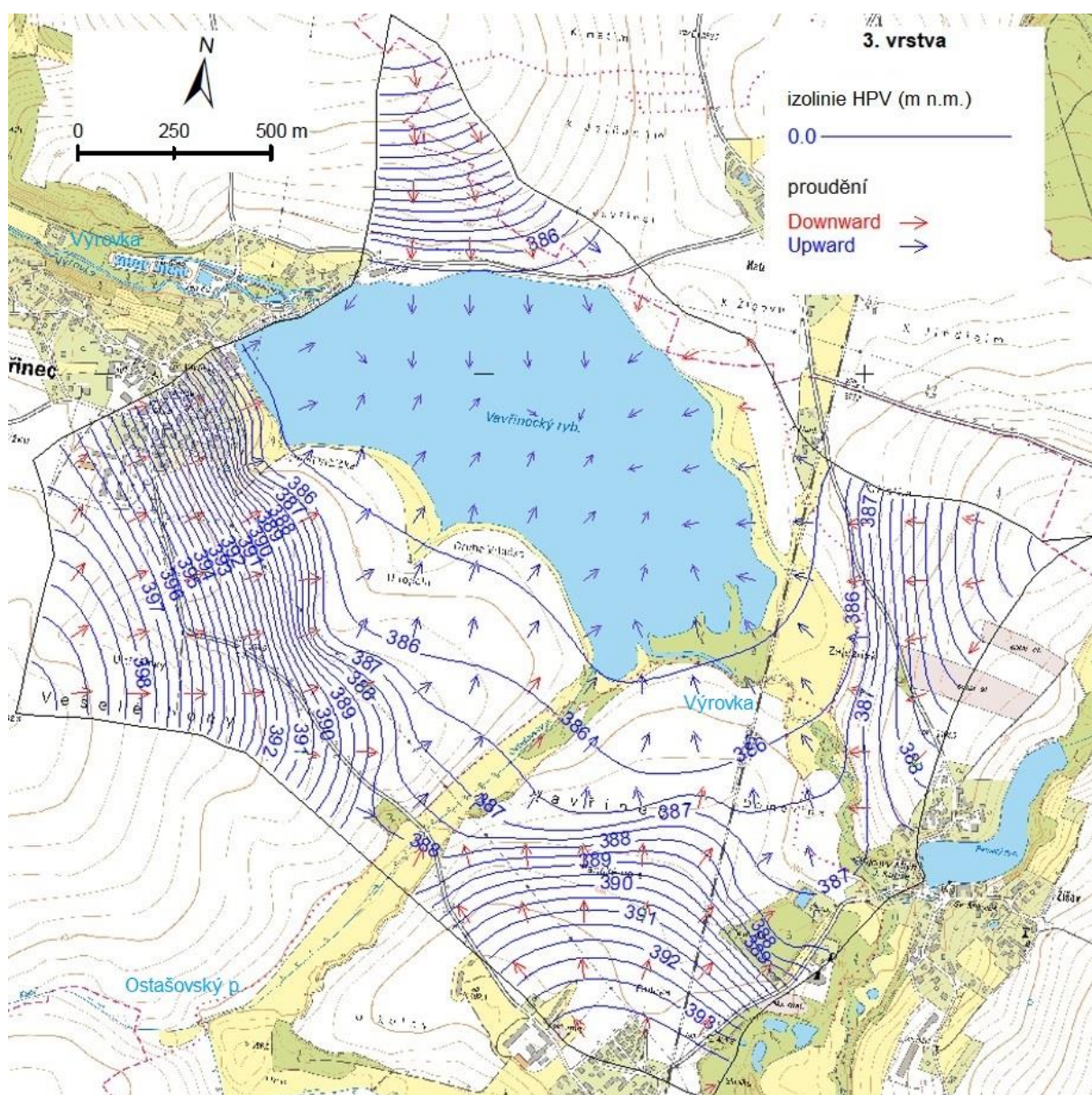
Obr. 25 Okrajové podmínky první modelové vrstvy

V průběhu kalibrace byly modelové parametry (především hydraulická vodivost kolektoru) nastavené tak, aby bylo dosaženo co nejlepší shody mezi simulovanými a změřenými hladinami podzemní vody. Po provedené kalibraci modelu byla hydraulická vodivost pro mělký kolektor, který je simulován druhou modelovou vrstvou nastavena na 90 m/den (zhruba $1 \cdot 10^{-3}$ m/s). Hydraulická vodivost nadložních hlín (první modelová vrstva) byla nastavená na 5 m/den (zhruba $5,8 \cdot 10^{-5}$ m/s) a hydraulická vodivost skalního podloží (třetí modelová vrstva) na 0,1 m/den (zhruba $1,16 \cdot 10^{-6}$). Hydraulická vodivost struktur v modelové oblasti nebyla ověřená žádným čerpacím pokusem ani jinými metodami, proto tyto hodnoty nelze srovnat s jinými údaji. Lze ale konstatovat, že jsou výsledné hydraulické vodivosti v daném hydrogeologickém prostředí v rozsahu očekávaných hodnot. Hydraulická vodivost sedimentů na dně rybníku byla nakonec ponechána jako totožná s hydraulickou vodivostí povrchové vrstvy hlín. Snížení vodivosti dna rybníku vede k nadhodnocení výsledných hladin v okolí rybníku.



Obr. 26 Výsledky modelu pro druhou vrstvu, izolinie hladin po 0,5 m

Na Obr. 26 je zobrazená výsledná hladina podzemní vody v mělkém kolektoru v druhé modelové vrstvě. Kromě izolinií hladiny podzemní vody jsou zobrazené i monitorovací vrty s příslušnými odchylkami modelových hladin od pozorování. Odchylky v řádu několika centimetrů v blízkosti rybníku ukazují velmi dobrou shodu modelu s pozorovanými údaji. S větší vzdáleností od rybníku se odchylky zvětšují. Fialovou barvou jsou znázorněné oblasti, kde je tato vrstva vysušená. Hladina podzemní vody se v těchto místech nachází až v třetí modelové vrstvě – v částečně zvětralém a rozpukaném skalním podloží. V takovém prostředí je heterogenita proudění podzemní vody výraznější. Lepší definice modelu by proto zde vyžadovala výrazně přesnější vstupní údaje o zvětralých zónách a rozpukanosti, které v takových podmínkách běžně nejsou reálně dostupné.



Obr. 27 Výsledky modelu pro třetí vrstvu (topografický podklad: Základní mapa ČR, ČÚZK)

Průběh hladiny podzemní vody v oblasti je nejlépe viditelný na Obr. 27, který znázorňuje výsledky pro třetí modelovou vrstvu. V oblasti u rybníku jsou hladiny podzemní vody vázané na hydraulické poměry v nadložních vrstvách. Blíže k okrajovým hranicím modelové oblasti jsou patrné větší gradienty hladiny podzemní vody. Tyto poměry jsou způsobené faktem, že se saturovaná zóna zde posunula již do skalního podloží s nižší hydraulickou vodivostí. Vektory proudění podzemní vody jsou znázorněné šipkami. Veškerá podzemní voda v oblasti se odvodňuje do obou potoků ($15 \text{ m}^3/\text{den}$) a především do rybníku ($1760 \text{ m}^3/\text{den}$). Modré šipky naznačují drenážní oblasti se vzestupným prouděním podzemní vody, červené naznačují sestupné proudění podzemní vody v infiltračních oblastech. Zdroje podzemní vody v modelové oblasti jsou infiltrace ze srážek ($1088 \text{ m}^3/\text{den}$) a podzemní přítok vody údolím Výrovky a Ostašovského potoka ($668 \text{ m}^3/\text{den}$). Dle modelu dochází v údolí Ostašovského potoka k infiltraci povrchové vody (dohromady asi 1 l/s). Tento stav nebyl ověřen terénním měřením. Zde může být modelové řešení ovlivněno zadáním příliš velké hloubky skalního podloží, což způsobuje nižší hladinu podzemní vody. Vzhledem k absenci vrtů v této oblasti ani toto nelze objektivně ověřit.

Zdroje nejistot modelového řešení jsou v první řadě údaje o hloubce skalního podloží, mocnosti mělkého kolektoru a nadložních vrstev hlín. Dostupné bodové údaje z průzkumných vrtů jsou rozmístěny nerovnoměrně. Mocnosti jednotlivých modelových vrstev byly pro značnou část území určeny pouze odhadem. Dále jsou vrstvy v celém modelovém území definovány jako homogenní s jednotným koeficientem hydraulické vodivosti. Podrobnější plošná distribuce parametrů vrstev by vyžadovala podrobnější geologický a hydrogeologický průzkum včetně provedení hydrodynamických zkoušek v různých částech modelového území. Dále by bylo pro upřesnění odvodnění podzemní vody v oblasti potřeba provést podrobnější charakterizaci sedimentů dna rybníku (mocnost, propustnost). Model také nepočítá s podzemním odtokem v místech hráze rybníku.

3.2.5.3 Shrnutí

Srovnán byl průběh hladin v rybníku a v monitorovacích vrtech v okolí. Zaznamenaná byla především reakce hladiny podzemní vody na vypouštění a napouštění rybníku. Dle těchto výsledků rybník hydraulicky ovlivňuje podzemní vody i v nejvzdálenějším vrtu ve vzdálenosti přes 270 m od břehu rybníku.

Z regresního vztahu navýšení hladiny podzemní vody ve vrtech a vzdálenosti od břehu rybníku byly spočítané teoretické hodnoty ovlivnění. Hladina podzemní vody je ještě ve vzdálenosti 50 m navýšená napuštěným rybníkem asi o 1 m. Ve vzdálenosti okolo 165 m toto ovlivnění poklesne pod 0,5 m a ve vzdálenosti 340 m pod 0,2 m. Ve vzdálenosti 540 m se pak ovlivnění hladiny podzemní vody rybníkem blíží nule. Při délce břehu rybníku 3720 m (bez úseku hráze) a předpokládané porozitě zvodněného prostředí 10 % by takový stav znamenal navýšení zásob podzemní vody o asi 74745 m^3 .

Model proudění podzemní vody v okolí rybníku Vavřinec umožnil ověření stavu hladiny podzemní vody, přesnější určení směrů proudění podzemní vody v okolí rybníku a následně i bilanční výpočty, kterými lze proudění v oblasti kvantifikovat.

Modelové řešení je zatíženo jistým stupněm nejistot, který v konkrétním případě oblasti Vavřince pochází především ze způsobu definice mocnosti a hydraulických parametrů jednotlivých modelových vrstev.

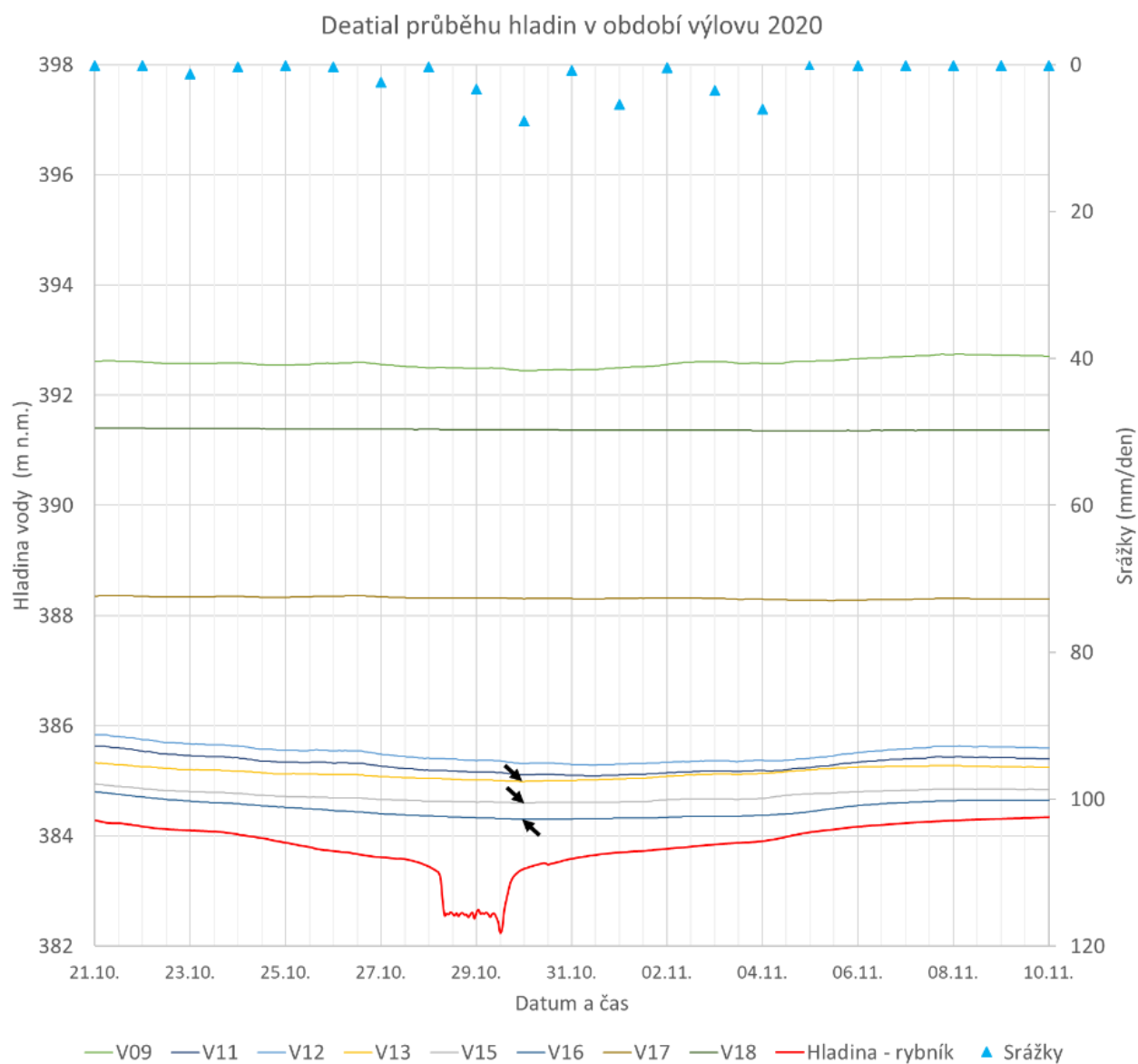
3.2.6 Diskuse

Při posuzování vlivu hladiny vody v nádržích na podzemní vodu nelze jednoduše sledovat pouze průběh těchto veličin a jejich vzájemnou souvislost. Důvodem je skutečnost, že pohyb hladiny podzemní vody korespondující s pohybem hladiny vody v nádrži ještě neznamená kauzalitu vztahu mezi nimi. Typickým příkladem jsou v tomto ohledu zejména období sucha, při kterých může docházet ke společnému poklesu hladiny povrchové i podzemní vody. Obojí může být zapříčiněno nedostatkem vody. V prvním případě (povrchová voda) může nastat situace, kdy v důsledku snížených průtoků ve vodních tocích není k dispozici dostatek vody pro udržení hladiny vody v nádrži. Následný pokles pak je zapříčiněn zejména výparem při uvážení nutnosti zachovat zůstatkový průtok pod nádrží. Stejná příčina, tj. období sucha vyznačující se nízkými úhrny srážek, pak ovšem může způsobovat i pokles hladiny podzemní vody, která není dostatečně doplňována infiltrovanými srážkami prosakujícími až k její hladině. V takovém případě se tedy může vyskytnout významná korelace mezi hladinou vody v nádrži a hladinou podzemní vody, tato korelace však ještě nepotvrzuje kauzalitu. Z toho důvodu je k danému účelu vhodné využít především pozorování v obdobích, kdy jsou pohyby hladiny vyvolány uměle, tj. při vypouštění a napouštění nádrží, a proto byla pozornost věnována obdobím, ve kterých probíhá výlov.

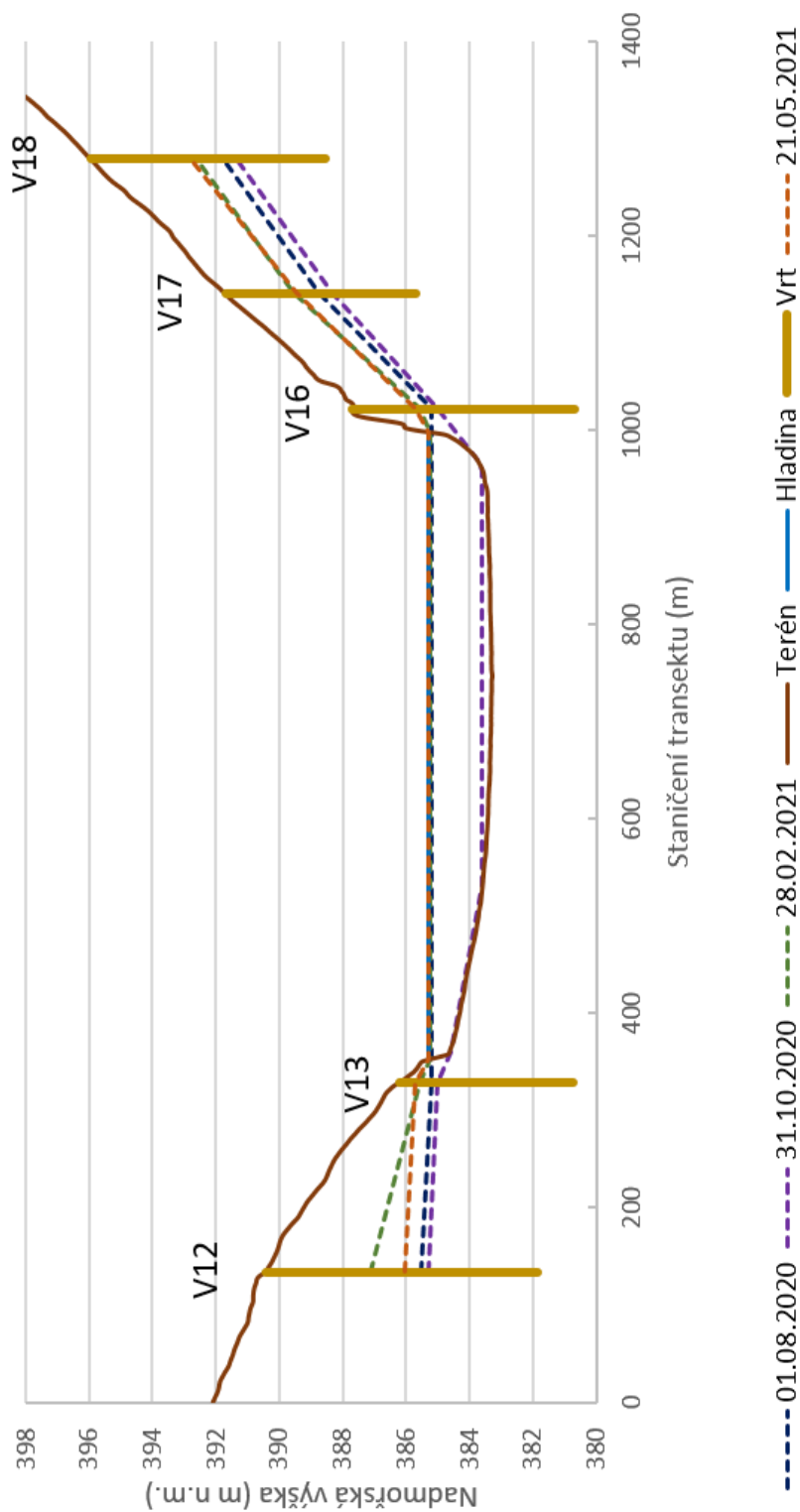
V obecné rovině je z výsledků monitoringu v obdobích výlovů patrné potvrzení hypotézy, že úroveň hladiny podzemní vody je ovlivňována hladinou vody v nádrži. Nejvýraznější je tato souvislost samozřejmě u vrtů, které se nádrži nachází nejbližší. Nejtěsněji souvisí s hladinou vody v nádrži voda ve vrtu V16 na pravém břehu rybníka. Z hlediska vzdálenosti od zátopy a jsou na tom obdobně i vrty V13, a V15 na levém břehu rybníka, které vykazují velmi podobné chování, velmi těsný je i vztah s hladinou podzemní vody ve vrtech V11 a V12. Na těsnou vazbu mezi hladinou vody v nádrži a hladinou podzemní vody v těsném okolí nádrže poukazují i minima hladiny podzemní vody v odpovídajících vrtech (V13, V15, V16), která následují minimum úrovně hladiny vody v nádrži s odstupem maximálně jednoho dne (viz Obr. 28). Následný nárůst hladiny podzemní vody pak souvisí se zastavením rybníka a vzestupem hladiny vody v nádrži.

Z pohledu změny zásoby podzemní vody v okolí nádrží je velmi názorné porovnání průběhu hladin podzemní vody v transektu. K tomuto účelu byl zpracován transekt zahrnující vrty V12, V13, V16, V17 a V18 (viz Obr. 22). Porovnání průběhu hladin v tomto transektu popisuje chování hladiny podzemní vody na levém a pravém břehu nádrže. Na Obr. 29 je znázorněn průběh hladin ve čtyřech obdobích – v létě 2020, při výlovu na podzim 2020, na konci zimy 2021 a v květnu 2021.

Porovnání průběhu hladin znázorněné na Obr. 29 ukazuje především snížení hladiny podzemní vody v období výlovu, kdy byla nádrž vypuštěna. Rozdíl úrovně hladiny mezi obdobími při plné hladině souvisí s celkovým stavem podzemních vod v jednotlivých obdobích. Zatímco v létě 2020 byla hladina ve všech pozorovacích vrtech poměrně nízká, v květnu 2021 pak již je značně výše, což lze přičítat na sníh bohaté zimě 2020/2021. Na konci této zimy je pak výrazná hladina vody ve vrtu V12 způsobující vyšší gradient hladiny podzemní vody na levém břehu, zatímco na pravém břehu se tento jev nevyskytuje. Důvodem je pravděpodobně odlišné geologické složení na obou březích a pomalejší odtok podzemní vody na levém břehu.



Obr. 28 Detail průběhu hladin v období výlovu v roce 2020 s vyznačením minim hladiny podzemní vody ve vrtech v těsné blízkosti nádrže.



Obr. 29 Průběh hladin v termínech 1.8.2020, 31.10.2020, 28.2.2021 a 28.5.2021.

3.3 Ovlivnění hydrologického režimu výparem z vodní hladiny

Výpar z vodní hladiny je jedním z procesů významně ovlivňujících hydrologický režim, konkrétně množství vody v toku pod nádrží (za předpokladu zachování konstantní úrovně hladiny vody v nádrži). Vliv výparu na průtoky pod malými vodními nádržemi je jedním z nejčastěji diskutovaných způsobů ovlivnění hydrologického režimu těmito vodními díly. Výpar je možno stanovit různými způsoby (viz kapitola 2.1). Výpočetní metody jsou vždy zatíženy nejistotou, která je větší či menší s ohledem na zvolený výpočetní postup. Z toho důvodu je nejvhodnějším způsobem posouzení vlivu nádrže na hydrologický režim využití řad měřených hodnot výparu. I měření je samozřejmě zatíženo chybou, ta je však řádově menší než chyba daná nejistotou výpočetního přístupu.

3.3.1 Měření výparu na lokalitě Vavřinec

Součástí řešení výzkumného projektu byl monitoring výparu na rybníku Vavřinec. Výpar byl monitorován s využitím plovoucího výparoměru z majetku Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. Masaryka (Obr. 30).



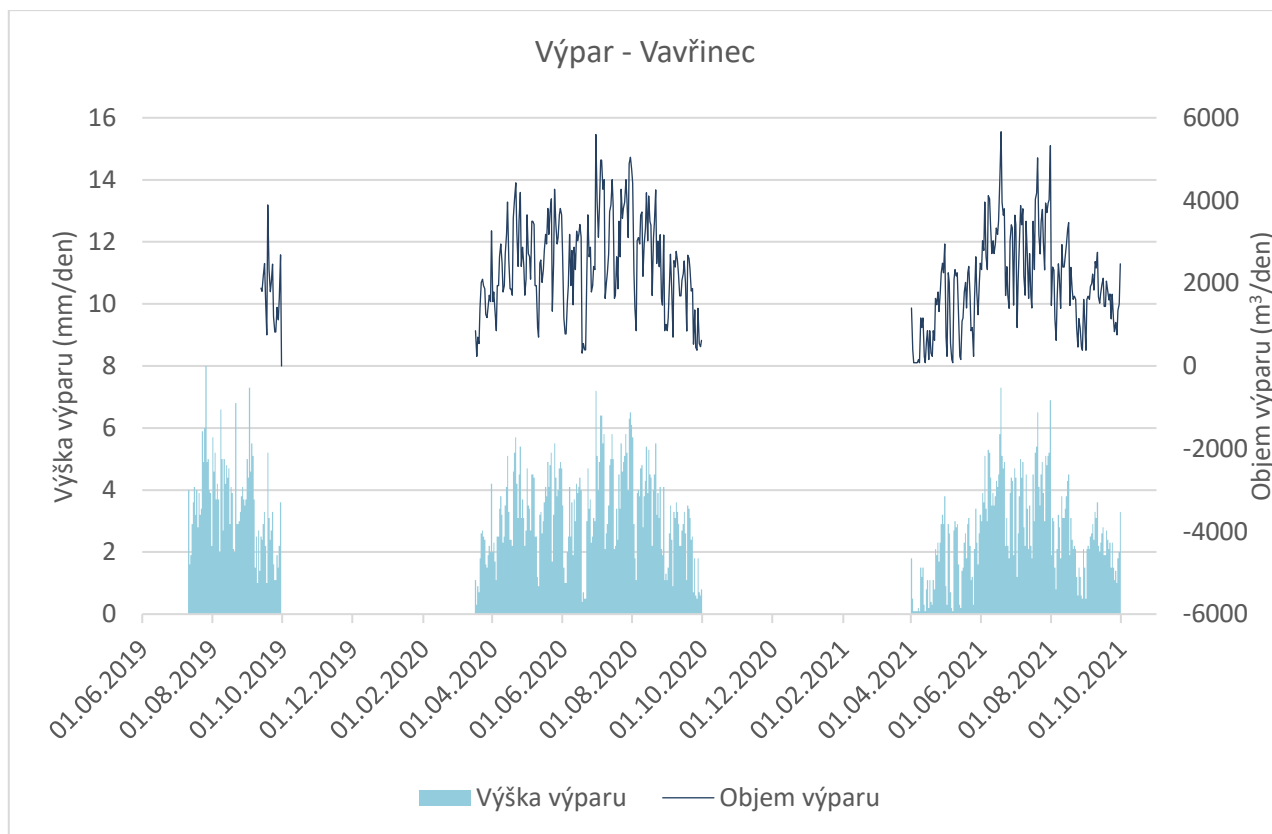
Obr. 30 Plovoucí výparoměr instalovaný na hladině rybníka Vavřinec.

S ohledem na skutečnost, že rybník Vavřinec je každoročně loven a že zařízení by mohlo být poškozeno v případě zamrznutí, bylo měření provozováno pouze v letní sezóně. Výparoměr byl s výjimkou prvního roku řešení instalován vždy na přelomu března a dubna, odstraňován pak byl na přelomu září a října, kdy bylo zahajováno vypouštění za účelem výlovu. V prvním roce řešení byl výparoměr nainstalován až v červenci. V období, kdy měření nebylo provozováno, tj. cca od října do března jsou hodnoty výparu s ohledem na nízké teploty významně nižší než v letních měsících. Díky tomu není absence měřených dat v zimním období zásadním problémem s ohledem na posouzení dopadu výparu na průtoky pod nádrží.

Data pořízená prostřednictvím plovoucího výparoměru byla zpracována s denním časovým krokem. Výsledkem je časová řada denních úhrnů výparu vyjádřených v mm (Obr. 31). Pro stanovení celkového objemu výparu je nutným údajem informace o ploše hladiny. Ta je sice při běžném provozu víceméně konstantní a odpovídá cca 77 ha, avšak i tak dochází k jejímu kolísání a s ohledem na zpřesnění výpočtu objemu výparu je vhodné toto kolísání do výpočtu zahrnout. Mimo to je rybník s ohledem na jeho velikost vypouštěn s poměrně velkým předstihem před každoročním říjnovým výlovem a v tomto období by objemy výparu byly značně zkresleny, pokud by redukce vodní plochy nebyla zahrnuta. Objemy výparu stanovené se zahrnutím údaje o aktuální rozloze vodní plochy jsou znázorněny na Obr. 31. S ohledem na skutečnost, že měření úrovně hladiny bylo zahájeno později než měření výparu, nebyly objemy výparu stanoveny pro období od července do září 2019.

Zjištěné hodnoty výšky výparu dosahují až 8 mm za den. Tato hodnota je již poměrně vysoká a představuje značné množství vody, které z nádrže ubude ve formě vodní páry. Maximální hodnoty výparu se vyskytují dle očekávání v letních měsících, kdy svých maxim dosahují i teploty.

Ještě názornější je asi údaj o objemu výparu, který dosahuje až téměř k hodnotám 6 tis. m³ za den. Celková změřená množství výparu činí 644 mm v roce 2020, kdy srážkový úhrn činil 722 mm, a 476 mm v roce 2021, kdy srážkový úhrn činil 620 mm. To je i s přihlédnutím k tomu, že měření neprobíhalo v zimním období méně, než by činil odhad na základě nomogramu uvedeného v normě.



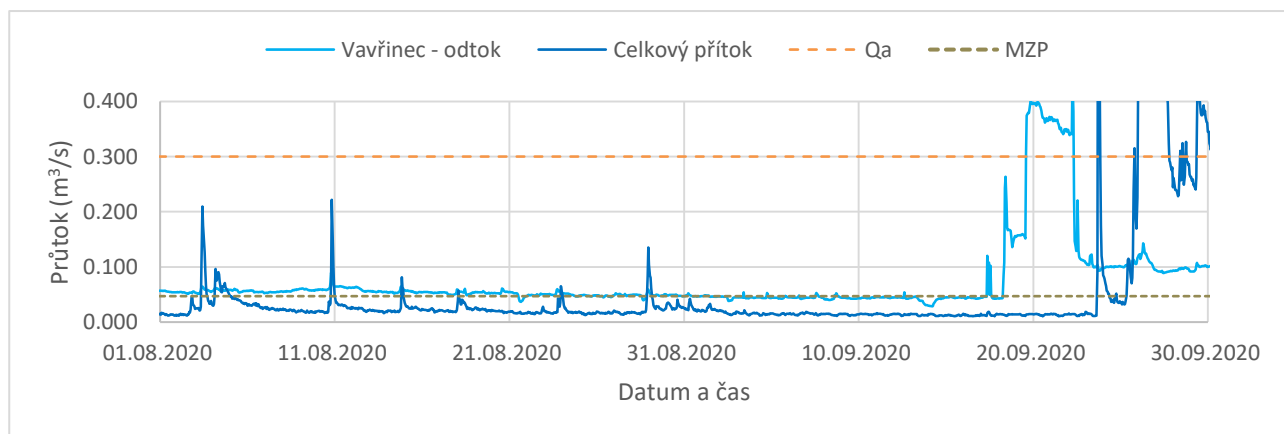
Obr. 31 Průběh výparu v průběhu řešení na rybníce Vavřinec.

3.3.2 Posouzení výparu na Vavřinci ve vztahu k průtokům

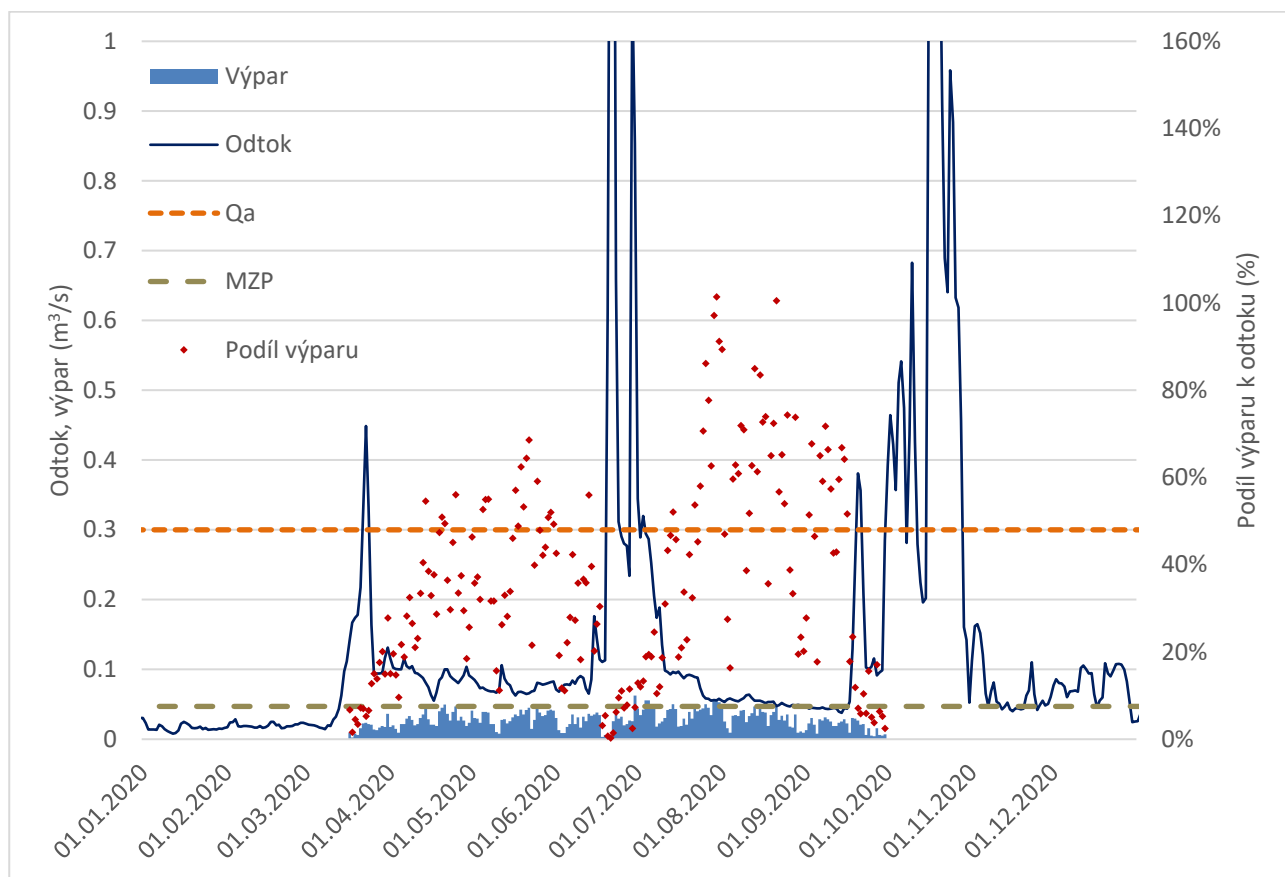
Průběh hodnot výparu má očekávatelný průběh, tj. maximálních hodnot dosahuje v letních měsících, kdy se vyskytují nejvyšší teploty. Maximální hodnoty dosahují až 8 mm za den, což je již velmi významné množství, které při ploše hladiny 77 ha odpovídá více než 6 tis. m³. To představuje při přepočtu na průtok v průměru 0.071 m³.s⁻¹. Dle údajů podniku Povodí Labe (<https://www.pla.cz/portal/isvs/uvu/cz/mereni.aspx?apl=uvu&id=9926&ob=la>) činí hodnota průměrného dlouhodobého ročního průtoku na vodním díle 0.3 m³.s⁻¹, hodnota minimálního zůstatkového průtoku (MZP) 0.047 m³.s⁻¹. Z porovnání s výše uvedenou hodnotou vyplývá, že výpar v některých případech převyšuje hodnotu MZP. Při takových situacích tak může za nízkých přítoků do nádrže nastat případ, kdy by nešlo zajistit základní vodohospodářské a ekologické funkce toku pod nádrží.

Graf na Obr. 33 znázorňuje v denním kroku vztah mezi výparem a průtokem pod rybníkem Vavřinec v roce 2020. Z těchto dat je patrné několik věcí. Předně je zřejmé, že v průběhu sezóny měření výparu (duben až září) došlo k poklesu průtoku pod nádrží pod hodnotu MZP jen krátce a omezeně na konci září. Velmi nízké průtoky (setrvaly pod hodnotou MZP) se v roce 2020 vyskytly na jeho počátku, to však bylo způsobeno suchou zimou a velmi dlouhým napouštěním rybníka po výlovu v předchozím roce. Napouštění bylo dokončeno až v březnu 2020 a následně došlo k nárůstu průtoků pod nádrží, jelikož již nebyly přítoky využívány k plnění zásobního prostoru rybníka. Výpar je v zimním období minimální, nízké průtoky tak nelze přisuzovat výparu, i když chybí měřená data.

I přes to, že v letní sezóně téměř nedošlo k poklesu průtoků pod nádrží pod hodnotu MZP, nelze význam výparu bagatelizovat. To je ostatně patrné z hodnot podílu výparu k průtokům pod nádrží. Při nízkých stavech (zejména v srpnu) se dosahovaly hodnoty výparu až ekvivalentu průtoku pod nádrží. Při pohledu na průběh hladiny vody v nádrži v tomto období (viz Obr. 32) je dále zřejmé, že v srpnu dochází k trvalému poklesu, a tedy k úbytku vody v nádrži, takže i když nedochází k poklesu průtoku pod hodnotu MZP, je výparem negativně ovlivňována zásoba vody v nádrži, jelikož pro zachování MZP v toku pod nádrží bylo nutno dotovat průtoky vodou z nádrže. To je patrné při porovnání součtu přítoků do nádrže s průtoky v toku pod ní, jak znázorňuje grafické znázornění výřezu časových řad na Obr. 32. Výpar tedy negativně ovlivňoval vodohospodářskou funkci samotné nádrže, která ovšem díky velkému objemu zásobního prostoru zajištění vodohospodářských i ekologických funkcí toku pod ní.



Obr. 32 Průtoky nad a pod rybníkem Vavřinec ve druhé polovině léta 2020.

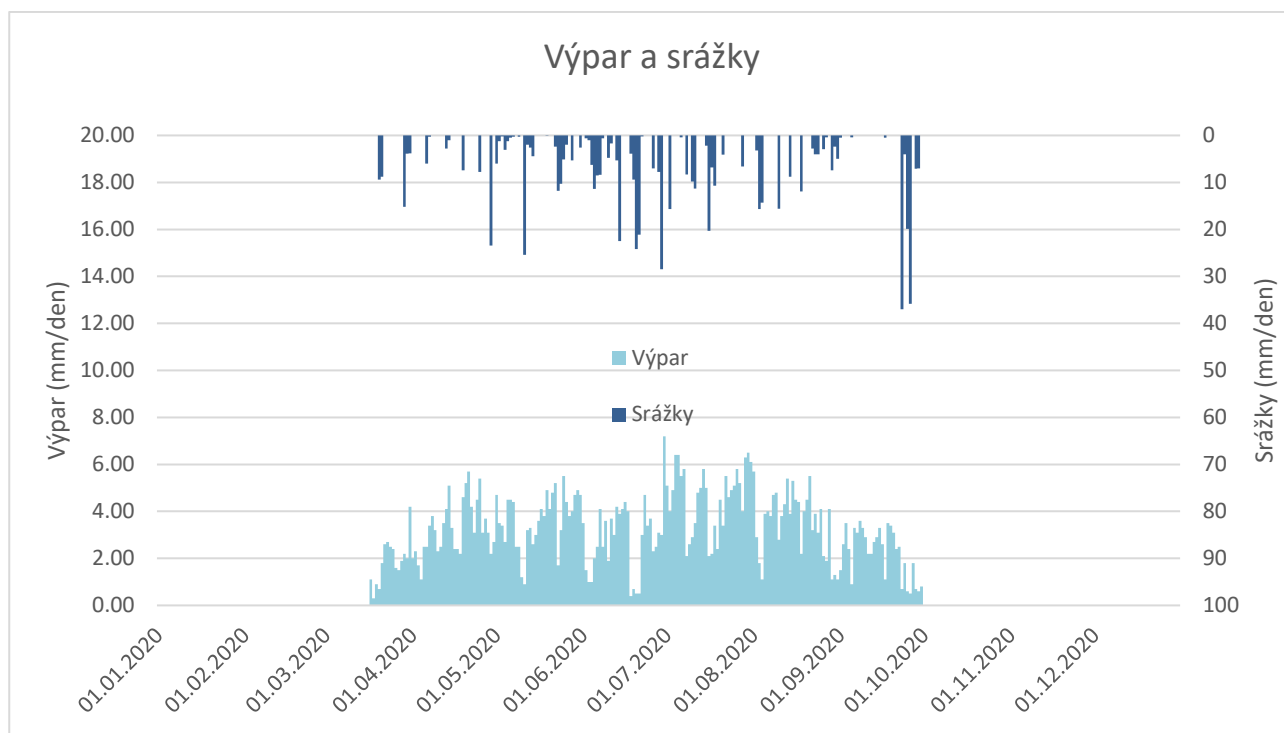


Obr. 33 Srovnání výparu s hodnotou průtoku pod rybníkem Vavřinec v průběhu měření v sezóně 2020.

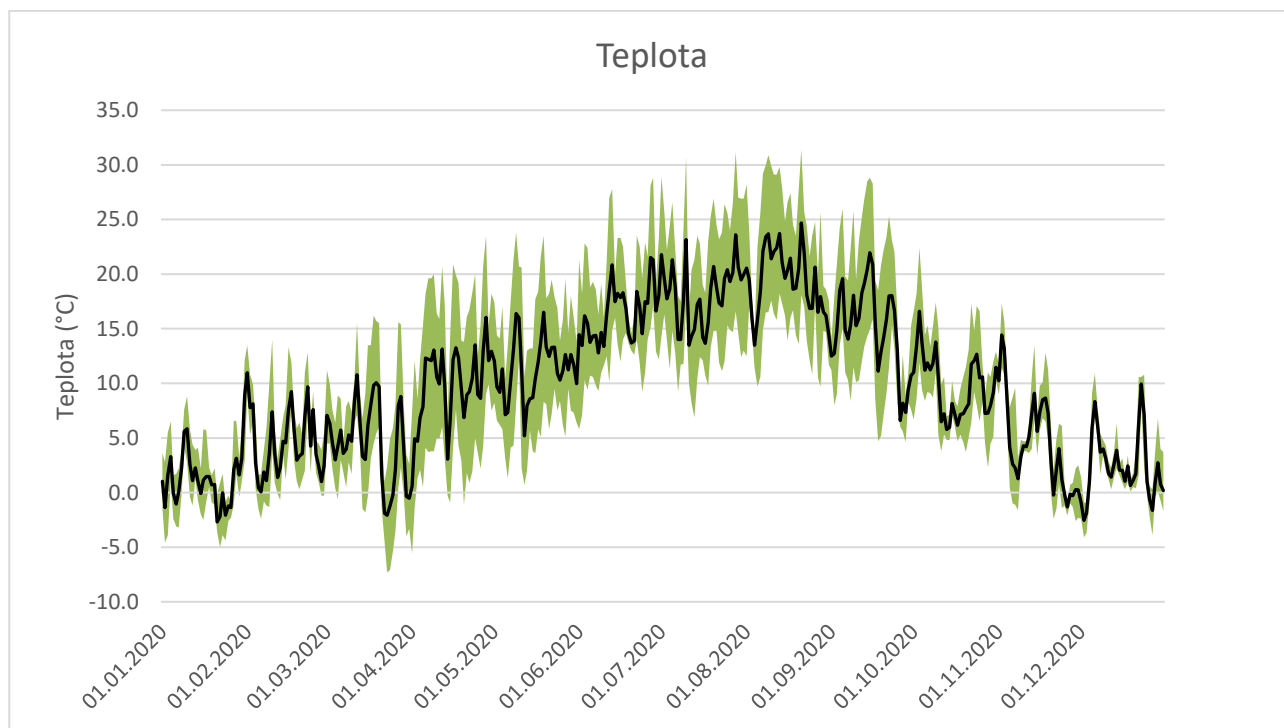
3.3.3 Energetické zhodnocení výparu

Výpar z vodní hladiny je často vnímán jako čistě negativní jev, protože díky němu dochází k úbytku vody v toku pod nádrží. Výpar ovšem významným způsobem ovlivňuje i mikroklima v blízkém okolí nádrží. Hlavní princip ovlivnění mikroklimatu spočívá v ochlazovacím efektu, který je založen na spotřebovávání tepla na výpar vody. Výpar tak lze kvantitativně posoudit i z hlediska energetického. Při znalosti denní výšky výparu, teplot a rozlohy vodní hladiny lze posoudit i množství energie spotřebované na tento výpar.

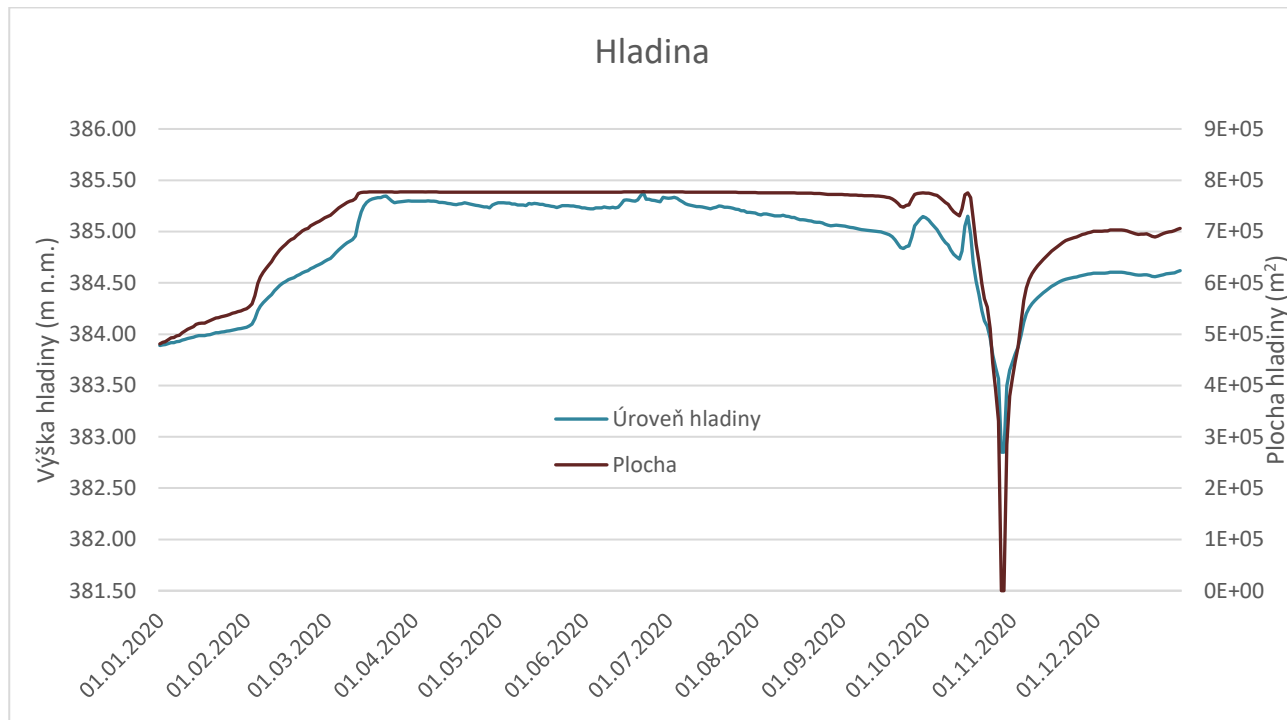
Výpočet energie výparu byl i v tomto případě proveden pro rok 2020. Průběh výparu je znázorněn na Obr. 34, průběh teplot na Obr. 35, průběh hladiny vody v nádrži na Obr. 36 a průběh množství energie spotřebované na výpar na Obr. 37. Celkové množství energie spotřebované na výpar v průběhu měření (duben až září) v roce 2020 činí $1.2 \cdot 10^{12}$ kJ. Tato energie byla spotřebována z okolí. Zjednodušeně lze říci, že pokud by nedošlo k výparu, způsobila by tato energie ohřátí prostředí v lokalitě. Jedná se o množství energie odpovídající téměř 50 tis. t černého uhlí.



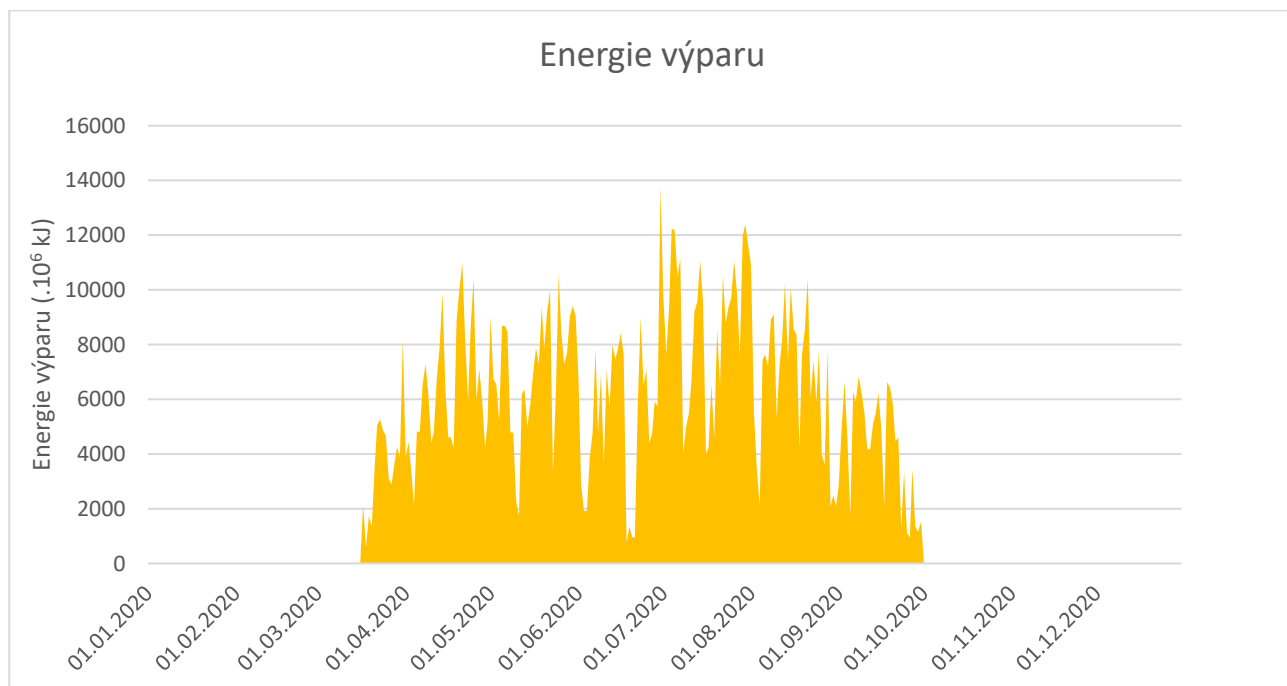
Obr. 34 Průběh výparu a srážek na rybníce Vavřinec v průběhu měření v roce 2020.



Obr. 35 Průběh teplot v lokalitě rybníka Vavřinec v roce 2020 (černě je vyznačena průměrná teplota v jednotlivých dnech, zeleně rozsah teplot v těchto dnech).



Obr. 36 Průběh hladiny (plocha a úroveň) rybníka Vavřinec v roce 2020.



Obr. 37 Průběh množství energie spotřebované na výpar vody z rybníka Vavřinec v průběhu měření v roce 2020.

3.3.4 Shrnutí

Výpar představuje významný proces hrající roli v souvislosti s hydrologickým režimem. V případě hodnoceného rybníka Vavřinec se jedná o nádrž s poměrně velkou rozlohou vodní plochy (77.9 ha), u které je tento ještě významnější, jelikož se jedná o stavbu na horním toku s relativně malou plochou povodí (19.6 km²). Díky tomu může docházet během suchých období k tomu, že prostřednictvím výparu (hodnoty výparu v průběhu řešení se pohybují od 450 do 650 mm/rok při srážkových úhrnech od 620 do 720 mm/rok) dojde k negativnímu ovlivnění hydrologické bilance nádrže (odtoku, příp. zásoby vody v nádrži). Z výsledků prezentovaných analýz ovšem vyplývá, že díky nádrži bylo možno zajistit minimální zůstatkový průtok v toku pod nádrží za situace, kdy přítok byl nižší než hodnota MZP. Je samozřejmě namístě připomenout, že to bylo za cenu snížení zásoby vody v samotné nádrži.

3.4 Transformace průtoků v malých vodních nádržích

Transformační účinek malých vodních nádrží je ve srovnání velkými údolními nádržemi zpravidla menší. V případě malých vodních nádrží, které nemají plnit retenční funkci je mnohdy považován za zanedbatelný. Důvod spočívá v tom, že s ohledem na jejich velikost není zpravidla možnost u nich vymezit dostatečně velký retenční prostor, v němž by mohlo k transformaci hydrogramu dojít. Běžná situace v současnosti navrhovaných malých vodních nádrží je taková, že ovladatelný retenční prostor je minimální nebo žádný (hladina normálního nadržení je stanovena na úrovni koruny bezpečnostního přelivu či těsně pod ní) a výška neovladatelného retenčního prostoru je velmi malá. Kapacita bezpečnostního přelivu pak bývá zajišťována spíše délkou přelivné hrany než výškou přepadového paprsku. Přesto však k transformaci hydrogramu dochází i u malých vodních nádrží. V některých případech může být transformační účinek i velmi významný. Typickým příkladem je rybník Rožmberk, který při povodni z roku 2002 zadržoval dle odhadů 50 až 70 mil. m³ vody (Lhotský, 2010), což je více než desetinásobek jeho stálého objemu, který činí 6.3 mil. m³. Takto velký retenční efekt ovšem v tomto případě vyplývá z toho, že rybník překračuje parametry malé vodní nádrže dle ČSN 75 2410 a navíc je oproti stavu ke vzniku rybníku podstatně snížena normální hladina, díky čemuž došlo ke značnému navýšení objemu retenčního prostoru. Větší či menší transformační účinek však má víceméně každá malá vodní nádrž.

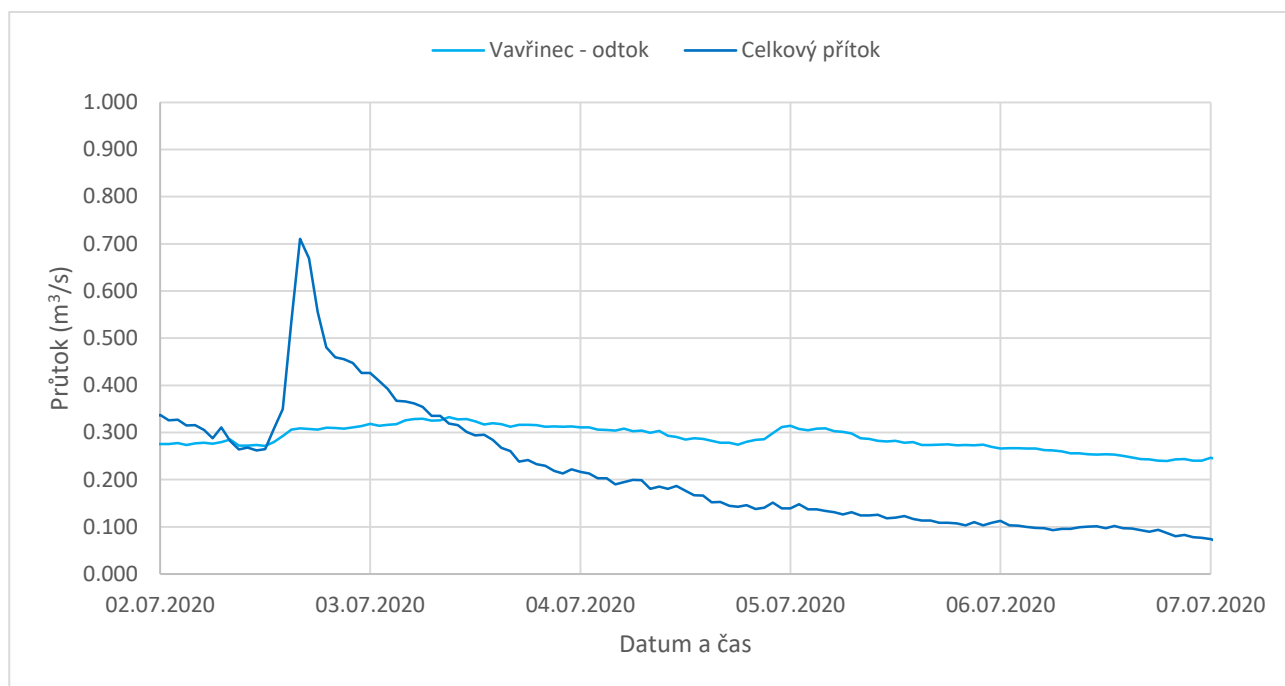
V rámci řešení projektu byl transformační účinek posuzován pro obě výzkumné lokality. Měrné profily sice byly zřízeny zejména s ohledem na posouzení dlouhodobější bilance spíše ve vztahu k málovodným obdobím, data z nich ovšem jsou neocenitelným podkladem i pro posouzení právě transformace hydrogramu při významnějších srážko-odtokových událostech.

3.4.1 Transformace hydrogramů na Vavřinci

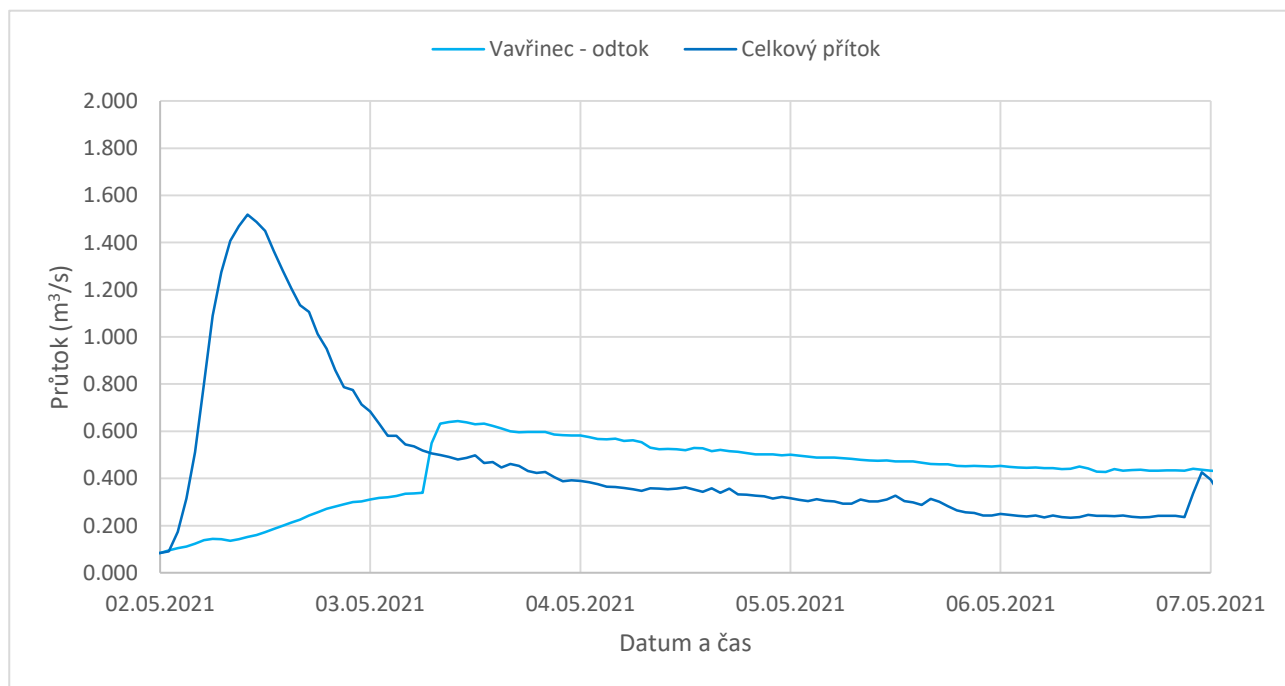
Rybník Vavřinec patří s rozlohou 73.8 ha mezi ty větší malé vodní nádrže. Díky rozloze má i poměrně velký retenční prostor (přes 500 tis. m³), díky čemuž v něm může docházet k transformaci odtokových hydrogramů. V průběhu řešení projektu byly měřeny průtoky na přítocích do nádrže i na odtoku z ní, takže bylo možno posoudit transformaci hydrogramu při výskytu srážkoodtokových událostí. Ze srážkoodtokových událostí, které se v průběhu řešení projektu na rybníce Vavřinec vyskytly, bylo vybráno několik pro ilustraci vlivu nádrže na transformaci hydrogramů. Události byly vybrány tak, aby pokryly širší rozsah intenzit.

První vybraná událost se uskutečnila v červenci 2020 (Obr. 38), přičemž se jedná o událost menšího rozsahu, kdy přítok do nádrže kulminoval na hodnotě 0.710 m³.s⁻¹. Nejedná se o událost, která by představovala riziko povodňových škod, může však dobře posloužit pro ilustraci retence vody prostřednictvím malých vodních nádrží. Z porovnání průběhu přítoku do nádrže a odtoku z ní je patrné, že odtok vody je téměř neovlivněn a že voda přítokového hydrogramu je do toku pod nádrží uvolňována postupně, takže zadržaná voda dotuje průtoky v období bez srážek.

Druhá událost z počátku května 2021 (Obr. 39) má vyšší rozsah než ta výše uvedená, když hydrogram přítoku do rybníka kulminuje na hodnotě 1.519 m³.s⁻¹. I v tomto případě dochází k poměrně významné transformaci, protože hodnota na odtoku z nádrže dosahuje maximálního průtoky 0.640 m³.s⁻¹. Při pohledu na průběh odtoku je navíc zřejmé, že se jedná o důsledek manipulace, takže křivka neovlivněného odtoku by byla ve skutečnosti ještě plošší.



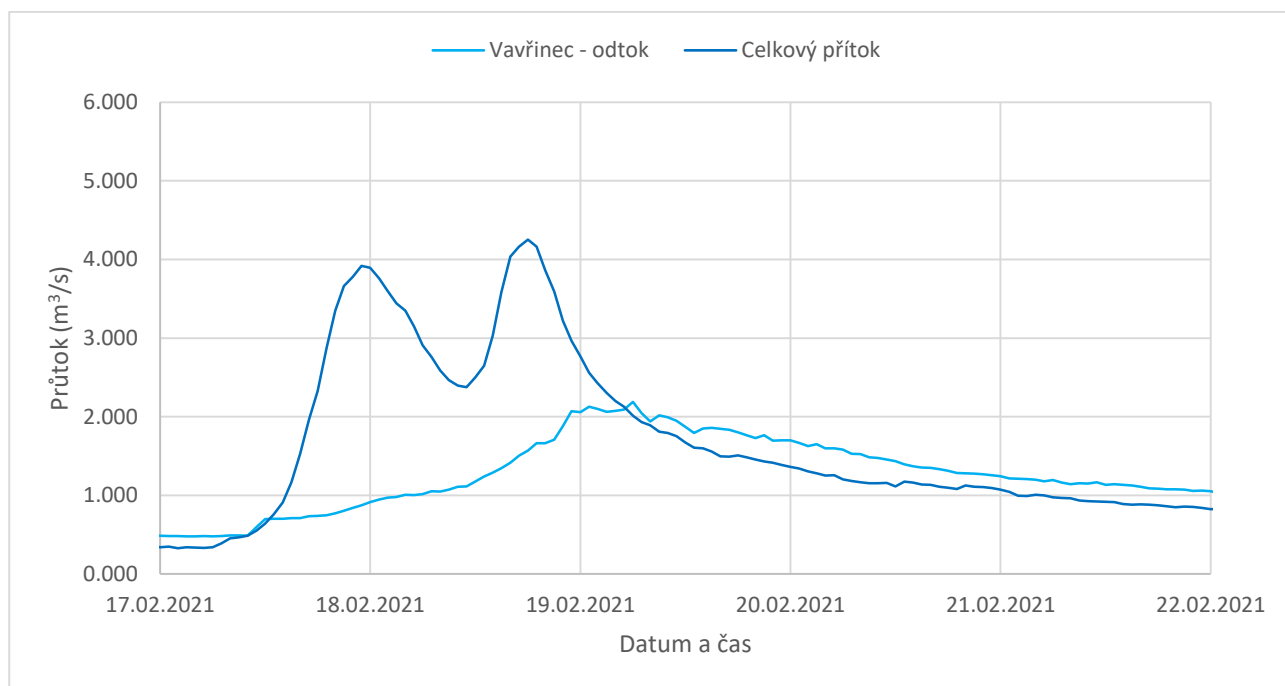
Obr. 38 Srážkoodtoková událost na rybníce Vavřinec z počátku července 2020.



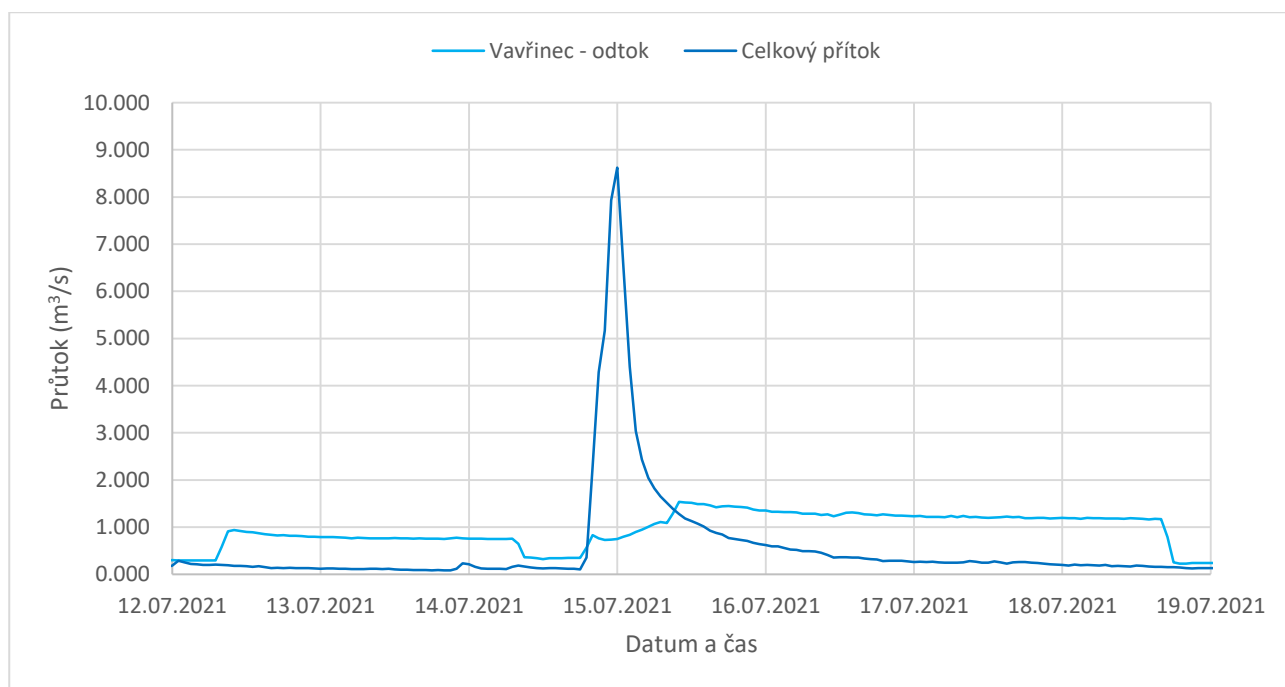
Obr. 39 Srážkoodtoková událost na rybníce Vavřinec z počátku května 2021.

Třetí ilustrativní událost se odehrála v únoru 2021 (Obr. 40). Hydrogram přítoku do nádrže měl v tomto případě dva vrcholy kulminující kolem hodnoty $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($3.896 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, resp. $4.252 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Na počátku událost byl rybník již napuštěn na běžnou úroveň, takže transformaci nelze přičítat částečně volnému zásobnímu prostoru. I tak došlo k výrazné transformaci hydrogramu odtoku, který kulminuje na hodnotě $2.189 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Největší událost z pohledu kulminačního průtoku na přítoku do rybníka se vyskytla v polovině července 2021 (Obr. 41). Kulminační průtok přítoku do nádrže činil v tomto případě $8.619 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Z průběhu odtoku z nádrže je patrné, že probíhala manipulace s výpustí. Maximální hodnota průtoku pod nádrží dosáhla $1.277 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, což znamená již poměrně významnou transformaci.



Obr. 40 Srážkoodtoková událost na rybníce Vavřinec z února 2021.

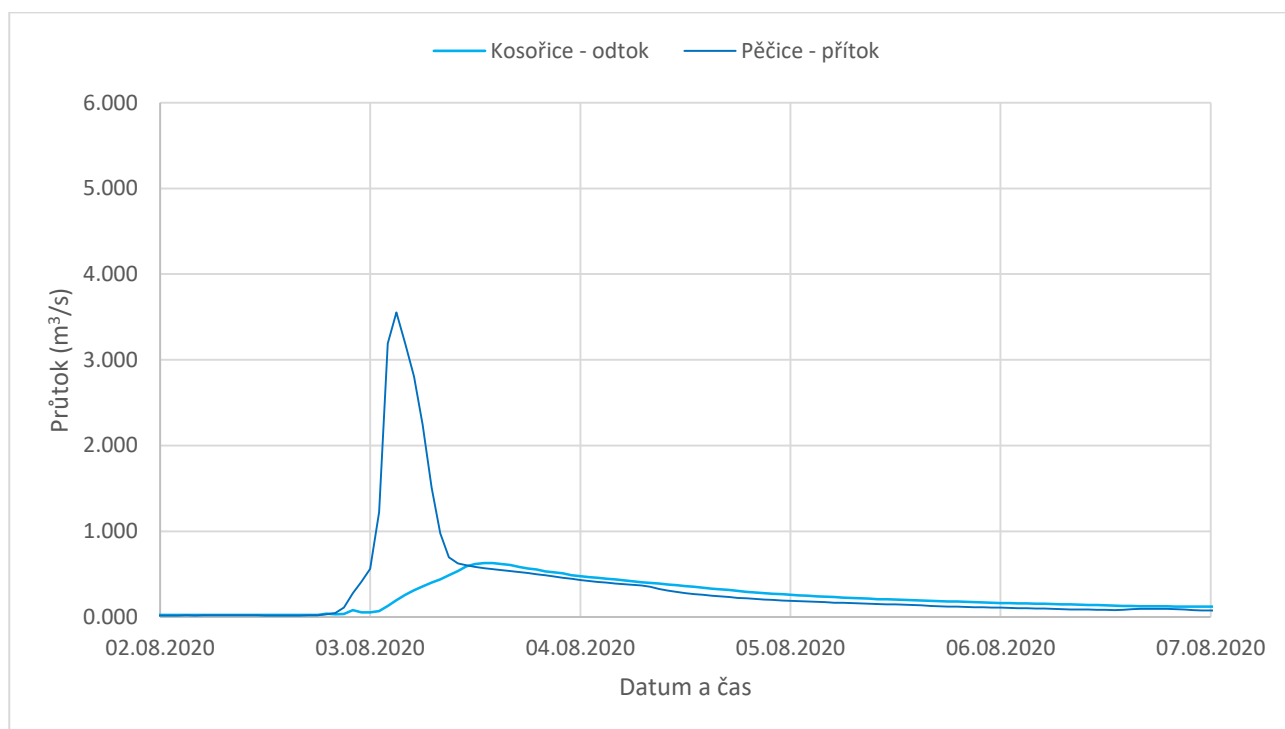


Obr. 41 Srážkoodtoková událost na rybníce Vavřinec z července 2021.

3.4.2 Transformace hydrogramů na rybníku Mrštín

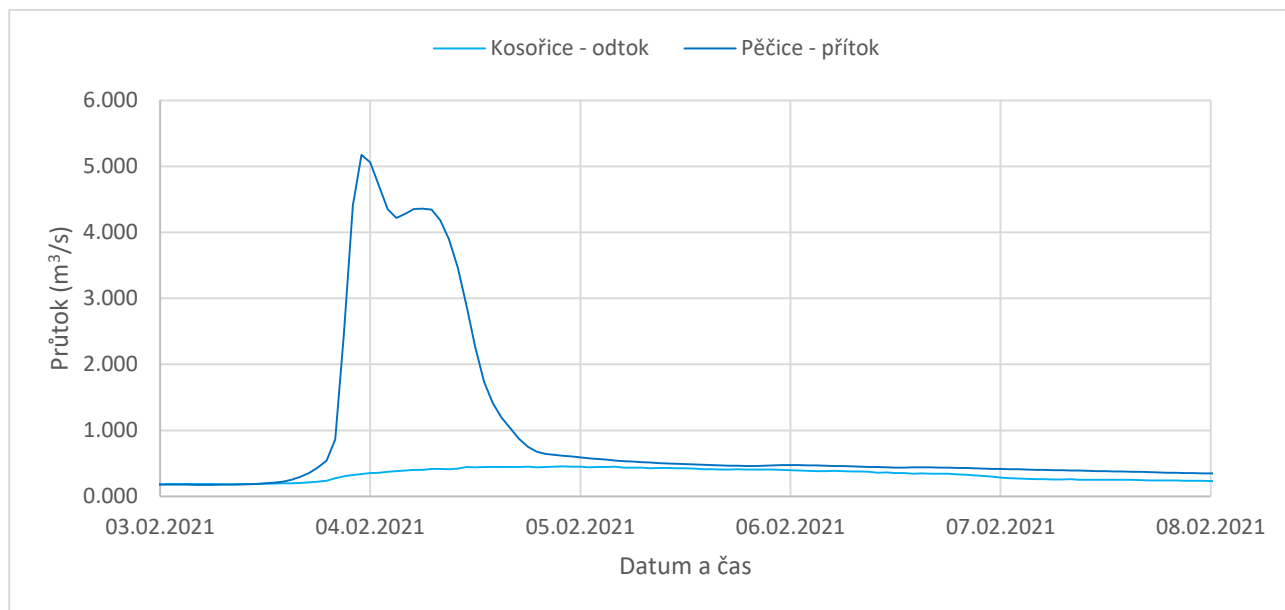
Rybník Mrštín byl druhou malou vodní nádrží sledovanou v rámci dlouhodobého monitoringu. I v tomto případě byla k dispozici data měřených průtoků na přítoku i na odtoku a bylo tak možno posoudit transformační účinek. S rozlohou 7 ha se jedná o řádově menší vodní plochu než v případě rybníka Vavřinec. Na druhou stranu se i na této nádrži vyskytly významnější srážkoodtokové epizody, první v létě 2020, druhá pak v únoru 2021.

V prvním případě dosáhla hodnota kulminačního průtoku nad rybníkem v profilu Pěčice hodnoty $3.552 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Odtokový hydrogram je velmi plochý, když maximální hodnota průtoku pod nádrží dosáhla $0.631 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. V následujícím období je pak patrný velmi malý nárůst hodnot průtoků pod nádrží ve srovnání s průtoky nad ní (Obr. 42).



Obr. 42 Srážkoodtoková událost na rybníce Mrštín ze srpna 2020.

V případě druhé události (Obr. 43) dosáhl kulminační průtok nad nádrží hodnoty $5.175 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, přičemž při poklesu průtoků nastal ještě jeden nárůst. I v tomto případě je hydrogram odtoku z nádrže velmi plochý, když dosahuje maximální hodnoty $0.616 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Při bližším pohledu je patrné, že hodnoty na odtoku nedosahují ani několik dní po kulminaci nad hodnoty na přítoku. Příčinu toho je možno spatřovat v tom, že nádrž nebyla před událostí zcela plná, a tudíž byl k dispozici prostor, ve kterém mohla být voda zachycena dlouhodoběji.

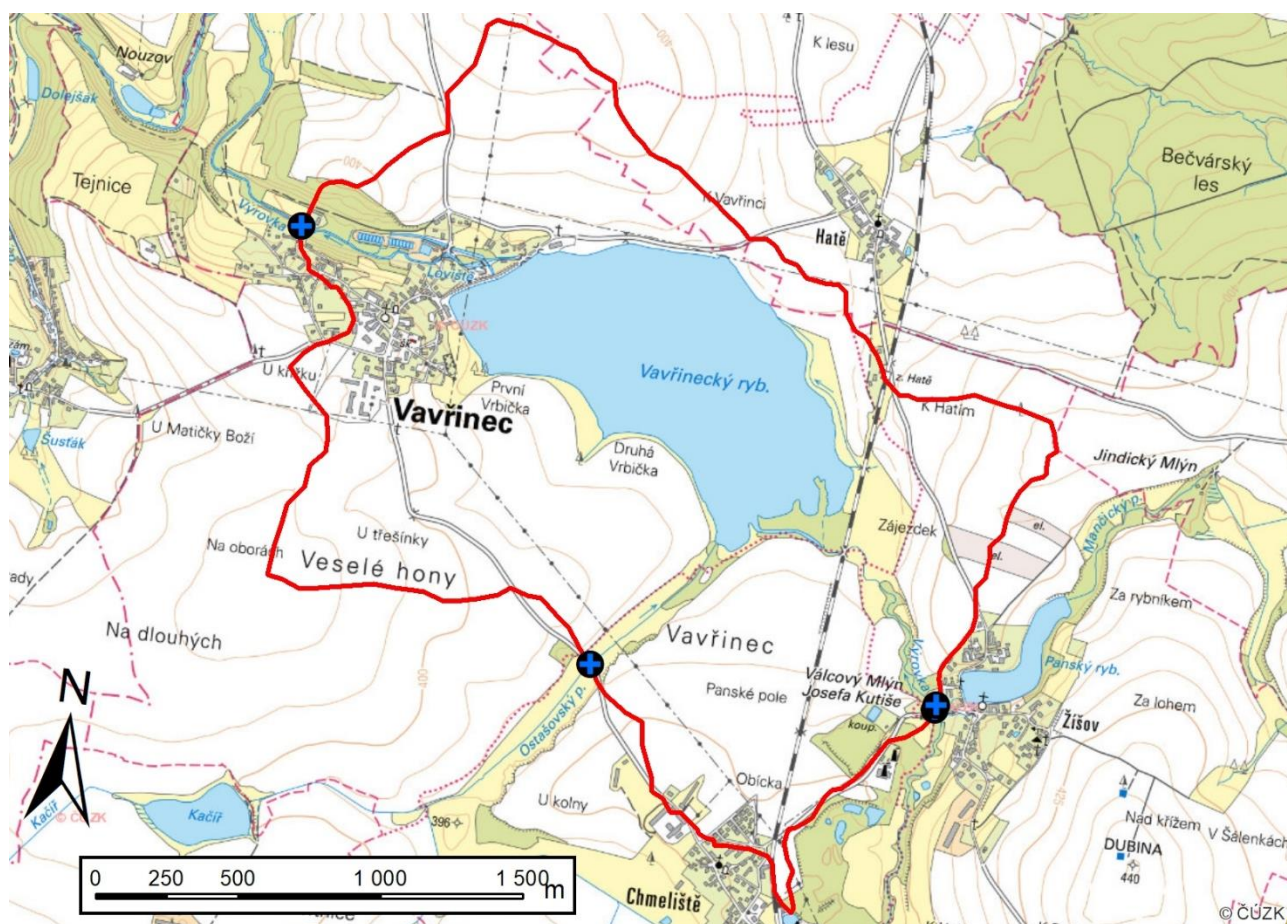


Obr. 43 Srážkoodtoková událost na rybníce Mrštín z počátku února 2021.

V obou uvedených příkladech transformace průtoků v rybníce Mrštín je patrný účinek především z hlediska snížení kulminačního průtoků, a tedy pozitivní dopad z pohledu protipovodňové ochrany. Nelze ovšem pominout ani skutečnost, že zachycená voda ze srážkoodtokových událostí je v místě zadržena a nedochází tak k tomu, že by rychle odtekla. Je tedy zřejmé, že v tomto případě se jedná o pozitivní dopad malé vodní nádrže ve vztahu k retenci vody v krajině.

3.5 Dlouhodobá bilance vody v lokalitě rybníka Vavřinec

Součástí řešení projektu byla široká škála monitoringu hydrologických veličin. Nejkomplexnější monitoring byl realizován v lokalitě rybníka Vavřinec, kde byl mimo jiné provozován i plovoucí výparoměr na hladině vodní plochy (podrobně zpracován v kapitole 3.3). Z toho důvodu byla tato lokalita zvolena pro zpracování celkové bilance. S ohledem na rozmístění monitoringu průtoků na vodních tocích byla hydrologická bilance řešena pro mezipovodí definované monitorovacími profily na tocích nad a pod rybníkem Vavřinec. Bilancované mezipovodí je znázorněno na Obr. 44. Rozloha mezipovodí činí 4.26 km². Rybník tak s rozlohou 73.8 ha představuje 17.3 % plochy mezipovodí.



Obr. 44 Mezipovodí rybníka Vavřinec definované profily měření průtoků nad a pod rybníkem na podkladě Základní mapy ČR.

3.5.1 Postup stanovení bilance

Bilance byla stanovena se zahrnutím všech významných bilančních položek, které bylo možno kvantifikovat. Zahrnuty tedy byly jak významné přítoky, tak významné odtoky vody z mezipovodí. Na základě jejich rozdílu pak byla stanovena změna celkové zásoby vody v mezipovodí. Bilance byla stanovena v měsíčním časovém kroku pro měsíce, pro které byly dostupné hodnoty přítoků a odtoků. Změna zásoby vody byla stanovena na základě rovnice (16).

$$(V_p + V_s) - (V_o - V_v - V_{ET}) = \Delta S \quad (16)$$

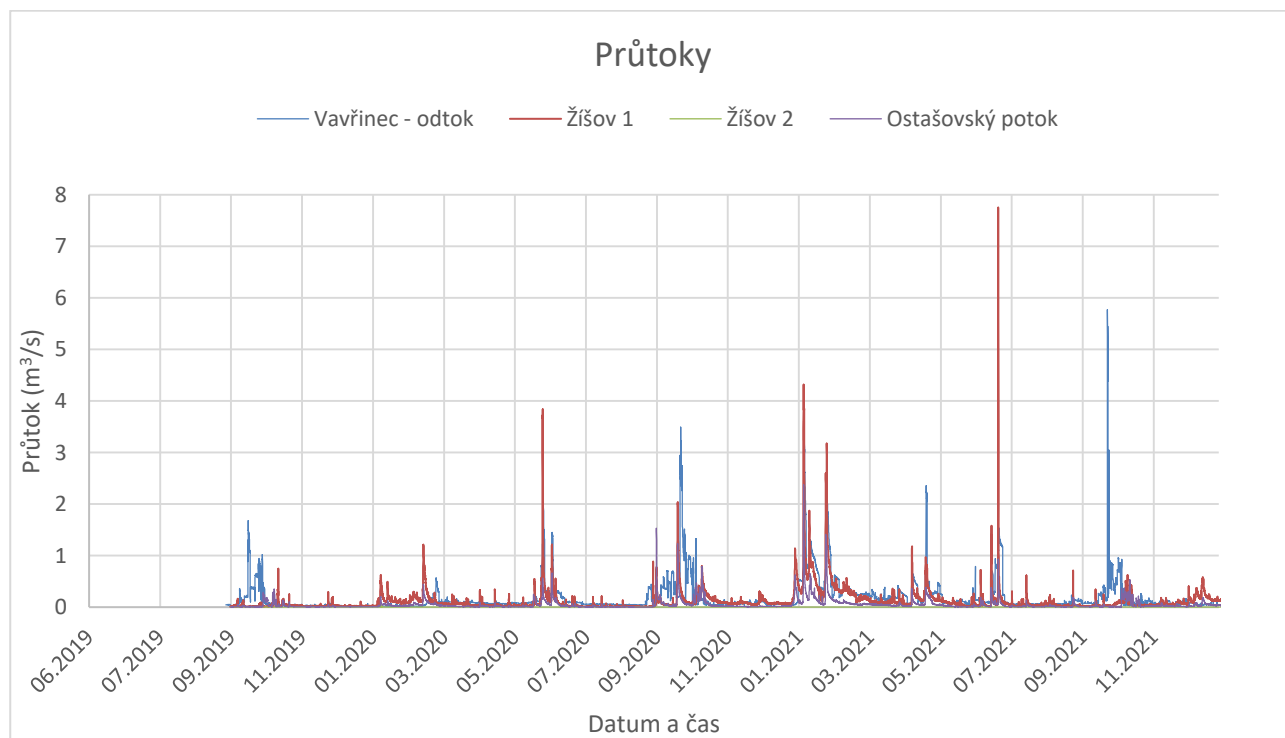
kde

V_p	objem přítoku
V_s	objem srážek
V_o	objem odtoku
V_v	objem výparu
V_{ET}	objem evapotranspirace
ΔS	celková změna zásoby vody v mezipovodí

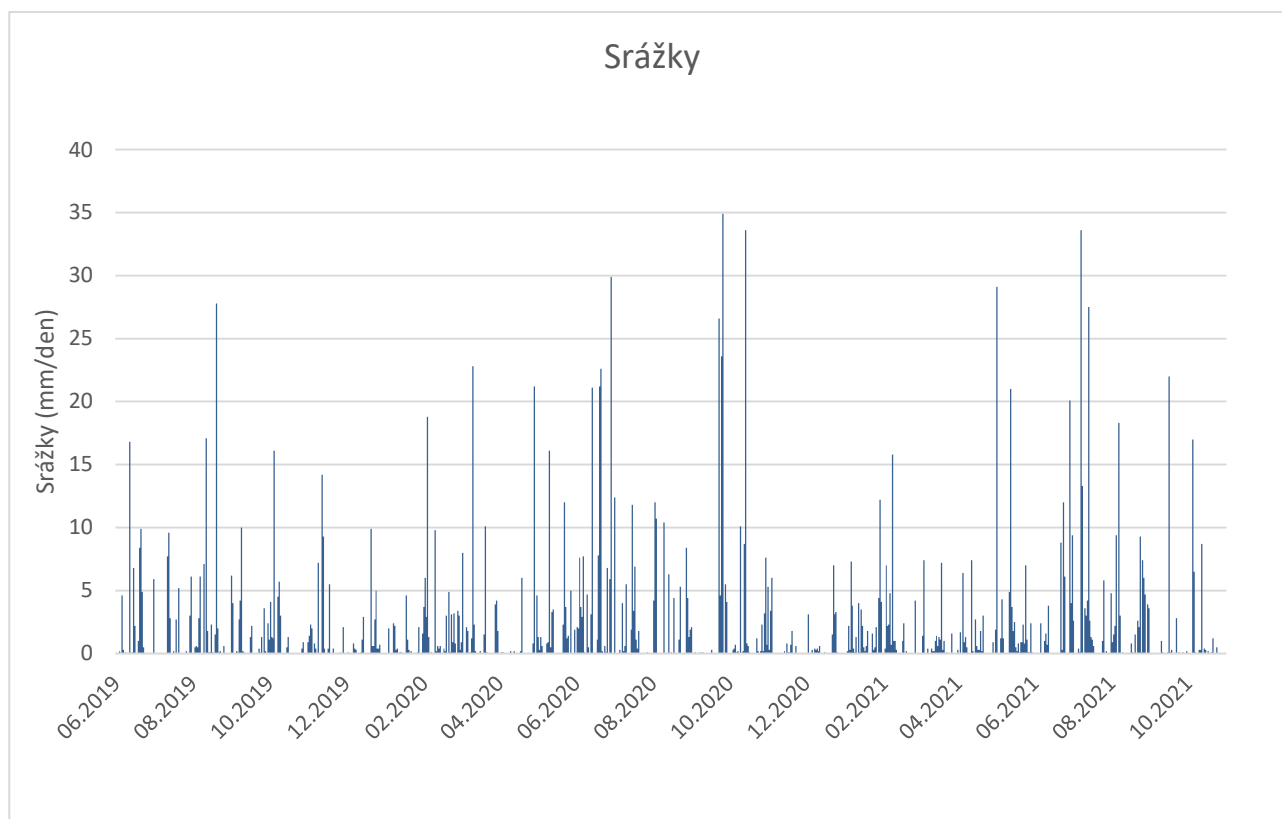
Bilance byla stanovována pro měsíce, pro které byly dostupné hodnoty všech uvažovaných bilančních položek. Vyloučeny tak byly měsíce, kdy neprobíhalo měření výparu nebo kdy nebyly stanovovány hodnoty skutečné evapotranspirace.

3.5.2 Vstupní data

Objem přítoku stanoven integrací časových řad průtoků v monitorovacích profilech na přítoku do mezipovodí, objem odtoku integrací časové řady průtoků v profilu pod rybníkem Vavřinec (Obr. 45). Objem srážek byl stanoven na základě měsíčních úhrnů srážek zaznamenaných ve stanici Žišov. Bilanční položka výparu byla stanovena integrací denních hodnot objemu výparu stanovených na základě výšek výparu měřených plovoucím výparoměrem se zahrnutím aktuální rozlohy vodní hladiny (viz kapitola 3.3, Obr. 31).

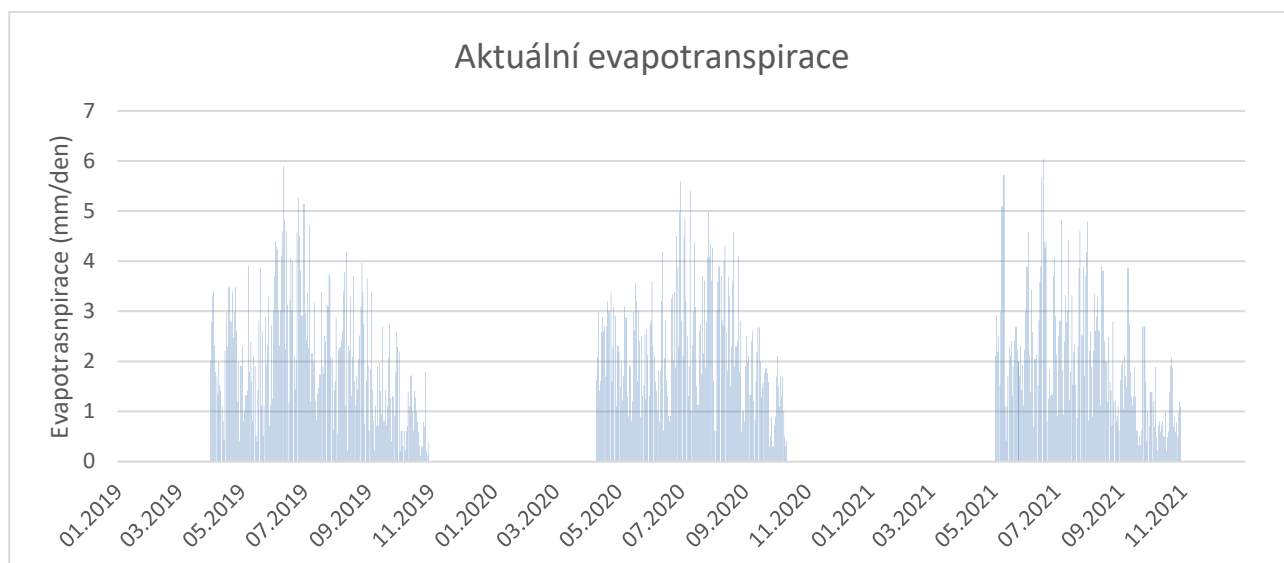


Obr. 45 Časové řady průtoků nad a pod rybníkem Vavřinec.



Obr. 46 Časová řada srážek ve stanici Žišov.

Výpočet potenciální a skutečné evapotranspirace probíhá v ČHMÚ na pobočce Brno prostřednictvím agrometeorologického modelu AVISO (Agrometeorologická výpočetní a informační soustava). Vstupem do modelu jsou meteorologická data pro soubor 198 automatických klimatologických stanic staniční sítě ČHMÚ, výstupem jsou modelovaná data agrometeorologických charakteristik v bodové síti (Trnka a kol., 2017). Jedním z dalších výstupů, kde se bodové hodnoty evapotranspirace používají, je indikátor přívalových povodní (flash flood index – FFI). Bodové hodnoty skutečné evapotranspirace (odhad pro středně těžké půdy, písčitohlinité až hlinité a pro půdní pokryv travní porosty) jsou interpolovány v denním kroku do rastru pomocí interpolační metody IDW (inverse distance weighting – vážená inverzní vzdálenost) a vstupují do dalších výpočtů FFI. Tyto rastry byly použity pro stanovení průměrných výšek evapotranspirace v mezipovodí (s vyloučením vodní plochy). Průběh takto odvozené skutečné evapotranspirace je znázorněn na Obr. 47. Měsíční hodnoty objemu skutečné evapotranspirace byly stanoveny integrací denních hodnot výšek přenásobených plochou mezipovodí zmenšenou o rozlohu vodní hladiny.



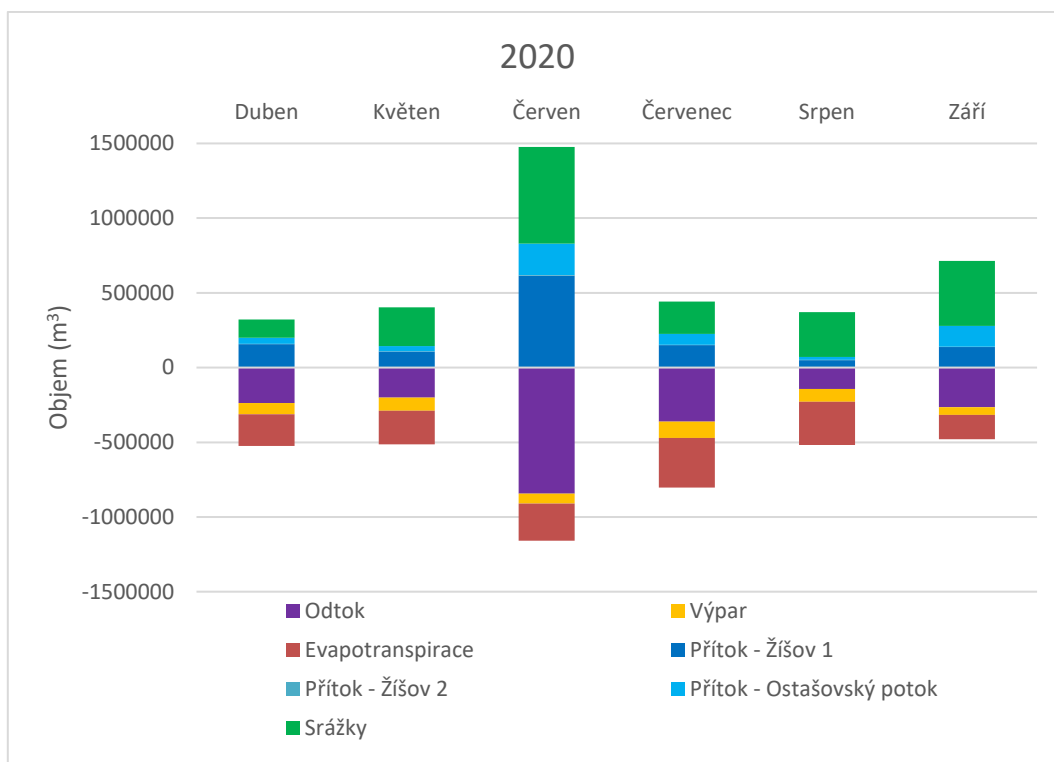
Obr. 47 Časová řada skutečné evapotranspirace v mezipovodí rybníka Vavřinec.

3.5.3 Výsledky stanovení bilance

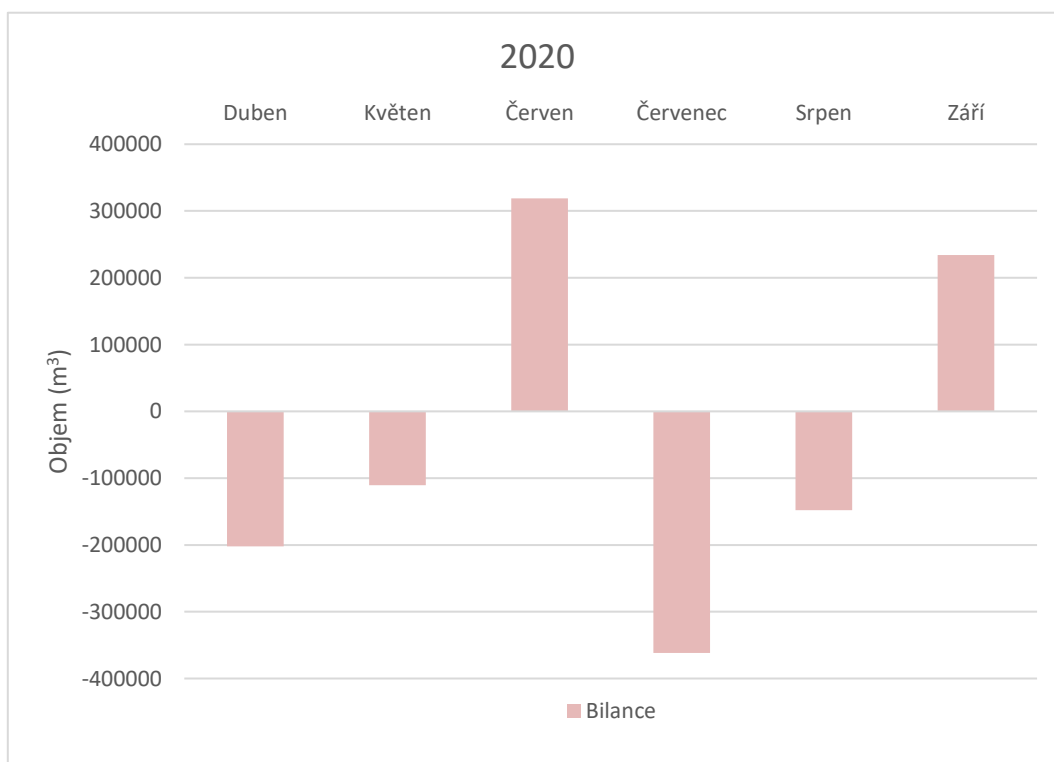
S ohledem na dostupnost dat byla stanovena měsíční bilance pro měsíce duben až září v roce 2020 a pro měsíce květen až září 2021. V ostatních měsících nebyla bilance stanovována zejména proto, že neprobíhalo měření výparu z vodní hladiny, který je v tomto případě významnou bilanční položkou. Hodnoty jednotlivých bilančních položek jsou uvedeny v Tab. 4. Graficky jsou bilanční položky znázorněny na Obr. 48 a Obr. 50, celková bilance pak na Obr. 49 a Obr. 51.

Tab. 4 Měsíční bilance vody pro mezipovodí rybníka Vavřinec.

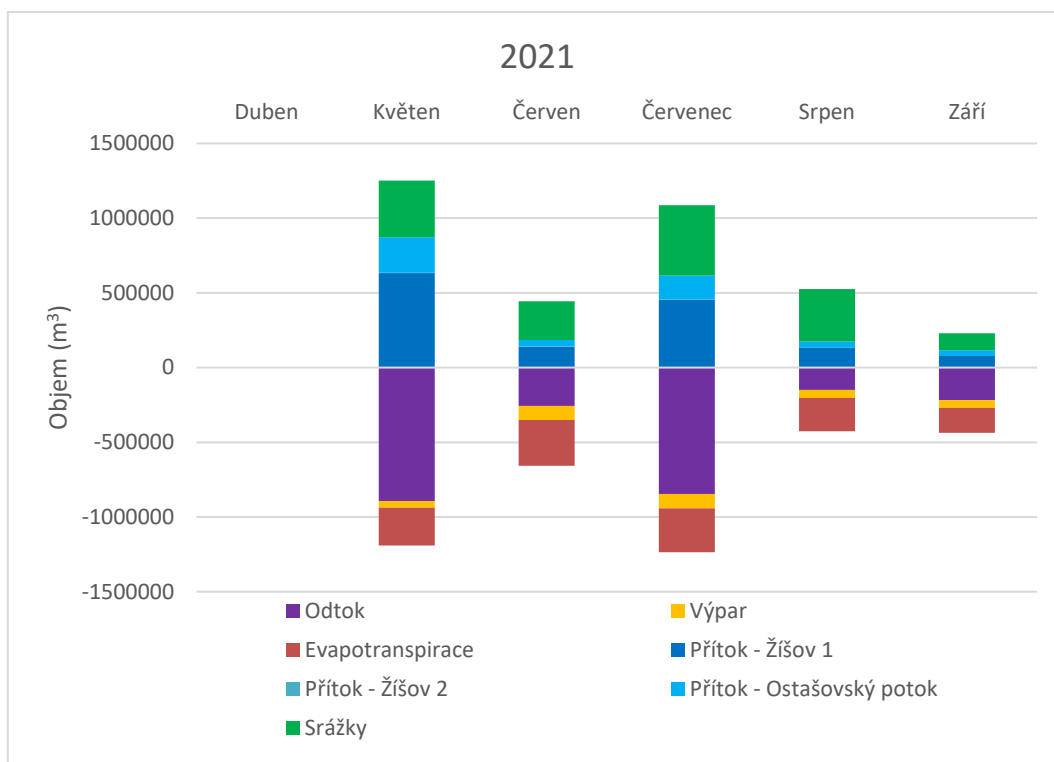
		Přítok			Srážky	Odtok	Výpar	AET	Balance
		Žišov 1	Žišov 2	Ostašovský potok					
		tis. m ³	tis. m ³	tis. m ³					tis. m ³
2020	Duben	155.89	3.16	40.36	122.69	-236.79	-75.99	-211.23	-201.91
	Květen	106.91	2.68	34.41	258.58	-201.15	-88.79	-223.25	-110.61
	Červen	616.05	2.96	211.36	646.24	-844.26	-66.75	-246.73	318.88
	Červenec	149.62	1.87	74.66	214.70	-360.82	-110.14	-331.68	-361.79
	Srpen	49.21	1.53	19.96	300.33	-143.40	-84.62	-291.09	-148.08
	Září	136.95	2.63	139.70	434.52	-265.48	-51.01	-163.38	233.93
2021	Květen	632.90	2.24	236.74	378.71	-892.93	-44.12	-253.89	59.65
	Červen	140.59	1.63	42.15	259.01	-257.18	-93.75	-306.21	-213.76
	Červenec	452.76	2.04	160.90	469.88	-845.87	-96.37	-294.59	-151.25
	Srpen	132.56	1.49	40.56	350.60	-149.49	-53.69	-222.30	99.74
	Září	76.54	1.40	38.36	114.17	-217.96	-51.58	-166.79	-205.87



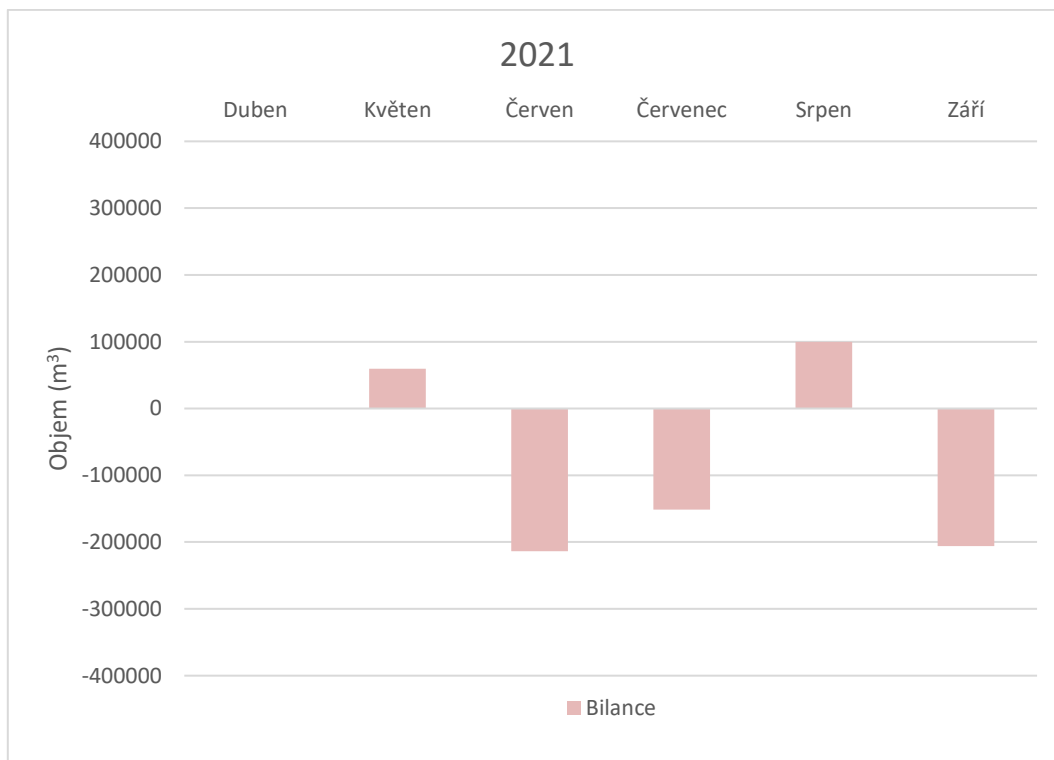
Obr. 48 Bilanční položky mezipovodí rybníka Vavřinec pro rok 2020.



Obr. 49 Celková bilance mezipovodí rybníka Vavřinec pro rok 2020.



Obr. 50 Bilanční položky mezipovodí rybníka Vavřinec pro rok 2021.



Obr. 51 Celková bilance mezipovodí rybníka Vavřinec pro rok 2020.

Výsledky bilance vody v mezipovodí rybníka Vavřinec ukazují, že rok 2020 byl rozkolísanější než následující rok 2021. V roce 2020 byl měsíc červen charakterizován významným nárůstem celkové zásoby vody v povodí, což souvisí se skutečností, že se za posuzované období jedná o měsíc s nejvyšším úhrnem srážek. Tato získaná zásoba byla následně zcela uvolněna v měsíci červenci, kdy pokles zásoby vody dokonce překonal nárůst z června. Druhým měsícem s pozitivní bilancí bylo září, které bylo také ve sledovaném období druhým srážkově nejbohatším měsícem. Svou roli na pozitivní bilanci bezpochyby sehrála i nižší intenzita výparu a evapotranspirace. V roce 2021 byl proti tomu červen charakteristický poklesem zásoby vody v povodí, který přetrval i do července, a to i přes to, že v červenci 2021 byl poměrně srážkově bohatý. Měsícem s největší pozitivní bilancí ve sledovaném období roku 2021 byl srpen, byť nárůst zásoby zdaleka nedosahoval hodnot pozorovaných v roce 2020.

Bilanční posouzení bylo provedeno i pro pětíměsíční období od května do září (viz Tab. 5). Duben 2020 do tohoto posouzení nebyl zahrnut, aby bylo možné provést srovnání s rokem 2021. Výsledky tohoto bilančního posouzení ukazují, že byť byl rok 2020 rozkolísanější z pohledu změn zásob vody, v pětíměsíčním součtu došlo v tomto roce pouze k mírnému snížení zásoby. Oproti tomu pokles zásoby vody v roce 2021 je mnohem výraznější, což souvisí pravděpodobně s celkově nižším množstvím srážek. Celkově záporná bilance v posuzovaném období v obou případech koresponduje s tím, že v předmětném období probíhá intenzivněji výpar z vodní hladiny i evapotranspirace.

Tab. 5 Bilance vody pro mezipovodí rybníka Vavřinec v období květen-září.

	Přítok			Srážky	Odtok	Výpar	AET	Balance
	Žišov 1	Žišov 2	Ostašovský potok					
	tis. m ³	tis. m ³	tis. m ³					
Květen – září 2020	1058.74	11.67	480.09	1854.38	-1815.11	-401.30	-1256.13	-67.66
Květen – září 2021	1435.35	8.80	518.70	1572.37	-2363.42	-339.52	-1243.76	-411.47

3.5.4 Vztah celkové bilance k bilanci podzemní vody a vody v nádrži

Zásoba vody v povodí je tvořena zásobou podpovrchové vody a zásobou vody v nádrži, ostatní druhy zásob (např. voda vázaná ve vegetaci, voda v tocích) jsou zanedbatelné. Platí tedy rovnice (17).

$$\begin{aligned}
 S &= S_{pv} + S_n, \\
 \text{resp.} \\
 \Delta S &= \Delta S_{pv} + \Delta S_n
 \end{aligned}
 \tag{17}$$

kde

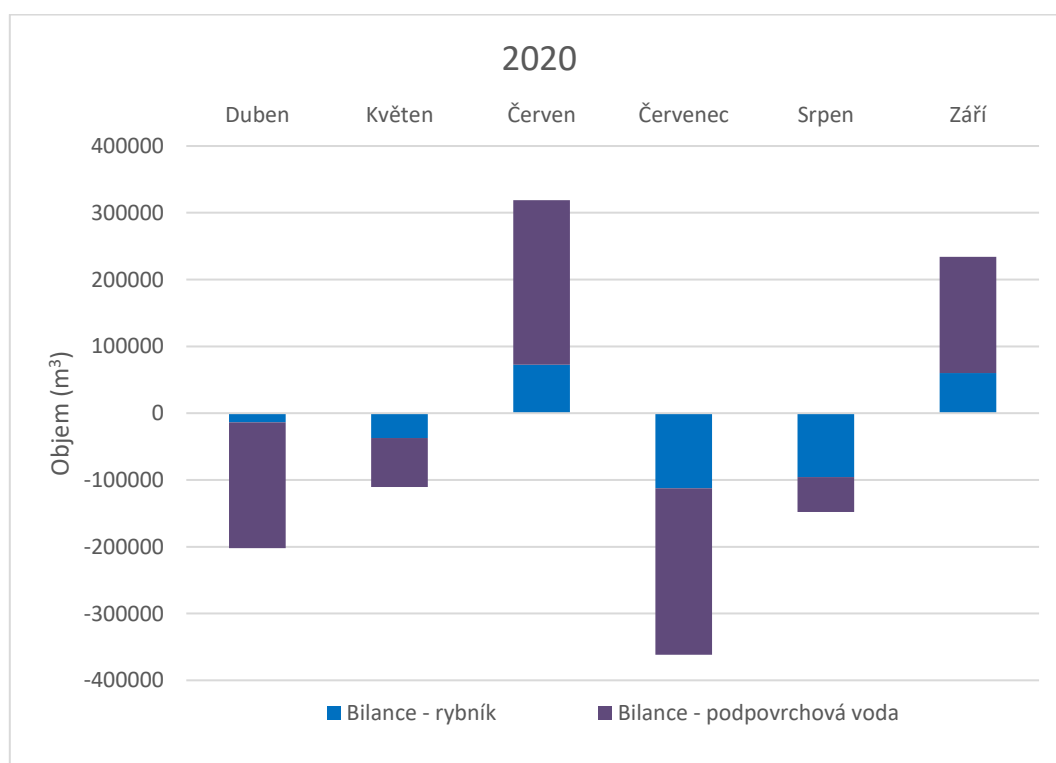
S celková zásoba vody v povodí
 S_{pv} zásoba podzemní vody
 S_n zásoba vody v nádrži

Zatímco změnu zásoby vody v nádrži lze stanovit na základě známých hodnot úrovně hladiny vody v nádrži a charakteristických čar nádrže, změnu zásoby podpovrchové vody nelze stanovit přímo na základě měřených

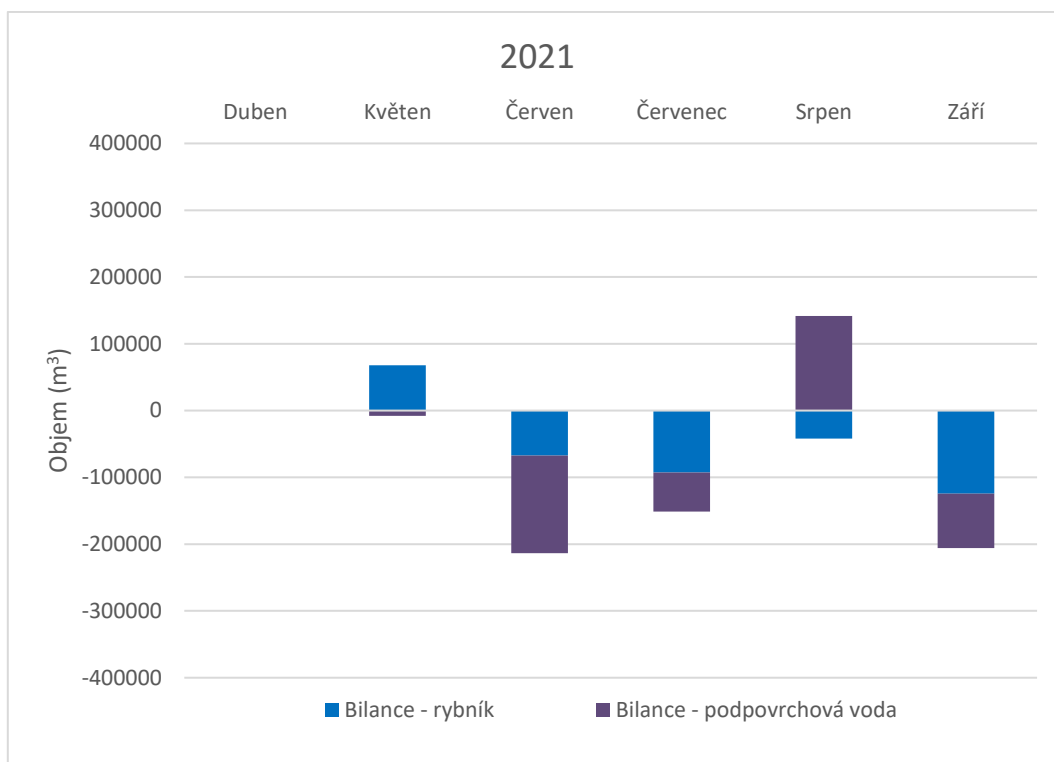
dat. Jelikož byla prostřednictvím bilancování měsíčních hodnot přítoků a odtoků stanovena celková změna zásoby vody pro jednotlivé měsíce, lze stanovit změnu zásob podpovrchové vody dopočtem. Podpovrchová voda zahrnuje jak podzemní vodu, tak vodu půdní nacházející se v nenasycené zóně.

Rozdělení změn zásob vody v povodí na povrchovou vodu v rybníce a vodu podpovrchovou je znázorněno v grafech na Obr. 52 a Obr. 53. V roce 2020 je ve všech předmětných měsících patrná korespondence deficitu povrchové i podpovrchové vody. V roce 2021 se v posuzovaném období vyskytují dva měsíce, ve kterých je změna zásoby podzemní vody protichůdná změně zásoby vody podpovrchové. V květnu se vyskytl velmi malý pokles zásoby podpovrchové vody při nárůstu zásoby vody v rybníce. V srpnu pak došlo k poklesu zásoby vody v rybníce při současném nárůstu zásoby podpovrchové vody. V ostatních měsících opět korespondují změny zásoby vody v rybníce se změnami zásob vody podpovrchové.

Za sledované období stojí za pozornost dvouměsíční kumulativní pokles zásoby podpovrchové vody v měsících červenci a srpnu roku 2020, který představuje celkový objem přes 300 tis. m³. Jedná se o největší zaznamenaný pokles této zásoby v popisovaném období. S ohledem na tento objem vyniká vodohospodářský význam rybníka Vavřinec, jehož objem činí 1.1 mil. m³. Představuje tak více než trojnásobný objem ve vztahu k největšímu zaznamenanému zápornému výkyvu zásoby podpovrchové vody.



Obr. 52 Rozdělení změny zásoby vody mezipovodí rybníka Vavřinec mezi prostor nádrže a podpovrchovou vodu pro rok 2020.



Obr. 53 Rozdělení změny zásoby vody mezipovodí rybníka Vavřinec mezi prostor nádrže a podpovrchovou vodu pro rok 2021.

S ohledem na skutečnost, že v okolí rybníka byl realizován monitoring hladiny podzemní vody prostřednictvím vrtů, je možno výsledky bilance podpovrchové vody konfrontovat s pohyby hladiny podzemní vody v předemných měsících. Změny úrovně hladiny podzemní vody ve vrtech jsou uvedeny v Tab. 6.

Tab. 6 Změny hladiny podzemní vody v monitorovacích vrtech v hodnocených měsících.

Pohyby hladiny (m)		Číslo vrtu								
		9	11	12	13	15	16	17	18	20
2020	Duben	-0.05	-0.02	-0.02	-0.05	-0.03	-0.01	0.14	-0.04	0.10
	Květen	-0.08	-0.04	-0.04	-0.07	-0.05	-0.06	0.06	-0.08	-0.37
	Červen	1.05	0.39	0.41	0.22	0.28	0.28	0.22	0.36	-0.02
	Červenec	-0.70	-0.45	-0.45	-0.36	-0.36	-0.48	0.19	-0.07	-0.69
	Srpen	-0.20	-0.11	-0.10	-0.09	-0.09	-0.09	-0.08	-0.18	0.06
	Září	-0.05	0.19	0.17	0.21	0.17	0.10	-0.19	-0.16	0.16
2021	Duben	-0.41	-0.35	-0.42	-0.09	-0.16	-0.18	-0.11	0.01	-0.17
	Květen	0.06	0.00	-0.03	0.03	0.06	0.08	-0.02	0.10	-0.21
	Červen	-0.28	-0.16	-0.16	-0.18	-0.12	-0.16	-0.10	0.01	-0.50
	Červenec	-0.04	-0.05	-0.04	-0.10	-0.09	-0.13	-0.10	0.08	-0.32
	Srpen	-0.17	-0.10	-0.12	-0.03	-0.02	-0.03	-0.12	-0.05	0.18
	Září	-0.14	-0.15	-0.14	-0.21	-0.16	-0.17	-0.05	-0.04	-0.40

Srovnání zjištěných změn zásob podpovrchové vody se změnami hladiny podzemní vody v roce 2020 vykazuje rámcovou shodu, tj. v měsících, kdy byl vypočten nárůst zásoby podpovrchové vody (červen a září), je patrný i vzestup hladiny podzemní vody, zatímco v ostatních měsících hladina podzemní vody obecně poklesla. Naproti tomu v roce 2021 je vztah mezi stanoveným poklesem zásoby podpovrchové vody a pohyby hladiny podzemní vody ve vrtech méně výrazný. Celkově lze konstatovat, že hladina podzemní vody ve vrtech převážně klesala. Její mírný vzestup lze pozorovat v květnu, kdy došlo k celkovému nárůstu zásoby podpovrchové vody v celém území, ovšem stanovená změna zásoby podpovrchové vody je záporná, byť dosahuje velmi malé hodnoty. V měsíci srpnu, ve kterém jako jediném lze pozorovat nárůst celkového stanoveného množství podpovrchové vody vzrostla hladina podzemní vody pouze v jednom vrtu. Tento nesoulad lze připsat několika faktorům. Předně je podzemní voda pouze částí celkové zásoby podpovrchové vody, nad kterou se nachází nenasycená zóna o mocnosti v řádu jednotek metrů. Druhým faktorem pak může být nejistota ve vstupních hodnotách evapotranspirace, která je v tomto měsíci poměrně intenzivní.

3.6 Vliv kaskády MVN na hydrologický režim toku Pšovky

Součástí projektu bylo provádění tzv. krátkodobých měřicích kampaní. Část krátkodobých kampaní spočívala v měření při vypouštění rybníků za účelem výlovu (viz kapitola 3.1). Druhá část byla zaměřena na terénní měření okamžitých průtoků v povodí Pšovky, kde je na toku situována soustava rybníků a kde dochází k výraznému ovlivnění průtoků vodárenskými odběry podzemní vody na dolní části toku.

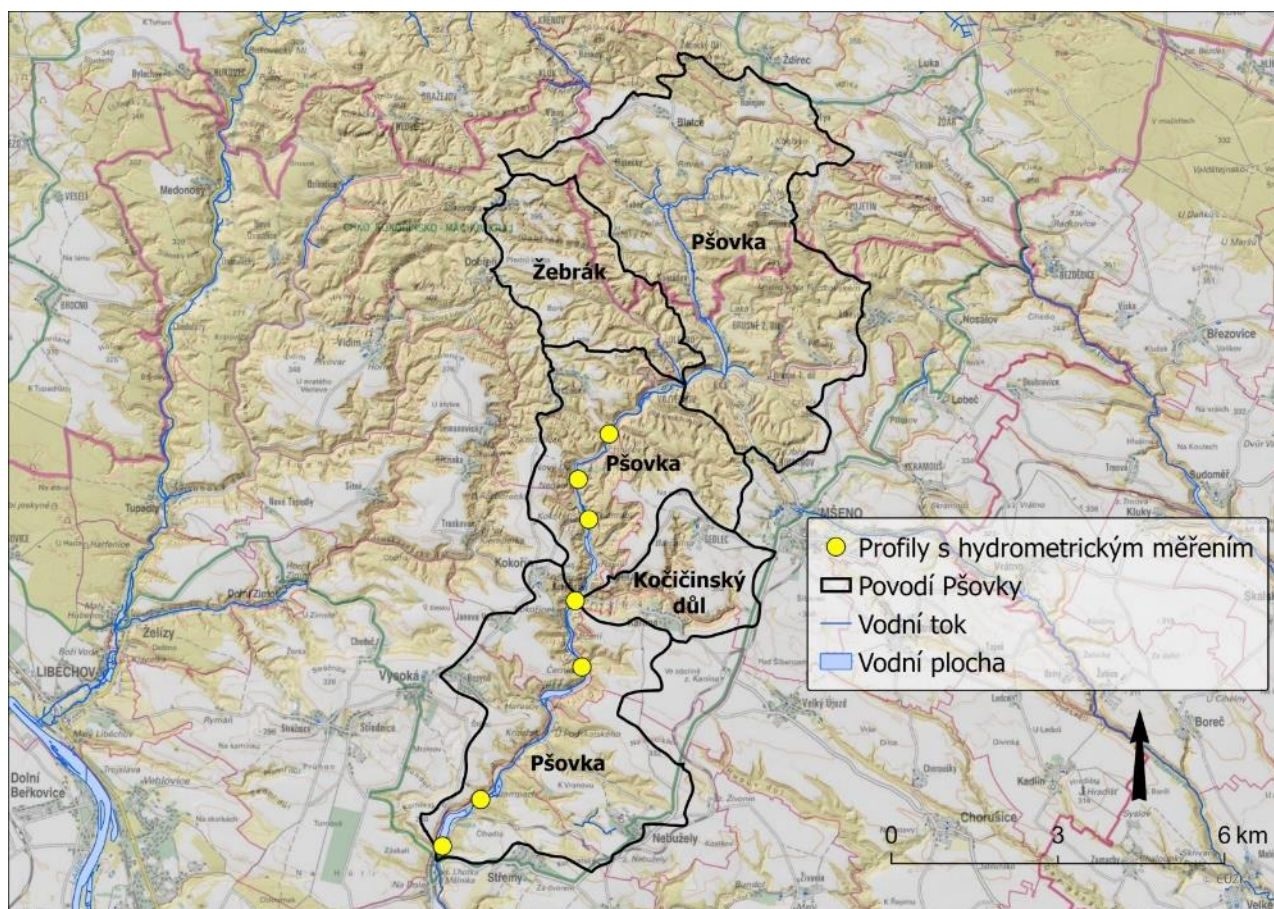
V letních měsících v průběhu řešení projektu, a zejména v posledním období, kdy se vyskytlo sucho ve všech jeho podobách, je výpar z vodní hladiny významnou složkou hydrologické bilance povodí a v suchých bezesrážkových obdobích může zmenšovat odtok z povodí. Jak uvádí Beran a kol. (2019) na příkladu povodí Lužnice, byl po přepočtu na odtok v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ celkový modelovaný výpar z hladiny v letních měsících větší než Q_{364d} ($1,78 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Je proto otázka, zda rybníky svou existencí k zadržování vody v krajině přispívají, či naopak.

3.6.1 Zájmové území

Pšovka pramení asi 570 m severně od hradu Houska v chráněné krajinné oblasti Kokořínsko - Máchův kraj. Stáčí se směrem k jihu a pokračuje relativně hlubokým zářezovým pískovcovým údolím až k obci Lhotka, kde se údolí rozevírá a Pšovka zde obloukem pokračuje na Mělnickou Vrutici. Tok ústí do Labe v Mělníku jako pravostranný přítok v místě nad mělnickým říčním přístavem.

Z geologického hlediska jsou v podloží zájmového území křemenné pískovce České křídové pánve, ve vyšších partiích překryté kvarterními sprašemi a sprašovými hlínami. V údolní nivě se nacházejí hlíny, písky a štěrky. V měřeném úseku není patrná změna geologického podloží či výskyt tektonických linií, na kterých by byla zjevná skoková změna v průtocích a ztráta do podzemní vody (Česká geologická služba, 2020).

Na vodním toku Pšovky se nachází několik rybníků a mokřadů, zejména v úseku Kokořínského dolu. Jedná se postupně po směru toku o rybníky Špaček, Kačírek, Harasov a Lhotka. Krátkodobé kampaně byly provedeny v úseku mezi skalním útvarem Pokličky a obcí Lhotka, kde je kaskáda rybníků bez zjevných povrchových přítoků z mezipovodí. Závěrovým profilem povodí je místo posledního měření pod rybníkem Lhotka. Situace s vyznačenými měřeními profily ve vztahu k celkové ploše povodí Pšovky k závěrovému profilu na hrázi rybníka Lhotka je patrná z Obr. 54.

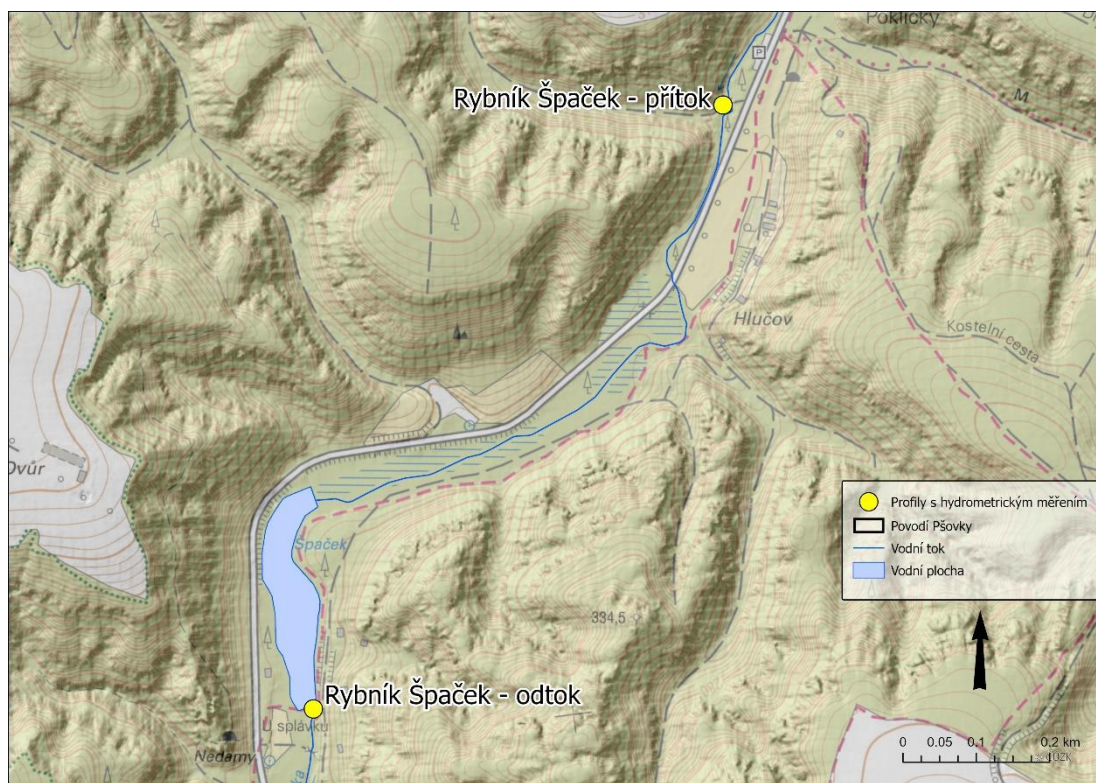


Obr. 54 Povodí Pšovky s vyznačenými profily hydrometrických měření (podkladová mapa ©ČUZK)

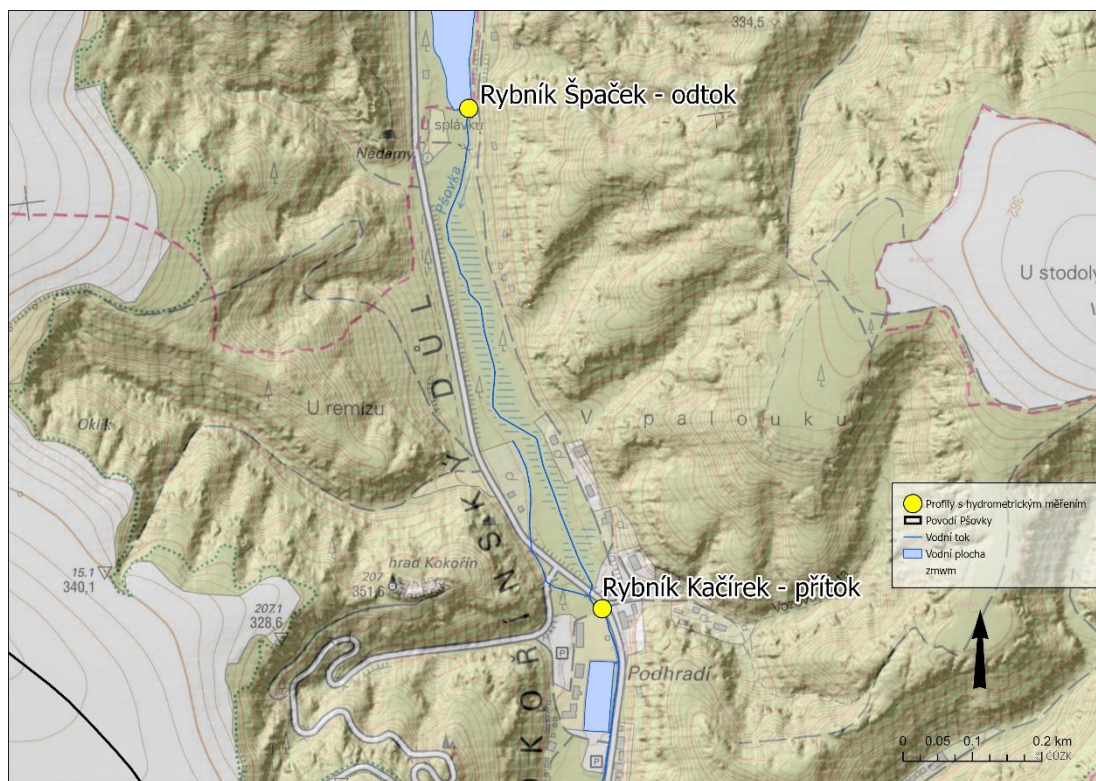
3.6.2 Přehled profilů

Na mapkách znázorněných na Obr. 55 až Obr. 60 jsou ve větším detailu zobrazeny lokalizace profilů, kde bylo prováděno měření. Snahou bylo měřit vždy co nejbližší přítoku do rybníka a co nejbližší odtoku z rybníka tak, aby byl co nejvíce podchycen vliv samotné vodní plochy, ne všude to ale bylo s ohledem na parametry profilu, a tudíž kvalitu měření možné. V Tab. 7 je uveden podrobnější popis umístění jednotlivých profilů, ve kterých byla měření provedena.

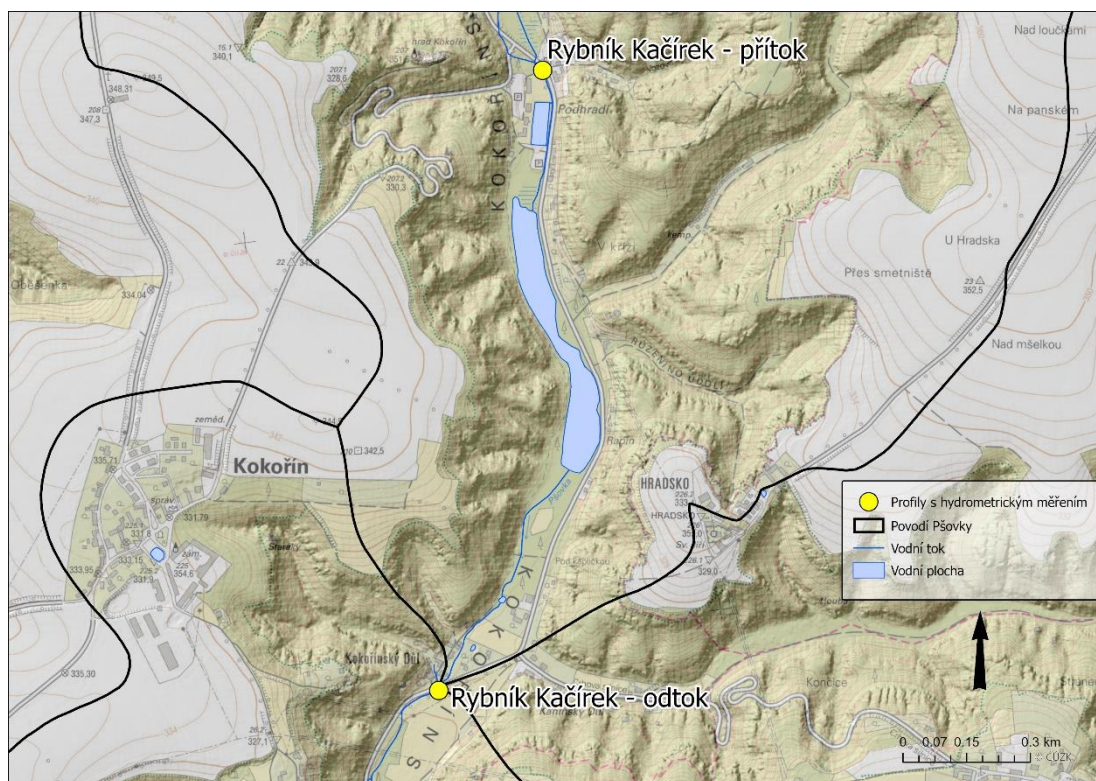
V rámci dalších aktivit realizovaných jako součást pokračování řešení problematiky, na niž se projekt orientoval, se uvažuje o zřízení trvalého hydrometrického pozorování Pšovky. Díky tomu bude možno v následujících letech získat větší množství dat zahrnujících různé podmínky a rozšířit datový soubor získaný během řešení projektu. Díky tomu bude možno posuzovat hydrologický režim a jeho ovlivnění malými vodními nádržemi detailněji a komplexněji na základě širšího souboru dat. To umožní i aplikaci statistických analýz časových řad průtoků a hydrologický režim sledovat podrobněji v porovnání s měřeními prováděnými v podobě jednorázových, byť opakovaných, kampaní.



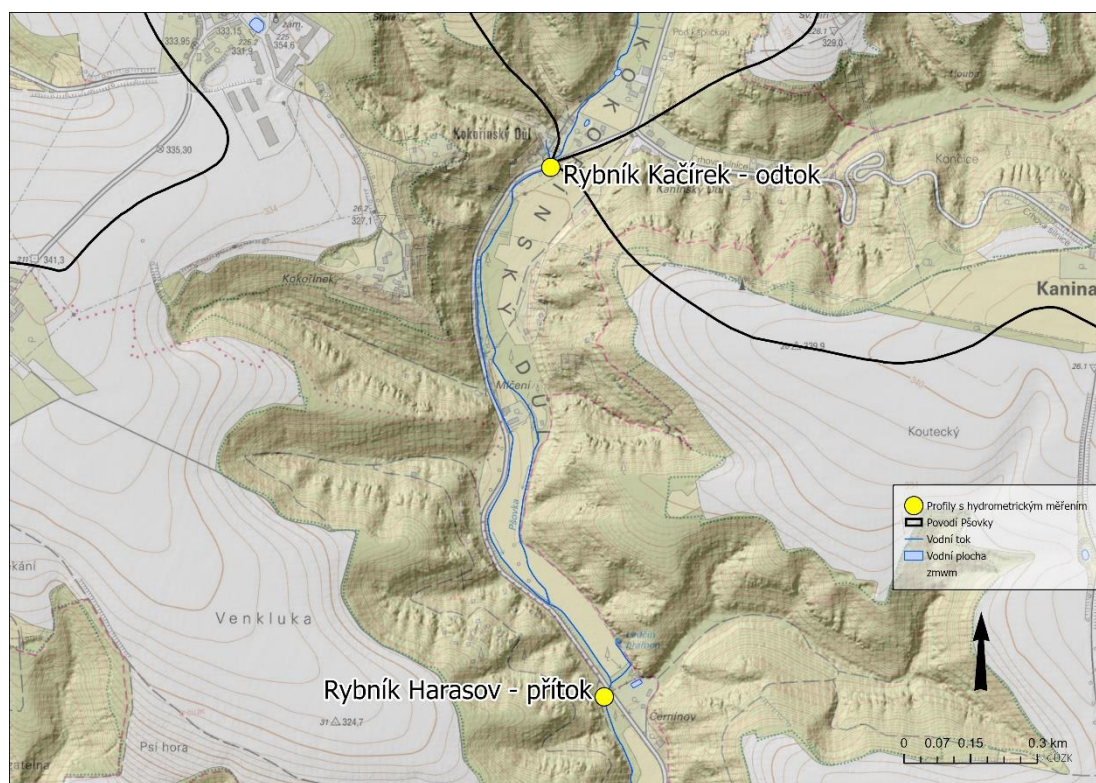
Obr. 55 Profily provedeného měření nad a pod rybníkem Špaček (podkladová mapa ©ČUZK)



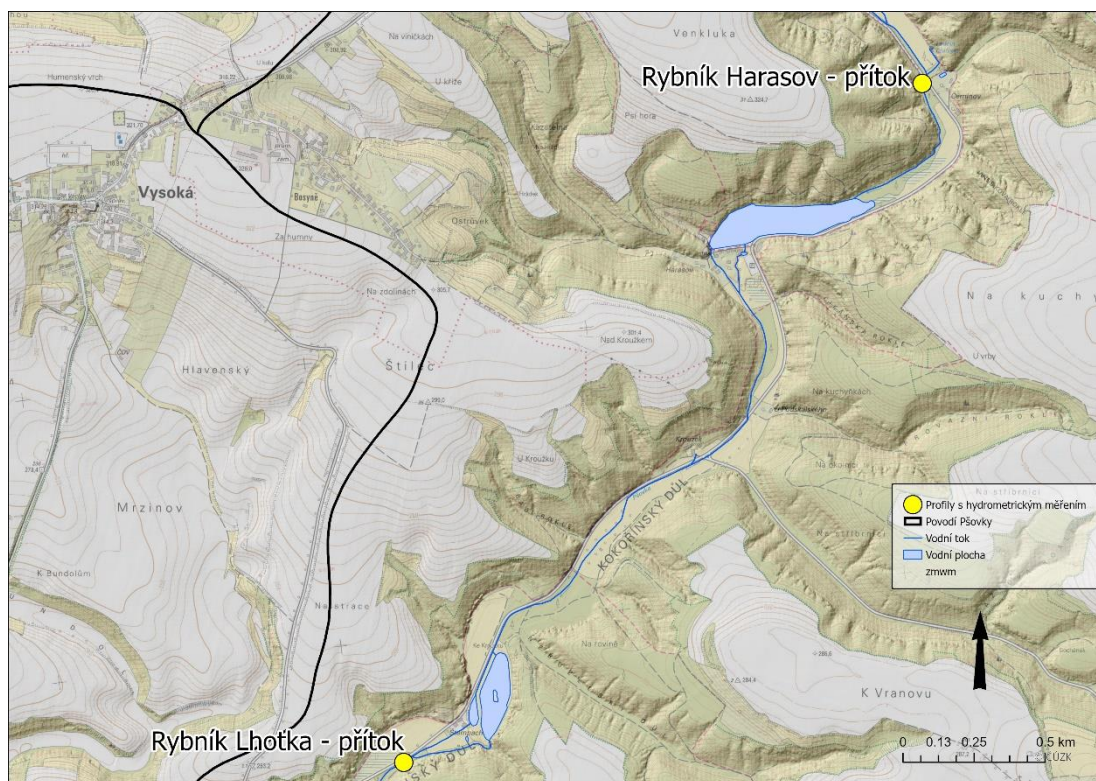
Obr. 56 Profily provedeného měření mezi rybníky Špaček a Kačírek (podkladová mapa ©ČUZK)



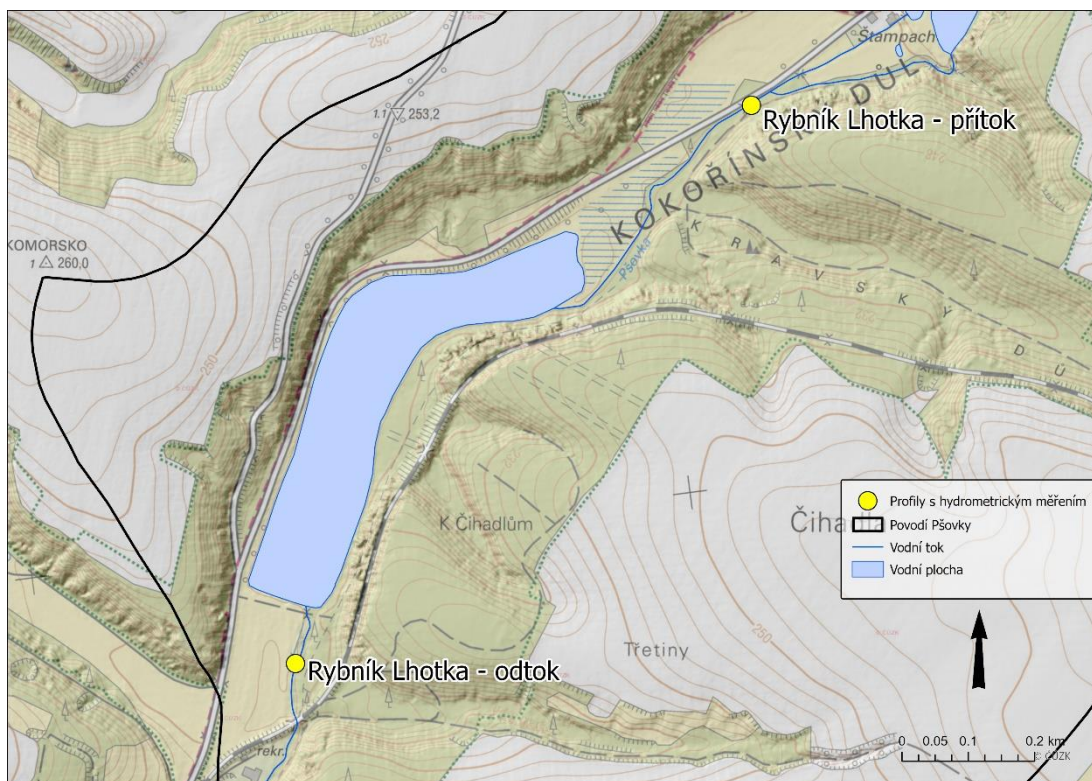
Obr. 57 Profily provedeného měření nad a pod rybníkem Kačírek (podkladová mapa ©ČUZK)



Obr. 58 Profily provedeného měření mezi rybníky Harasov a Kačírek (podkladová mapa ©ČUZK)



Obr. 59 Profily provedeného měření nad rybníky Harasov a Lhotka (podkladová mapa ©ČUZK)



Obr. 60 Profily provedeného měření nad a pod rybníkem Lhotka (podkladová mapa ©ČUZK)

Tab. 7 Přehled profilů

Profil	Popis umístění	Staničení (m)
Rybník Špaček - přítok	pod lávkou a brodem na modré značce u parkoviště na Pokličky	0
Rybník Špaček - odtok	v kempu U splávku, za trvale umístěným karavanem	1212
Rybník Kačírek - přítok	nad lávkou s oplechovaným profilem, u hospody Pobuda	2007
Rybník Kačírek - odtok	pod silničním mostem u hospody U báby	3631
Rybník Harasov - přítok	pod křížením silnice a červené značky	5016
Rybník Lhotka - přítok	nad křížením lesní cesty a Pšovky, u červené značky	8565
Rybník Lhotka - odtok	pod mostem s lesní cestou, cca 100 m pod hrází	9795
Rybník Lhotka - odtok	pod lávkou a brodem na modré značce u parkoviště na Pokličky	9795

3.6.3 Krátkodobé měřické kampaně

Krátkodobé kampaně měření okamžitých průtoků na Pšovce proběhlo během řešení projektu celkem pět:

- v létě 30. července 2020
- na podzim 9. listopadu 2020
- na jaře 8. dubna 2021
- v létě 20. července 2021
- na podzim 22. listopadu 2021

Měření průtoků a teploty vody proběhlo na úseku dlouhém cca 10 km celkem v sedmi vybraných profilech. Začátek měření byl proveden v místě u parkoviště pod skalním útvarem Pokličky (staničení rovno 0), nejspodnější měřený profil se nachází pod rybníkem Lhotka (staničení 9 795 m).

U rybníka Špaček a rybníka Lhotka bylo možné změřit a porovnat výšku hladiny vztaženou k pevnému bodu na hrázi.

Měření průtoků bylo prováděno pomocí zařízení FlowTracker2, které využívá ke stanovení bodové rychlosti proudící vody Dopplerova efektu, v některých případech bylo pro měření využito metody ředění solného roztoku.

3.6.4 Výsledky jednotlivých kampaní

Kampaně byly v průběhu řešení projektu realizovány tak, aby byla s výjimkou zimy pokryta všechna roční období.

3.6.4.1 Měření 30. 7. 2020

Průměrná teplota vzduchu byla v den měření ve stanici Doksy 19,8 °C, minimální 9,1 °C a maximální 28,1 °C. Bylo teplé slunečné počasí bez mraků.

Výsledky měření průtoku a teploty v jednotlivých profilech zobrazuje Tab. 8. Zřetelný je celkový nárůst teploty vody směrem dolu po toku, téměř o 8 °C. V horní části měřeného úseku je dále patrné, že dochází k oteplování vody v rybnících Špaček a Kačírek a naopak k mírnému ochlazení vody dochází v úsecích mezi těmito rybníky a v úseku nad rybníkem Harasov. Trochu překvapivé je mírné ochlazení vody v rybníku Lhotka (o 0,9 °C). Profilovým měřením bylo zjištěno, že velikost průtoku v podélném profilu klesá, zejména v dolní polovině měřeného úseku. K výraznému nárůstu průtoků dochází v úseku rybníka Špaček, méně pak v rybníku Kačírek. Naopak v úseku mezi profilem Kačírek – odtok (kde je rybník Harasov) a odtokem z rybníka Lhotka se ztrácí více než 82 % změřeného průtoku.

Průtok pod hrází rybníka Lhotka byl také kontrolně změřen do nádoby, viz Obr. 61. S ohledem na chybu měření je výsledek srovnatelný s hodnotou zjištěnou pomocí FlowTrackeru2.

Tab. 8 Výsledky měření dne 30. 7. 2020

Profil	Průtok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Teplota vody (°C)	Staničení (m)
Rybník Špaček - přítok	17,3	13,9	0
Rybník Špaček - odtok	28	17,5	1212
Rybník Kačírek - přítok	26,4	16,3	2007
Rybník Kačírek - odtok	28,7	19,8	3631
Rybník Harasov - přítok	26,5	18,6	5016
Rybník Lhotka - přítok	17,9	22,5	8565
Rybník Lhotka - odtok	3,2	21,6	9795
Rybník Lhotka - odtok	2,7 (nádobu)	21,6	9795



Obr. 61 Kontrolní měření do nádoby, hráz rybníka Lhotka

3.6.4.2 Výsledky měření dne 9. 11. 2020

Druhé terénní měření v Kokořínském dole na Pšovce proběhlo 11. listopadu 2020. Průměrná teplota vzduchu ve stanici Doksy byla ten den 3,4 °C, minimální 2,3 °C a maximální 4,3 °C.

Byly změřeny průtoky a teploty vody ve stejných profilech jako v létě 30. července 2020. Změřené hodnoty průtoků a teploty uvádí Tab. 9, porovnání změřených hodnot v listopadu s hodnotami z července a z dubna 2021 ilustruje graf na Obr. 62.

Teplota vody byla v podélném profilu oproti létu méně rozkolísaná, hodnoty se pohybovaly od 5,3 °C v profilu Kačírek-přítok po 7,4 °C ve spodním profilu pod rybníkem Lhotka. Mírné oteplení vody je patrné v rybníku Kačírek, a to o 1,3 °C, a celkově se teplota vody mezi prvním a posledním profilem zvýšila o necelé dva stupně Celsia. Průběh teplot vyjadřuje světlejší červená čára.

Hodnoty průtoků se pohybovaly mezi 47,1 l·s⁻¹ v profilu Harasov-přítok jako maximálního změřeného průtoku až po nejmenší hodnotu 27,6 l·s⁻¹ pod rybníkem Lhotka. Křivka průtoků (světlejší zelená) víceméně kopíruje tvar z léta (sytlejší zelená) s tím rozdílem, že celkově teklo v Pšovce zhruba o třetinu až polovinu více vody. Mezi profily Kačírek-odtok a Harasov-přítok došlo k nárůstu průtoků (v létě tomu bylo naopak). Z měření lze vysledovat, že v rybníku Špaček vody přibývá (i v létě, kdy byla vysoká teplota vzduchu a velký výpar z vodní hladiny), a od rybníka Harasov dále po toku vody naopak ubývá i přesto, že na podzim bylo v den měření chladno a vlhko, a tedy výpar z hladiny byl bezvýznamný.

Tab. 9 Výsledky měření dne 9. 11. 2020

Profil	Průtok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Teplota vody ($^{\circ}\text{C}$)	Staničení (m)
Rybník Špaček - přítok	32,1	5,6	0
Rybník Špaček - odtok	41,0	5,4	1212
Rybník Kačírek - přítok	39,3	5,3	2007
Rybník Kačírek - odtok	39,5	6,6	3631
Rybník Harasov - přítok	47,1	6,5	5016
Rybník Lhotka - přítok	35,5	7,4	8565
Rybník Lhotka - odtok	27,6	7,4	9795

3.6.4.3 Výsledky měření dne 8. 4. 2021

První jarní měření bylo realizováno v dubnu 2021. Teplota ve stanici Doksy se během dne pohybovala okolo 5°C .

Hodnoty teploty vody jsou srovnatelné s výsledky z listopadu 2020 a jsou uvedené v Tab. 10. Průtoky byly zejména v horní polovině toku větší než na podzim, zřetelný je pokles průtoků od profilu Rybník Harasov – přítok až k profilu pod rybníkem Lhotka.

Tab. 10 Výsledky měření dne 8. 4. 2021

Profil	Průtok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Teplota vody ($^{\circ}\text{C}$)	Staničení (m)
Rybník Špaček - přítok	37,2	4,7	0
Rybník Špaček - odtok	47,2	5,3	1212
Rybník Kačírek - přítok	46,3	4,7	2007
Rybník Kačírek - odtok	46,5	6,5	3631
Rybník Harasov - přítok	49,3	6,2	5016
Rybník Lhotka - přítok	37,3	7,0	8565
Rybník Lhotka - odtok	28,0	7,4	9795

3.6.4.4 Výsledky měření dne 20. 7. 2021

Druhá letní měřicí kampaň na Pšovce byla provedena 20. července 2021. V rámci kampaně proběhl zároveň terénní průzkum celého povodí pro potřeby navazujícího zhotovení trvalého hydrologického pozorování. Vybrán byl profil na silničním mostě u restaurace U báby a v Mělníku v závěrovém profilu Pšovky. Výsledky měření jsou shrnuty v Tab. 11.

Tab. 11 Výsledky měření dne 20. 7. 2021

Profil	Průtok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Teplota vody ($^{\circ}\text{C}$)	Staničení (m)
Rybník Špaček - přítok	30	14,2	0
Rybník Špaček - odtok	38	17,8	1212
Rybník Kačírek - přítok	39	16,1	2007
Rybník Kačírek - odtok	41	18,6	3631
Rybník Harasov - přítok	41	17,8	5016
Rybník Lhotka - přítok	44	20,6	8565
Rybník Lhotka - odtok	37	21,9	9795

3.6.4.5 Výsledky měření dne 22. 11. 2021

Poslední kampaň měření na Pšovce byla provedena 22. listopadu 2021. Oproti předchozím kampaním bylo v profilech s výraznějším prouděním provedeno měření pomocí směšovací metody s využitím solného roztoku. V profilu Špaček-přítok bylo provedeno srovnávací měření oběma metodami, tedy i pomocí FlowTrackeru, a to ve velmi dobré shodě. Výsledky měření ze dne 22. 11. 2021 uvádí Tab. 12.

Tab. 12 Výsledky měření dne 22. 11. 2021

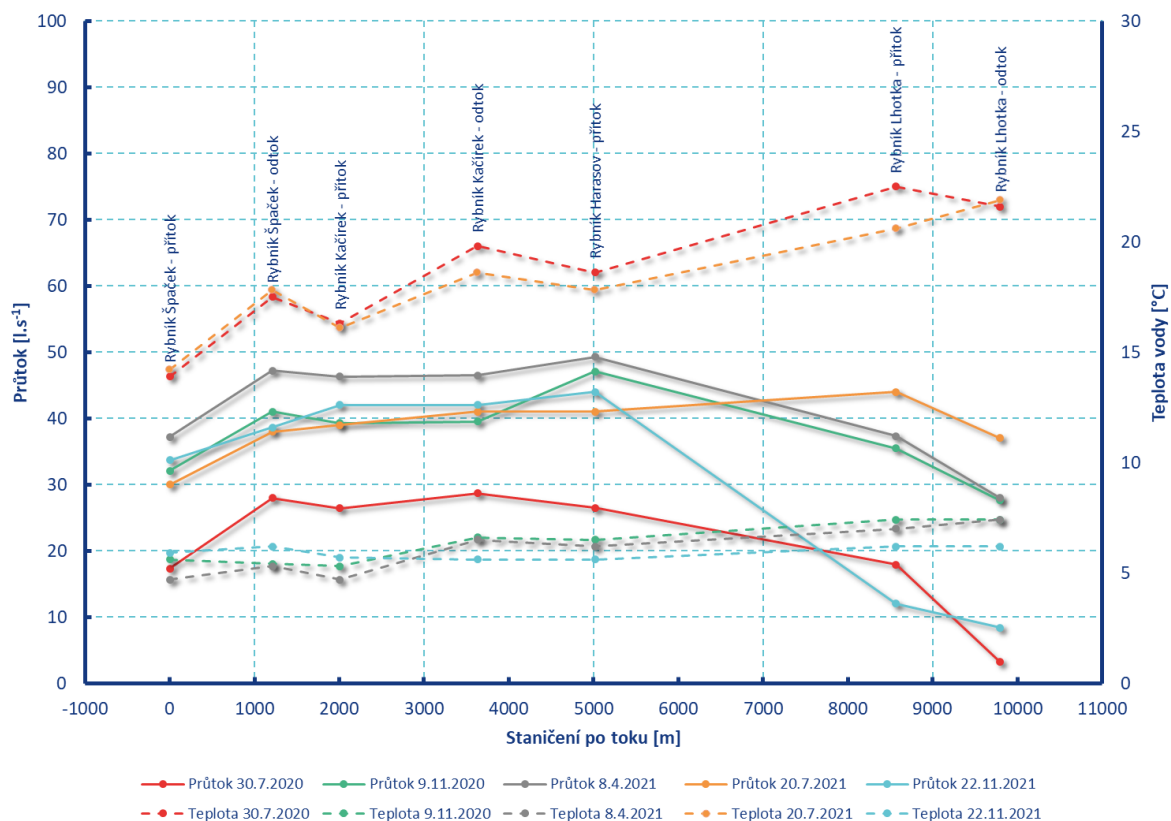
Profil	Průtok ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$)	Teplota vody ($^{\circ}\text{C}$)	Staničení (m)
Rybník Špaček - přítok	33,7	5,9	0
Rybník Špaček - odtok	38,6	6,2	1212
Rybník Kačírek - přítok	42	5,7	2007
Rybník Kačírek - odtok	42	5,6	3631
Rybník Harasov - přítok	44	5,6	5016
Rybník Lhotka - přítok	12	6,2	8565
Rybník Lhotka - odtok	8,4	6,2	9795

3.6.5 Srovnání výsledků měření

Celkem bylo provedeno pět celodenních kampaní, vždy po čtvrt roce. Dvě kampaně probíhaly v létě (tzn. v červenci 2020 a 2021), dvě na podzim (v listopadu 2020 a 2021) a jedna kampaň byla realizována na jaře 2021. Ukazuje se, že průtoky jsou v úseku měření vyrovnané až k profilu přítoku do rybníka Harasov, a dále se zmenšují, nejvíce při průchodu v rybníce Lhotka. Děje se tak i na podzim, kdy je výpar z vodní hladiny zanedbatelný, což znamená, že zde musí docházet k výrazné dotaci rybníka do podzemních vod, resp. se potvrzuje ovlivnění hladiny podzemní vody vodárenskými odběry. Naopak v rybníku Špaček musí docházet k opačnému proudění podzemní vody, dotaci směrem do rybníka, jelikož průtok na odtoku z rybníka je vždy větší než na přítoku, bez zjevného povrchového přispívání vody z mezipovodí.

Teplota vody se na podzim a na jaře pohybuje okolo 6 °C, v létě podél toku stoupá od 14 °C v profilu na začátku měření (Špaček-přítok) až po 22 °C pod rybníkem Lhotka. Je patrná závislost zmenšujícího se průtoku a zvyšující se teploty vody. Zajímavý je mírný vzestup průtoků mezi profily Harasov-přítok a Lhotka-přítok v létě 2021. Je velice pravděpodobné, že došlo k nadlepšení průtoků v souvislosti s tím, že byl v té době vyloven rybník mezi oběma profily u usedlosti Štampach, kde jsou rybí sádky.

Velikosti průtoků a teploty vody všech měření v podélném profilu zobrazuje graf na Obr. 62. Z grafu vyplývá, že v chladnějším období na jaře a na podzim se voda postupně jen nepatrně otepluje, mnohem větší výkyvy teploty jsou patrné v létě, kdy se voda ohřívá tím, jak protéká stojatými vodami rybníků Špaček, Kačírek i Harasov. Nárůst teploty byl v maximum o 8,6 °C. Překvapivé je letní ochlazení teploty vody v rybníku Lhotka.



Obr. 62 Průběh průtoků a teploty vody v podélném profilu Pšovky během krátkodobých měřických kampaní

V nejvýše položeném rybníku Špaček dochází k vyrovnané dotaci z podzemní vody o velikosti 10 až 11 l·s⁻¹. Naopak pod rybníkem Harasov průtoky setrvale klesají, v rybníku Lhotka je pokles větší než v rybníku Harasov.

V létě 2020 činil pokles hodnot mezi přítokem a odtokem rybníku Lhotka více než 80 % (pokles o 14,7 l·s⁻¹), na podzim 2020 a na jaře 2021 byl rozdíl „jen“ 22 %, resp. 25 % (7,9, resp. 9,3 l·s⁻¹). Na rybníku Lhotka je patrný výrazný pokles průtoků ovlivněný čerpáním podzemní vody (viz dále), v létě ještě podpořený výparem z vodní hladiny. Hladina v rybníku byla v létě 2020 pod hranou bezpečnostního přelivu o 10,5 cm, kdežto na podzim 2020 to bylo jen 4,5 cm a v dubnu 2021 7 cm. U rybníka Špaček je patrný stejný vliv velkého výparu během letního období. Hladina v rybníku dosahovala v létě 2020 hodnoty 11,8 cm pod hranu „bezpečnostního přelivu“, na podzim 3,5 cm a na jaře 2021 6,3 cm (viz Obr. 63). Je zřejmé, že v létě dochází k úbytku průtoků podél toku a současně bylo částečně vlivem výparu méně vody v rybnících.



Obr. 63 Odečet hladiny v rybníku Špaček

Výsledky provedených měření okamžitých průtoků potvrzují informace získané a zpracované v publikacích zaměřených na posouzení hydrogeologického rajonu Pšovky a Liběchovky a na nakládání s podzemními vodami při odběrech pro vodárenské účely. K zásadnímu snížení průtoků v Pšovce došlo po začátku čerpání podzemních vod už v 70. letech 20. století přibližně v úseku Hled'sebe - Malý Újezd, jak uvádí Chvojková a Volf (2013). Současně se snížila hladina podzemní vody v okolí, až o několik metrů. To mělo dopad jednak na průtoky v Pšovce, ale také na hladiny podzemní vody ve studních místních obyvatel. Pod obcí Lhotka má Pšovka až charakter občasného toku (Česká geologická služba, 2016), což potvrzují i zde provedená měření v letech 2013, 2014 a 2015. V inkriminovaném úseku zde byly pozorovány nulové průtoky.

3.6.6 Shrnutí

V rámci projektu bylo v povodí Pšovky provedené pět krátkodobých měřicích kampaní. Byly změřeny okamžité průtoky a teploty vody v celkem sedmi profilech v úseku od Pokliček po obec Lhotka, a to v létě 2020, na podzim 2020 a na jaře, v létě a na podzim roku 2021.

Je zcela zřejmé, že režim průtoků pod rybníkem Lhotka je výrazně ovlivněn vodárenskými odběry podzemní vody v nedaleké Mělnické Vrutici a v Řepínském dolu. Zejména v letním období, kdy byly měřené průtoky poloviční oproti podzimnímu, resp. jarnímu měření, činil pokles průtoků v rybníku Lhotka více než 80 %. Vzhledem k tomu je zřejmý i vliv malých vodních nádrží, protože tento pokles se vyskytl v období, kdy probíhá výpar nejintenzivněji.

3.7 Průsaky hrázemi malých vodních nádrží

3.7.1 Teoretické posouzení průsaků zemními hrázemi na vybraných lokalitách

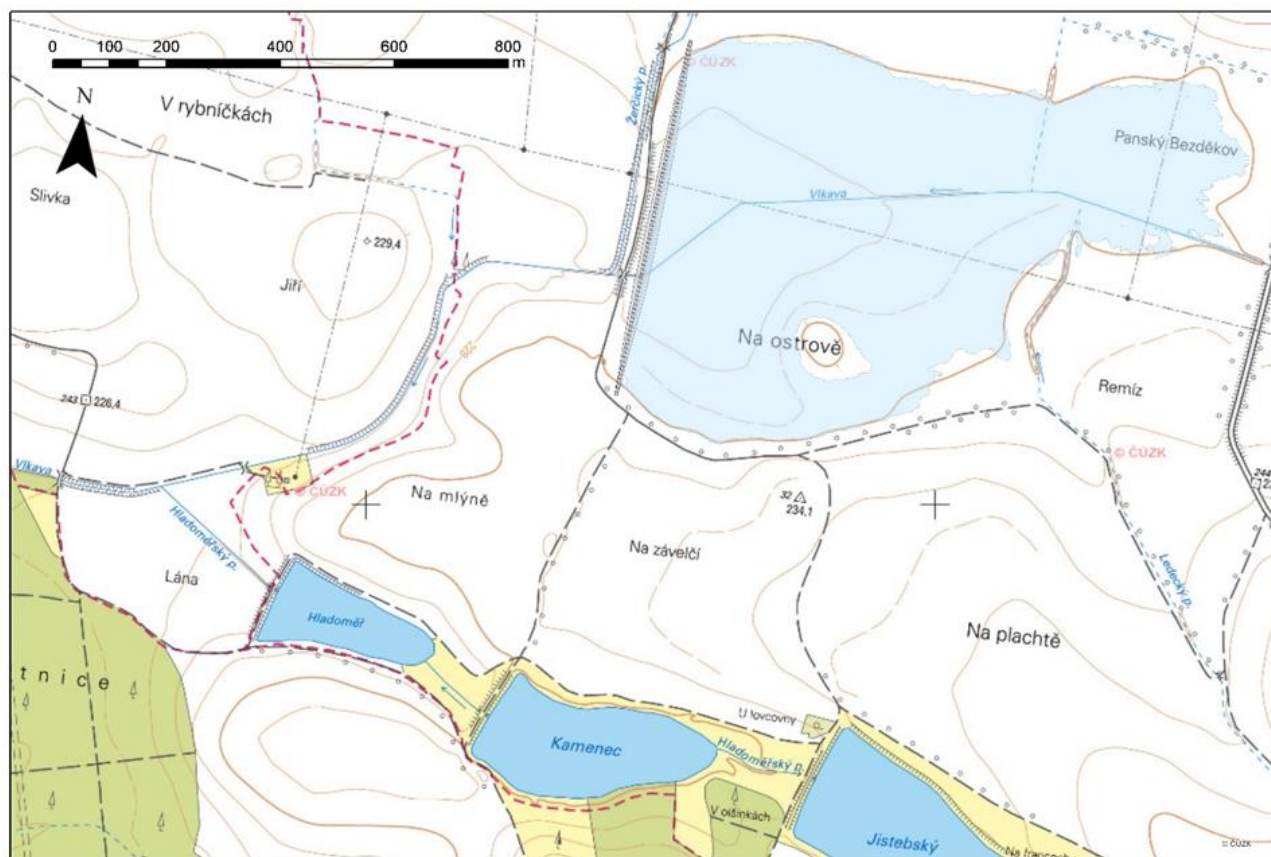
V rámci řešení projektu nebyl realizován monitoring průsaků hrázemi malých vodních nádrží. Namísto toho bylo zvoleno posouzení vlivu průsaků zemními tělesy na třech vybraných lokalitách z pohledu případné funkce nově realizovaných nádrží. K tomuto účelu byly zvoleny tři profily v územích odlišného charakteru, pro něž bylo provedeno hodnocení průsakových charakteristik. Zvoleny byly profily na následujících tocích:

- Zábědovský potok v povodí Cidlíny
- Lišanský potok v povodí Rakovnického potoka
- Vlkava

3.7.1.1 Výběr profilů a jejich posouzení

Profily byly vybírány ručně nad topografickou mapou a podrobnými výškopisnými daty. V první fázi bylo zvoleno větší množství profilů, které byly následně posouzeny z hlediska efektivity pomocí objemového součinitele. K tomu bylo použito nástroje MVN Tool a na základě výsledků hodnocení byly zvoleny tři profily, které byly následně podrobeny hodnocení z pohledu průsaků. S ohledem na účel prováděných analýz byl ve všech případech uvažován stejný tvar hráze spočívající v šířce koruny hráze 3.5 m, sklonem návodního líce 1:3 a sklonem vzdušního líce 1:2. Uvedené sklony jsou z pohledu normy ČSN 75 2410 nejprudší doporučené pro homogenní zemní hráze a odpovídají zeminám GM (šterk hlinitý) a SM (písek hlinitý). Pro účely stanovení objemového součinitele byla uvažována hloubka založení hráze 1 m a úroveň normální hladiny 1 m pod korunou hráze. K dalšímu hodnocení byly vybrány profily, které vykazovaly vysokou hodnotu objemového součinitele s přihlédnutím k jejich umístění tak, aby se nenacházely všechny v jedné lokalitě a měly vazbu na území, v nichž byly prováděny ostatní analýzy. Současně s tím bylo při volbě profilů přihlíženo k poloze v územích s nízkými hodnotami specifického základního odtoku.

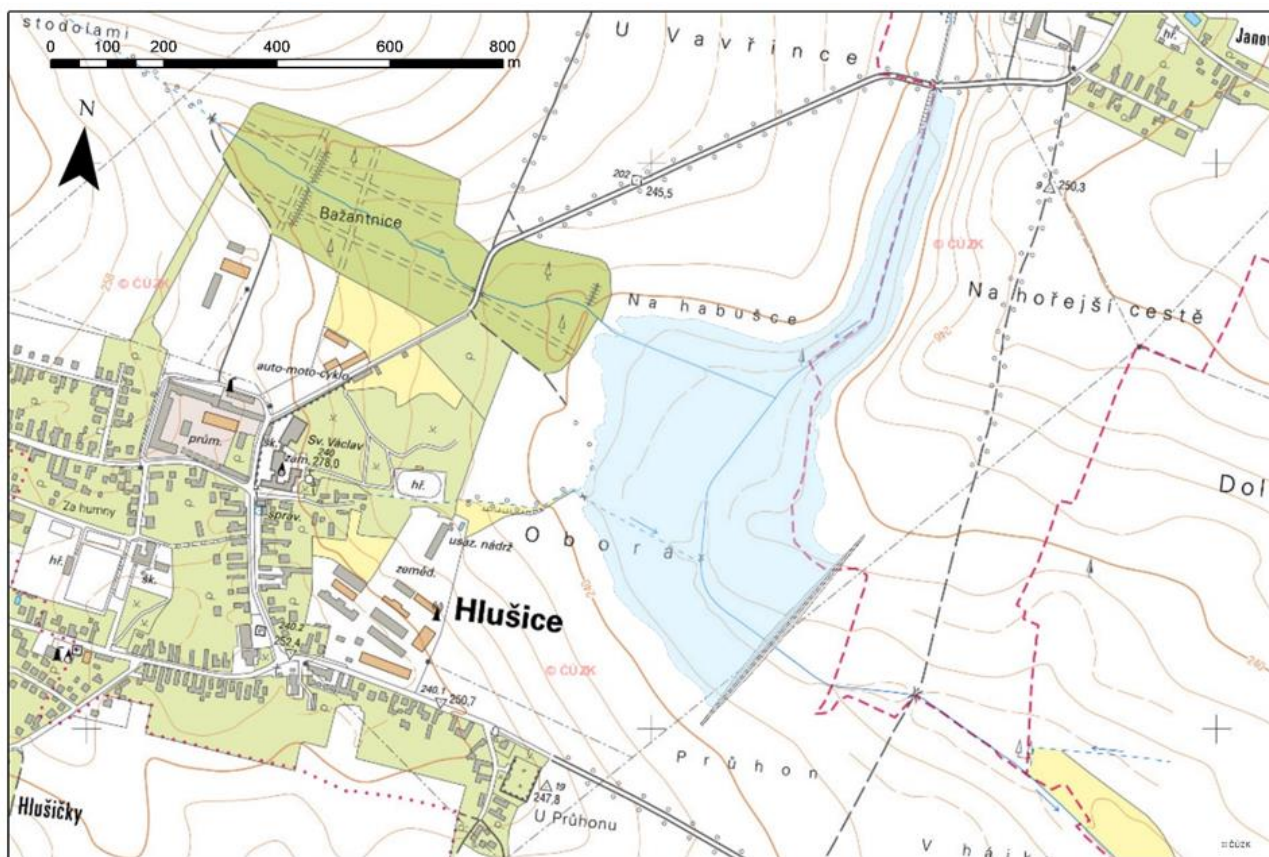
Teoretické nádrže jsou znázorněny v mapkách na Obr. 64 až Obr. 66. Základní parametry jednotlivých nádrží jsou uvedeny v Tab. 13 až Tab. 15. Z pohledu objemu zadržené vody je největší teoretická nádrž na Lišanském potoce (687,4 tis. m³), plochou ji však převyšuje nádrž uvažovaná na Vlkavě (48 ha). Nádrž na Lišanském potoce má také výrazně největší plochu zdrojového povodí, která činí 84.6 km² oproti 11.4 km² v případě nádrže na Vlkavě a 21.8 km². Díky tomu se jedná o profil, kde lze očekávat obecně vyšší průtoky i s tím, že se jedná o oblast, která je srážkově poměrně chudá.



Obr. 64 Znáznornění teoretické nádrže na horním toku Vlkavy (podkladová mapa ©ČUZK)

Tab. 13 Základní charakteristiky teoretické nádrže na horním toku Vlkavy

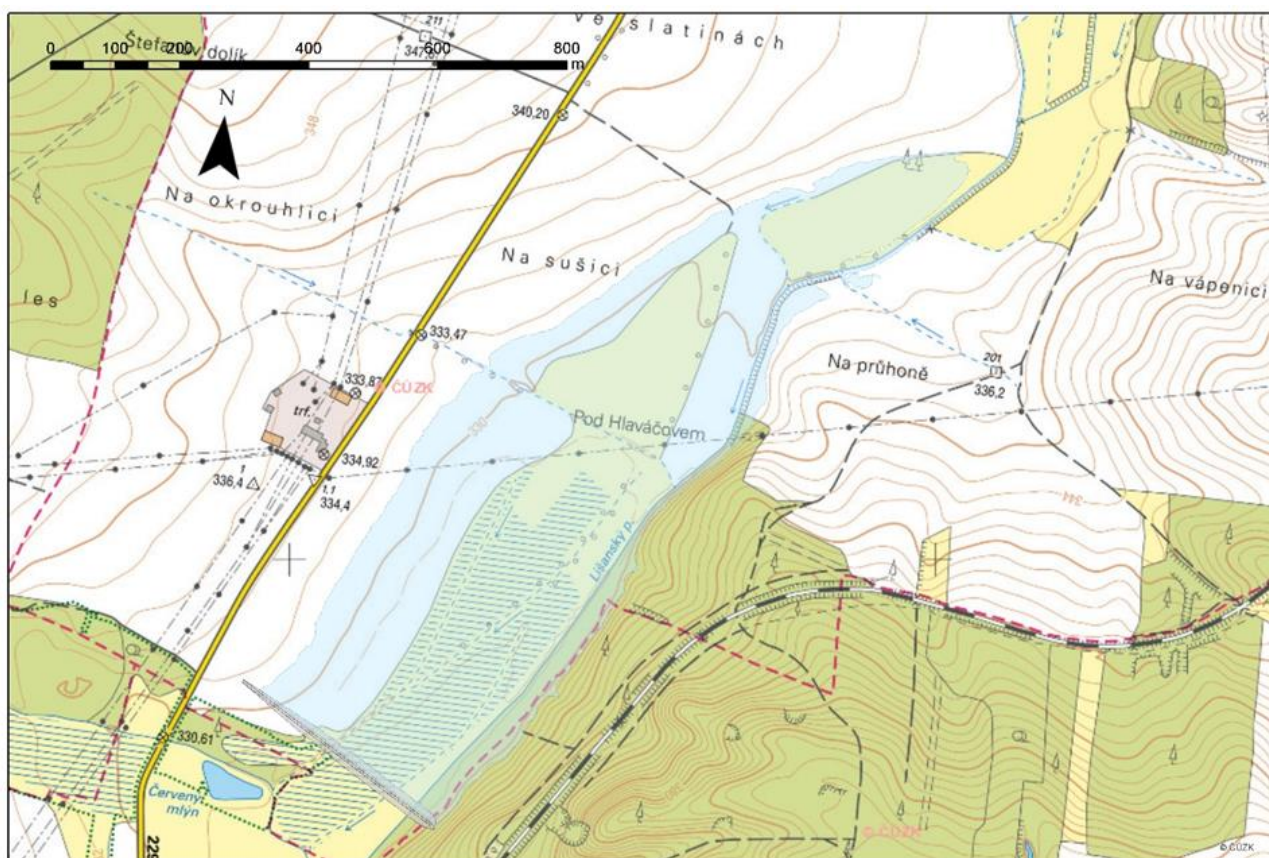
Parametr	Jednotka	Hodnota
Šířka koruny	m	3,5
Sklon návodního líce 1:m	-	3
Sklon vzdušního líce 1:n	-	2
Převýšení koruny nad normální hladinou	m	1
Hloubka založení	m	1
Objem hráze	tis m ³	31,8
Délka hráze	m	637
Objem zásobního prostoru	tis. m ³	589,6
Plocha zátopy	ha	48,0
Objemový součinitel	-	18,54
Plocha povodí	km ²	11,407



Obr. 65 Znázornění teoretické nádrže na Zábědovském potoce (podkladová mapa ©ČUZK)

Tab. 14 Základní charakteristiky teoretické nádrže na Zábědovském potoce

Parametr	Jednotka	Hodnota
Šířka koruny	m	3,5
Sklon návodního líce 1:m	-	3
Sklon vzdušního líce 1:n	-	2
Převýšení koruny nad normální hladinou	m	1
Hloubka založení	m	1
Objem hráze	tis m ³	19,2
Délka hráze	m	443
Objem zásobního prostoru	tis. m ³	378,4
Plocha zátopy	ha	26,0
Objemový součinitel	-	19,76
Plocha povodí	km ²	21,825



Obr. 66 Znáznornění teoretické nádrže na Lišanském potoce (podkladová mapa ©ČUZK)

Tab. 15 Základní charakteristiky teoretické nádrže na Lišanském potoce

Parametr	Jednotka	Hodnota
Šířka koruny	m	3,5
Sklon návodního líce 1:m	-	3
Sklon vzdušního líce 1:n	-	2
Převýšení koruny nad normální hladinou	m	1
Hloubka založení	m	1
Objem hráze	tis m ³	24,4
Délka hráze	m	375
Objem zásobního prostoru	tis. m ³	687,4
Plocha zátopy	ha	38,5
Objemový součinitel	-	28,13
Plocha povodí	km ²	84,587

3.7.1.2 Stanovení průsaku

Průsak byl pro jednotlivé lokality stanoven výpočtem podle Kudina popsáním v kapitole 2.3.1. Výpočet byl prováděn v příčných profilech vykreslených ekvidistantně tak, aby jejich počet pro každou analyzovanou hráz byl 12 až 13. Celkový průsak pak byl integrován po celé délce hráze z hodnot pro jednotlivé profily. S ohledem na orientační charakter výpočtu byl uvažován terén ve směru kolmém na osu hráze jako vodorovný a průsak byl počítán pouze částí tělesa hráze nad původním terénem.

Vzhledem k tomu, že hodnoty nasycené hydraulické vodivosti značně kolísají i v rámci jedné kategorie zeminy, byl výpočet proveden pro různé hodnoty tohoto parametru v rozpětí $1 \cdot 10^{-4}$ až $1 \cdot 10^{-8}$, což je rozpětí, v němž se pohybují pro zeminy GM a SM dle normy.

Tab. 16 Hodnoty vypočtených průsaků hrázemi v analyzovaných lokalitách (v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

Lokalita	Nasycená hydraulická vodivost K ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)				
	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-8}$
Vlkava	$1.1 \cdot 10^{-2}$	$1.1 \cdot 10^{-3}$	$1.1 \cdot 10^{-4}$	$1.1 \cdot 10^{-5}$	$1.1 \cdot 10^{-6}$
Zábědovský potok	$6.1 \cdot 10^{-3}$	$6.1 \cdot 10^{-4}$	$6.1 \cdot 10^{-5}$	$6.1 \cdot 10^{-6}$	$6.1 \cdot 10^{-7}$
Lišanský potok	$9.3 \cdot 10^{-3}$	$9.3 \cdot 10^{-4}$	$9.3 \cdot 10^{-5}$	$9.3 \cdot 10^{-6}$	$9.3 \cdot 10^{-7}$

3.7.1.3 Posouzení hodnot průsaků

Vypočtené hodnoty průsaků hrázemi mají s ohledem na velké rozpětí použitých hodnot nasycené hydraulické vodivosti velký rozsah. V případě vyšších hodnot nasycené hydraulické vodivosti lze vypočtené hodnoty průsaků považovat za významné. Nejvyšších hodnot nabývají průsaky pro lokalitu na toku Vlkavy, kde průsaky pro nejvyšší hodnoty nasycené hydraulické vodivosti dosahují až $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. To vyplývá zejména ze skutečnosti, že v tomto profilu má hráz největší délku. Současně se jedná o profil s nejmenší plochou povodí, což při srovnatelných (nízkých) hodnotách specifických odtoků a poměrně velkém objemu zásobního prostoru znamená, že takováto nádrž by byla schopná jen průsakem tělesem hráze poměrně dlouho saturovat tok pod nádrží v méněvodných obdobích. Pouze o málo nižších hodnot dosahují průsaky pro profil na Lišanském potoce, který má ovšem mnohem větší plochu povodí. Průsaky tedy v tomto případě dosahují relativně mnohem menšího podílu na průtocích v toku.

3.7.2 Reálný průsak hrází malé vodní nádrže

Teoretická posouzení průsaků hrázemi malých vodních nádrží uvedené v předchozí části bylo provedeno v profilech potenciálně vhodných k tomuto účelu. Případné nádrže byly uvažovány spíše větší, aby splňovaly zjednodušené kritérium efektivity (objemový součinitel) a aby představovaly významnější objem s ohledem na možnosti hospodaření s vodou. Vzhledem k tomu, že se jednalo o teoretické posouzení pracující s širokou škálou hodnot nasycené hydraulické vodivosti materiálu hráze, je vhodné doplnit jej i o reálné měření na skutečné nádrži. K tomuto účelu se podařilo najít nově zrealizovanou nádrž s patním drénem uzpůsobeným tak, že na něm bylo průsak možné změřit.

3.7.2.1 Měřená nádrž

Nádrž se nachází ve Středočeském kraji na Hornolhotském potoce u obce Dolní Lhota jihovýchodně od Načeradce (okr. Benešov). Rozloha nádrže činí 1.25 ha, hloubka vody dosahuje 2 m. Hráz je vybavena patními drény zaústěnými do vývaru pod spodní výpustí (Obr. 67).



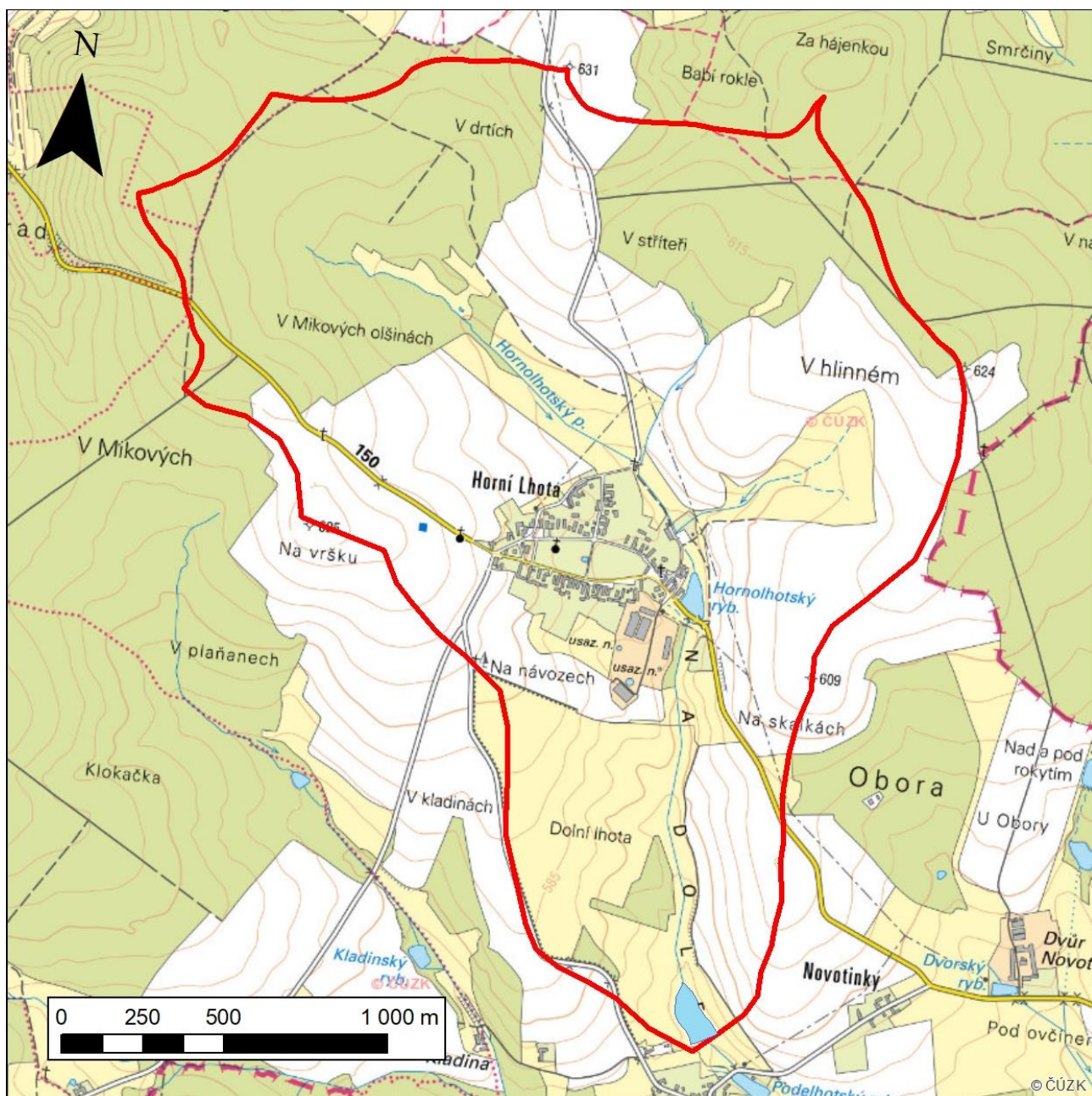
Obr. 67 Spodní výpust a vyústění patních drénů

3.7.2.2 Hydrologické charakteristiky

Pro posuzovanou nádrž byly stanoveny hodnoty m-denních průtoků s využitím softwarového nástroje MAVONA vyvinutého v rámci řešení projektu. K tomuto účelu byla zdigitalizována plocha povodí k profilu hráze nádrže (Obr. 68). Povodí má rozlohu 4.26 km². Odvozené hodnoty m-denních průtoků jsou uvedeny v Tab. 17.

Tab. 17 m-denní průtoky odvozené softwarovým nástrojem MAVONA

Doba překročení (dny)	30	60	90	120	150	180	210	240	270	300	330	355	364
Průtok (m ³ .s ⁻¹)	0.036	0.025	0.020	0.016	0.012	0.009	0.007	0.005	0.004	0.003	0.002	0.001	0.001



Obr. 68 Povodí k profilu posuzované nádrže (podkladová mapa ©ČÚZK)

3.7.2.3 Měřené hodnoty

Měření bylo provedeno pomocí sběrné nádoby a stopek dne 15.6.2022. V případě odtoku z drenů bylo měření provedeno opakovaně (viz Tab. 18). Pro úplnost bylo provedeno měření i na vyústění potrubí spodní výpusti. To bylo s ohledem na celkové průtokové množství provedeno pouze jednou. Vzhledem ke krátkému času plnění nádoby je tuto hodnotu nutno brát pouze jako orientační.

Tab. 18 Měřené hodnoty průsaků

Místo	Objem (l)	Čas (s)	Průtok (l/s)
Levý drén	1.02	7.39	0.138
	1.08	7.37	0.147
	1.16	8.09	0.143
	1.12	8.14	0.138
	1.00	6.91	0.145
<i>Levý drén - průměr</i>			0.142
Pravý drén	0.71	43.87	0.016
	0.58	35.87	0.016
	0.57	34.57	0.016
<i>Pravý drén - průměr</i>			0.016
Průsak celkem			0.158
Spodní výpust	2.50	1.50	1.667

3.7.2.4 Posouzení

V době realizace měření průsaku se celkový průtok v korytě pod nádrží pohyboval pod hodnotou 2 l/s, což odpovídá době překročení cca 330 dní. Jednalo se tedy o poměrně nízký stav. Celkový změřený průsak činí 0.16 l/s, což je v porovnání se změřeným průtokem cca 10 %. V porovnání s hodnotou Q_{355d} se jedná o více než 15 %. Hodnota minimálního zůstatkového průtoku (MZP) by dle aktuálně platného metodického pokynu odboru ochrany vod MŽP činila 2 l/s. V případě změřeného průsaku se sice nejedná o množství, které by bylo schopno pokrýt MZP, ale bylo by schopno ho zajistit z cca 8 %. V období sucha by tak mohl průsak napomoci zabránit úplnému vyschnutí toku.

3.8 Režim průtoků a hladin podzemních vod v povodí Skalice, Lomnice a Žehrovky

3.8.1 Monitoring prvků hydrologické bilance na vybraných lokalitách

V povodí Žehrovky zastupuje malou vodní nádrž rybník Žabakor, v povodí Lomnice a Skalice se nachází celá řada rybníků, případně rybníčních soustav. V povodí Lomnice je na základě analýzy dat ZABAGED plošné zastoupení vodních ploch trojnásobné v porovnání se sousedním povodím Skalice. Ve výše zmíněných povodích lze předpokládat ovlivnění odtokového režimu povrchové vody právě přítomností vodních ploch v povodí. Pro účely vyhodnocení byla využita data o průtocích a hladinách podzemních vod z pozorovacích objektů ČHMÚ.

Pro výpočet denních hodnot srážek, teploty vzduchu a potenciální evapotranspirace (PET) na povodí byla použita rastrová data odvozená interpolací z bodových hodnot těchto veličin uložených v klimatické databázi ČHMÚ. Z denních hodnot byly dopočítány měsíční úhrny (v případě srážek a PET), resp. měsíční průměry (v případě teplot vzduchu).

Výpočet potenciální a skutečné evapotranspirace probíhá v ČHMÚ na pobočce Brno prostřednictvím agrometeorologického modelu AVISO (Agrometeorologická výpočetní a informační soustava). Vstupem do modelu jsou meteorologická data pro soubor 198 automatických klimatologických stanic staniční sítě ČHMÚ, výstupem jsou modelovaná data agrometeorologických charakteristik v bodové síti (Trnka a kol., 2017).

Dále byla použita data průměrných denních průtoků z vodoměrných stanic Březina (ID 092800) na Žehrovce, Dolní Ostrovec (152000) na Lomnici a Varvažov (153000) na Skalici. Stanice Březina pozoruje vodní stavy od roku 1974 do současnosti, stanice Dolní Ostrovec a Varvažov pozorují vodní stavy shodně od roku 1931 do současnosti. Plocha povodí k profilu stanice Březina je $A = 90,28 \text{ km}^2$, plocha povodí stanice Dolní Ostrovec činí $A = 391,35 \text{ km}^2$ a plocha stanice Varvažov je $A = 367,86 \text{ km}^2$. Vodoměrné stanice jsou zobrazeny na Obr. 69.

Data z mělkého vrtu VP0644 (Žďár) nebyla pro rok 2013 k dispozici, v povodí Žehrovky byla proto pro vzájemné srovnání použita data z vrtů VP0642 (Žďár) a VP0643 (Příhrazy). V povodí Lomnice zaznamenává hladiny podzemní vody mělký vrt VP1127 (Buzice), v povodí Skalice se nachází mělký vrt VP1131 (Čimelice). Základní charakteristiky využitých mělkých vrtů jsou uvedené v Tab. 19.

Jak je patrné ze situace na Obr. 70, vodoměrná stanice Březina leží u křížení silničního mostu a železnice pod rybníkem Žabakor, vrtů Žďár a Příhrazy se nachází nad rybníkem, ale v údolní nivě Žehrovky. Rybník Žabakor má boční napájení, rozdělovací objekt je v úrovni vrtu VP0644. V případě povodí Lomnice a Skalice se mělké vrtů nenacházejí v úplné blízkosti vodoměrné stanice, ale jsou opět situovány v údolní nivě v bezprostřední blízkosti daného toku.

Analýza M -denních průtoků byla provedena za referenční období 1981–2010. Počet dnů, kdy byl dosažen nebo podkročen limitní průtok Q_{355d} , byl stanoven za celé období pozorování dané stanice. Komplexní porovnání klimatických veličin, průtoků a hladin podzemní vody bylo provedeno za ucelené období 2013–2020, pro ilustraci jsou dále v příspěvku zobrazeny vybrané grafy s hodnotami pro velmi vlhký rok 2013 a naopak suchý rok 2019.

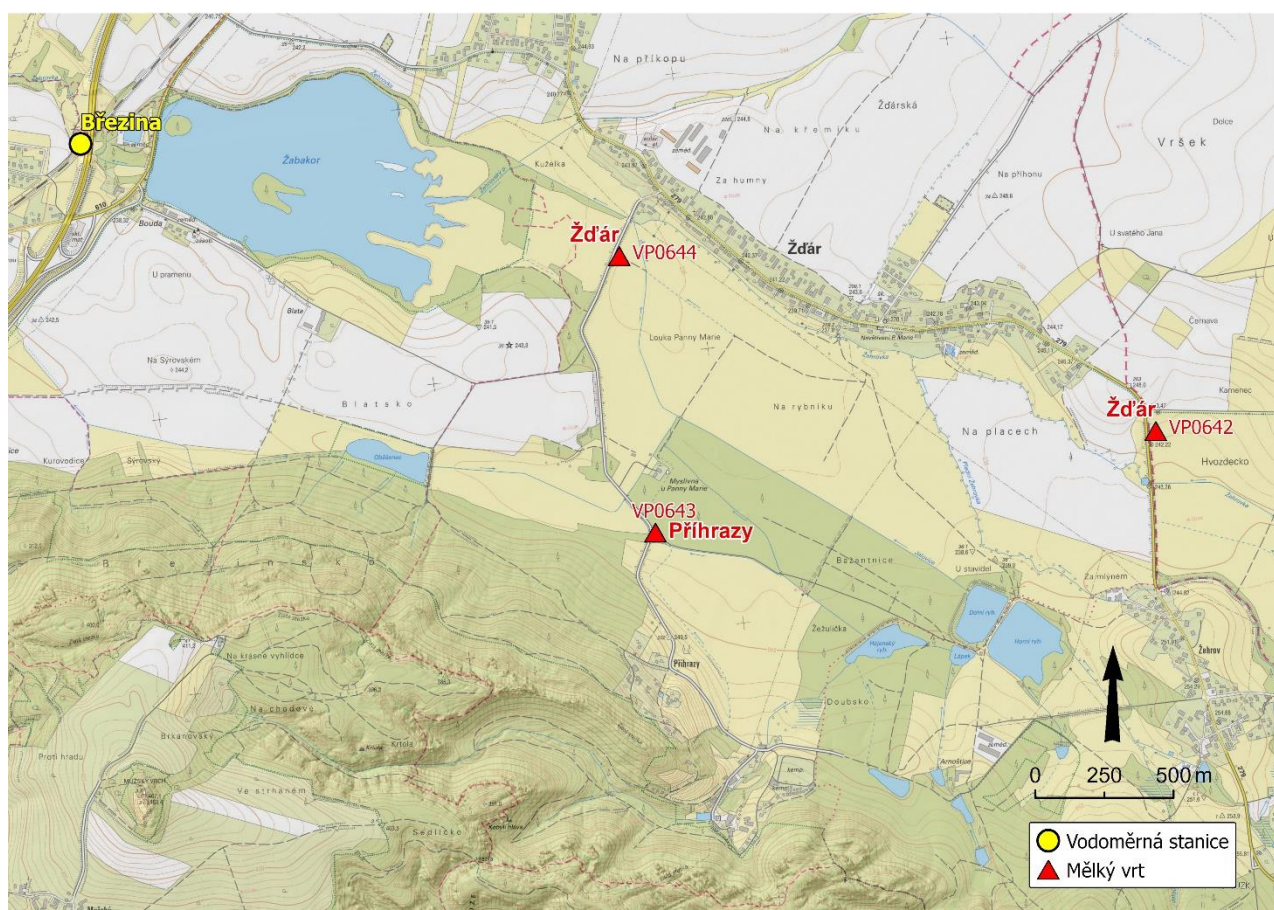


Obr. 69 Vodoměrné stanice Březina na Žehrovce (vlevo nahoře), Dolní Ostrovec na Lomnici (vpravo nahoře) a Varvažov na Skalici (dole).

Data z mělkého vrtu VP0644 (Žďár) nacházejícího se nejbližše rybníku Žabakor nebyla pro rok 2013 k dispozici, v povodí Žehrovky byla proto pro vzájemné srovnání použita data z vrtů VP0642 (Žďár) a VP0643 (Příhrazy). Poloha jednotlivých vrtů a vodoměrné stanice na Žehrovce pod rybníkem Žabakor je znázorněna na mapě na Obr. 70.

Tab. 19 Vrty v zájmových oblastech.

Číslo vrtu	Název	Hloubka (m)	Kolektor	Vzdálenost od povrchového toku (m)
VP0642	Žďár	9,1	Kvartér, svrchní křída	140
VP0643	Žďár (Příhrazy)	9,0	Kvartér, svrchní křída	10
VP0644	Žďár	8,9	Kvartér	80
VP1127	Buzice	10,2	Kvartér	100
VP1131	Čimelice (Rakovice)	7,2	Kvartér	80



Obr. 70 Situace umístění posuzovaných mělkých vrtů a vodoměrné stanice Březina na Žehrovice (podkladová mapa ČUZK)

V povodí Lomnice zaznamenává hladiny podzemní vody mělký vrt VP1127 (Buzice), v povodí Skalice se nachází mělký vrt VP1131 (Čimelice). Situace s lokalizací stanic a vrtů přibližuje mapa s podrobnějšími náhledy umístění vrtů na Obr. 71.



Obr. 71 Situace umístění posuzovaných mělkých vrtů a vodoměrných stanic Dolní Ostrovec (Lomnice) a Varvažov (Skalice) (podkladová mapa ČUZK)

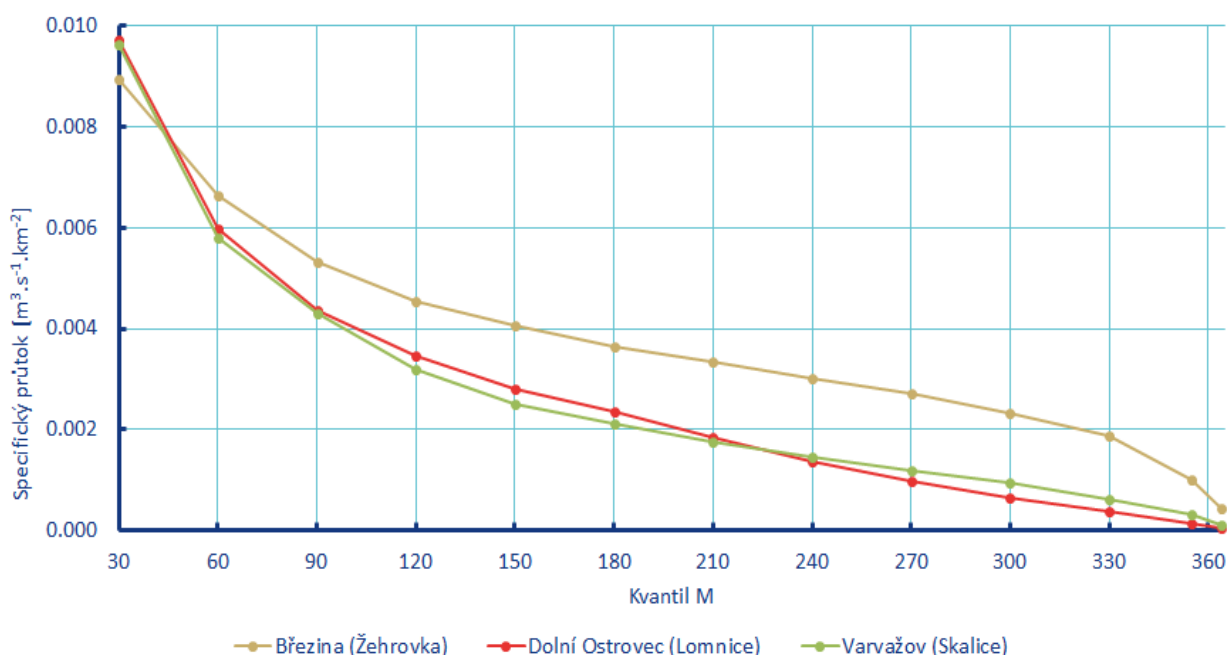
3.8.2 Analýza odtokových poměrů

Odtokové poměry lze hodnotit z mnoha pohledů. V této zprávě byly použity hodnoty specifických M -denních průtoků pro vzájemné porovnání odtokového režimu při běžných a malých průtocích.

3.8.2.1 Porovnání M -denních průtoků

Odtokové poměry jsou charakterizovány prostřednictvím M -denních průtoků. Jedná se o hodnoty průtoků, které jsou v daném profilu dosaženy nebo překročeny po dobu M dní v roce. Specifický M -denní průtok je následně průtok vztažený na jednotku plochy povodí. Z Obr. 72 je patrné, že M -denní specifické průtoky se v závislosti na fyzicko-geografických poměrech a přítomnosti vodních ploch v povodí výrazně liší mezi jednotlivými vodoměrnými stanicemi. Výrazně větší hodnoty specifických M -denních průtoků v povodí Žehrovky jsou primárně dány hydrogeologickými poměry povodí, které náleží do hydrogeologického rajonu 4430 Jizerská křída levobřežní, kde převažujícími horninami jsou sedimenty svrchní křídly (slínovce, pískovce a slepence). Povodí Lomnice a Skalice náleží do hydrogeologického rajonu 6630 Krystalinikum v povodí Střední Vltavy, kde převažují horniny krystalinika, proterozoika a paleozoika (granitoidy). Specifické M -denní průtoky jsou od 30denního do 210denního kvantilu větší v povodí Lomnice než v povodí Skalice. Od hodnoty 240denního kvantilu až k hodnotě 364denního kvantilu čáry překročení průměrných denních průtoků jsou větší

specifické M -denní průtoky v povodí Skalice. To lze interpretovat tak, že přestože mají obě zmiňovaná povodí shodné hydrogeologické poměry a téměř stejně vysoké dlouhodobé průměrné roční výšky srážek, je v suchých obdobích povrchový odtok větší v povodí Skalice, ve vodnějších obdobích odtéká více vody z povodí Lomnice. V suchých obdobích je v povodí Lomnice, kde je větší podíl vodních ploch na ploše povodí, větší výpar z vodní hladiny a celková evapotranspirace. Do povrchového odtoku v povodí Lomnice se dostane menší objem vody než v povodí Skalice, kde je menší podíl vodních ploch a povrchový odtok je větší.

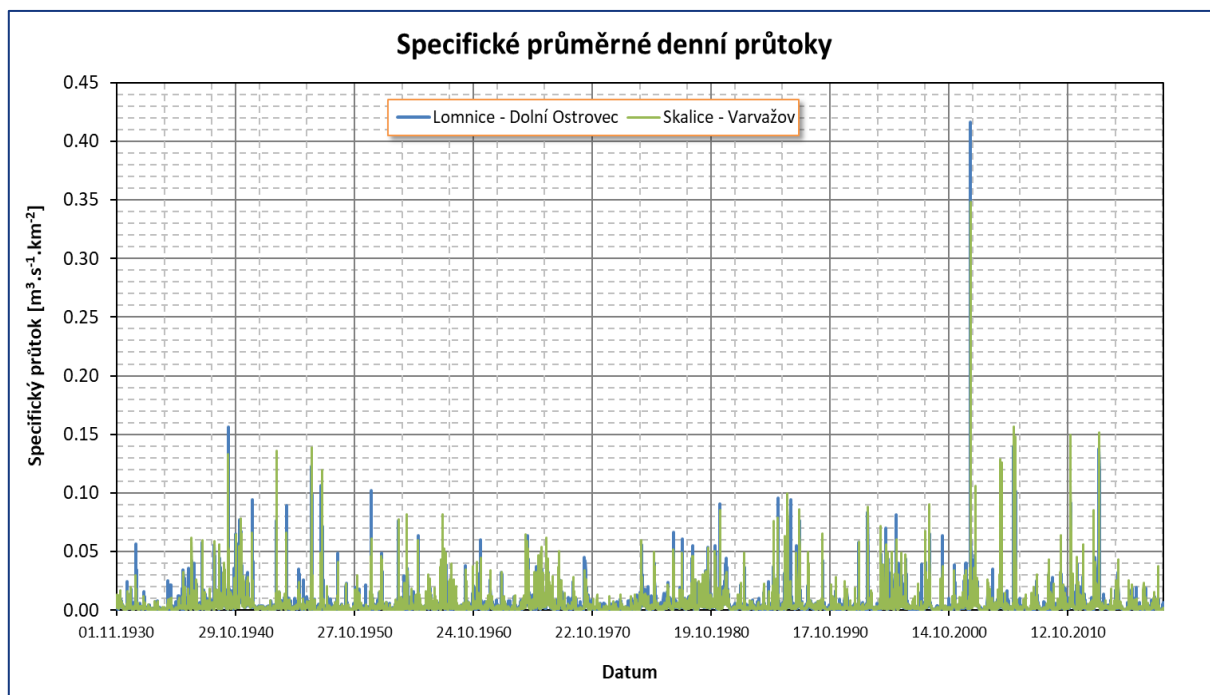


Obr. 72 M -denní specifické průtoky ve stanicích Březina (Žehrovka), Dolní Ostrovec (Lomnice) a Varvažov (Skalice)

Specifické M -denní průtoky ve stanici Březina na Žehrovce vycházejí téměř ve všech kvantilech čáry překročení M -denních průtoků větší než pro povodí Lomnice a Skalice. Povrchový odtok vztahený k ploše povodí Žehrovky je výrazně větší a zároveň vyrovnanější (méně rozkolísaný v nižších kvantilech), přestože dlouhodobá průměrná výška srážek v povodí Žehrovky je jen cca o 10 % vyšší.

3.8.2.2 Průměrné denní průtoky

Na Obr. 73 jsou znázorněny specifické průměrné denní průtoky ve stanicích Dolní Ostrovec a Varvažov. Specifické průměrné průtoky byly stanoveny z průměrných denních průtoků vydělením plochou povodí k vodoměrné stanici. Tím je umožněno vzájemně porovnávat odtokové poměry v různých velkých povodích. Je zřejmé, že největší průtoky se vyskytly v obou stanicích během srpnové povodně 2002, dále pak v březnu 1940, březnu 2006, lednu 2011 a červnu 2013. Nejmenší průtoky byly pozorovány v letech 1934, 1942, začátkem 70. let a v posledním suchém pětiletí 2014 až 2018.

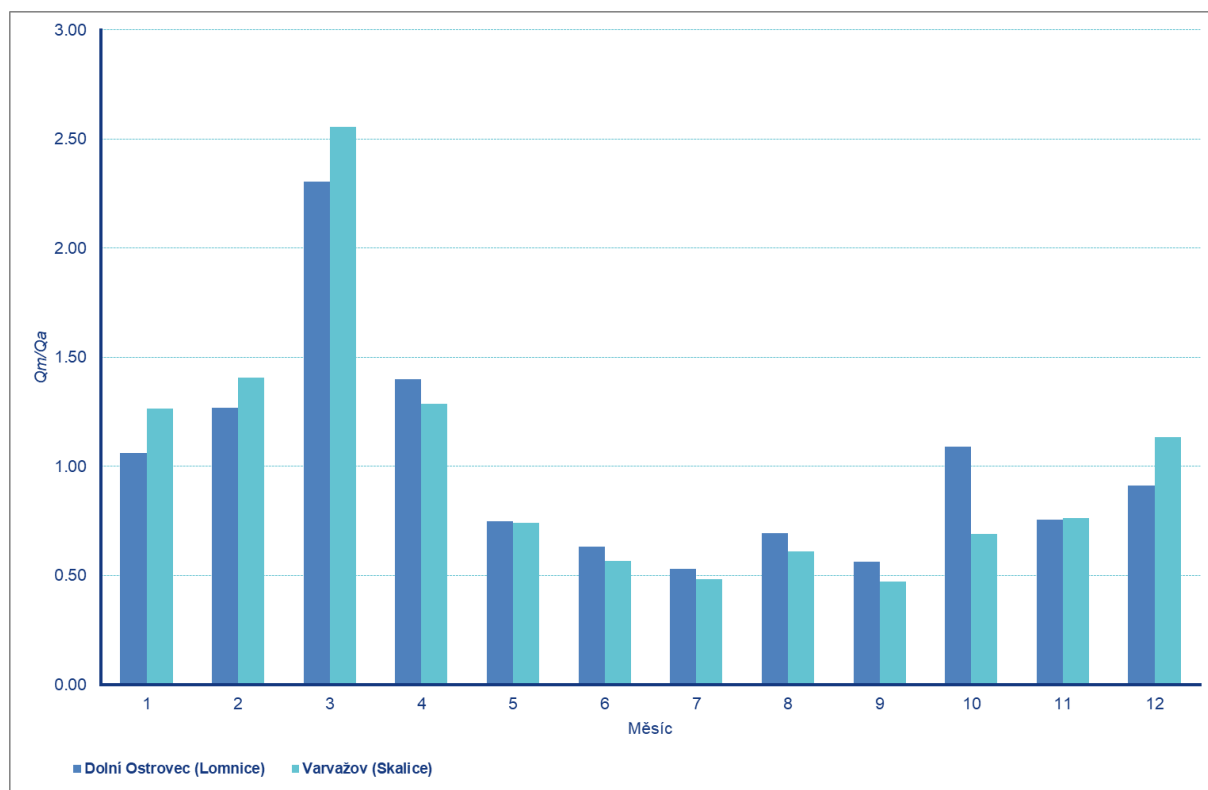


Obr. 73 Specifické průměrné denní průtoky ve stanicích Dolní Ostrovec a Varvažov

3.8.2.3 Průměrné dlouhodobé měsíční průtoky

Hodnoty v grafu na Obr. 74 jsou uvedeny v relativních jednotkách jako podíl průměrného dlouhodobého měsíčního průtoky Q_m ($Q_1 \dots Q_{12}$) k průměrnému dlouhodobému průtoky Q_a za referenční období 1981–2010.

Odtoky z povodí Lomnice a Skalice jsou v průběhu roku rozkolísané. V lednu, únoru a březnu jsou dlouhodobé průměrné průtoky větší, než je roční průměr, v březnu dokonce více než dvojnásobně, přičemž v povodí Lomnice jsou odtoky menší než v povodí Skalice. To je pravděpodobně způsobeno postupným napouštěním rybníků v zimním období po podzimních výloveh. Největší hodnoty dlouhodobého průměrného měsíčního průtoky v březnu jsou způsobené velkým odtokem z jarního tání, dešťovými srážkami, zvětšeným základním odtokem z podzemních vod a malou ztrátou odtoku v důsledku malé evapotranspirace. V dubnu jsou průtoky také větší než průměr, ale odtok je větší z povodí Skalice než z Lomnice. Od května jsou hodnoty dlouhodobých průměrných měsíčních průtoků menší než roční průměr. Hodnoty měsíčních odtoků z povodí Lomnice jsou v relativním srovnání menší než z povodí Skalice. Vzhledem k podobným fyzicko-geografickým charakteristikám sousedních povodí Lomnice a Skalice lze usuzovat, že rozdíly v měsíčních hodnotách odtoků jsou způsobeny rozdílným zastoupením vodních ploch v povodí. V říjnu, kdy pravidelně dochází k vypouštění rybníků, jsou hodnoty dlouhodobého průměrného měsíčního průtoky v povodí Lomnice větší než v povodí Skalice. Dlouhodobé odtoky v listopadu jsou v obou povodích srovnatelné a jsou přibližně o čtvrtinu menší než roční průměr. V hodnotách dlouhodobých odtoků v prosinci se již projevuje napouštění rybníčních soustav, a proto jsou hodnoty průtoky v povodí Lomnice menší než v povodí Skalice.



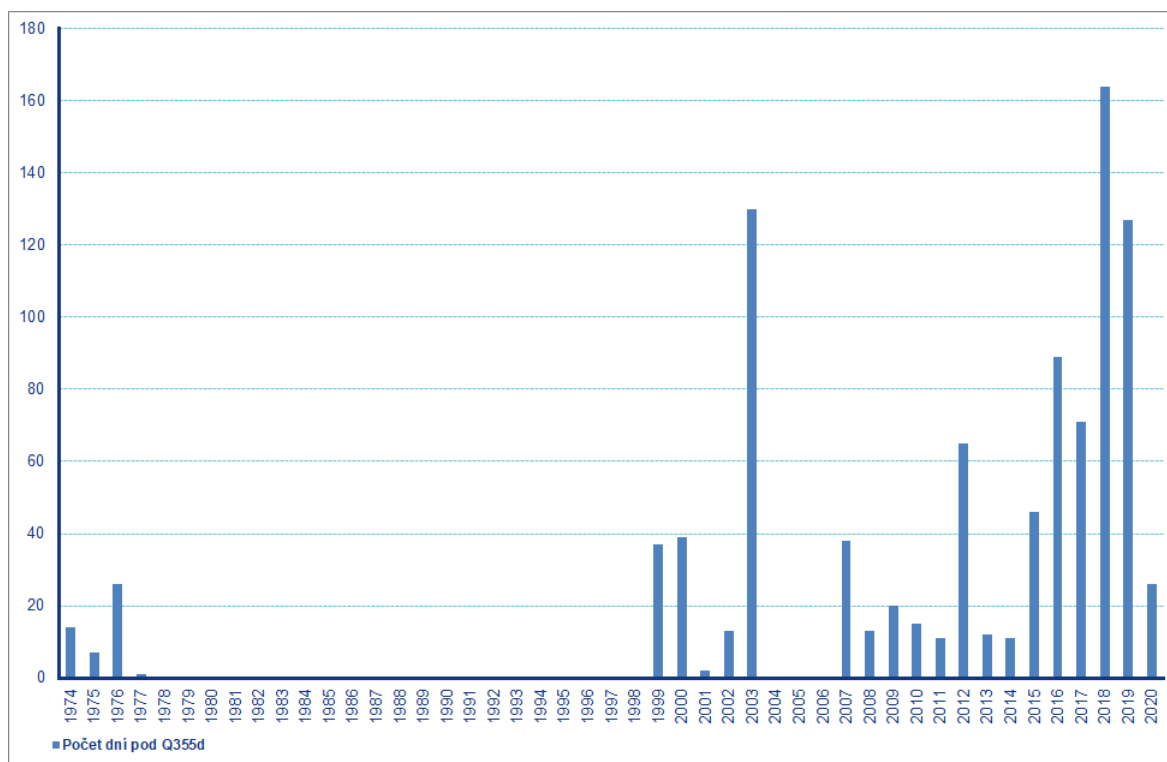
Obr. 74 Normované dlouhodobé průměrné měsíční průtoky ve vodoměrných stanicích Dolní Ostrovec (Lomnice) a Varvažov (Skalice) v období 1981–2010

3.8.2.4 Minimální průtoky

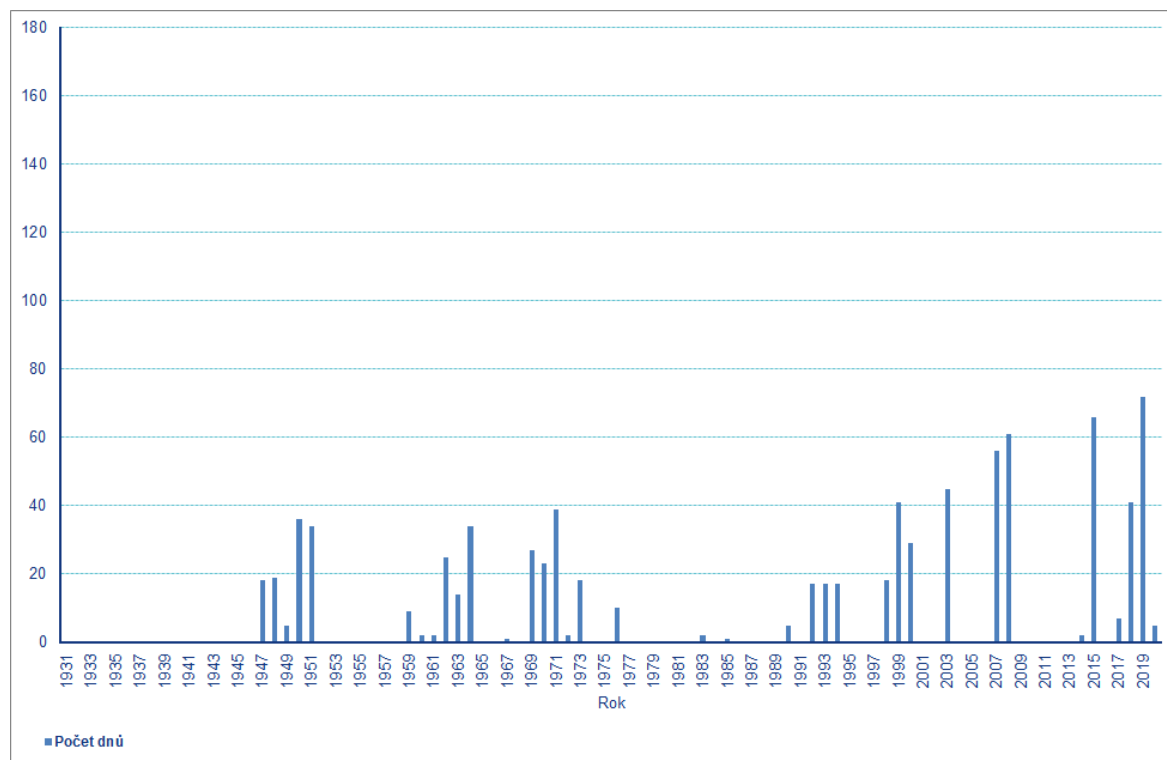
Jako vhodná hydrologická charakteristika pro posouzení délky trvání minimálních průtoků může sloužit počet dnů, kdy byl dosažen nebo podkročen 355denní průtok (Q_{355d}).

V grafu na Obr. 75 je zobrazen počet dnů v jednotlivých letech pozorování, kdy byl dosažen nebo podkročen 355denní průtok odvozený z referenčního období 1981–2010 ve vodoměrné stanici Březina na Žehrovce. O významnosti a velikosti sucha vypovídá počet dnů s malými průtoky. Více jak 100 dnů během jednoho roku, kdy průtok nepřekročil hodnotu 355denního průtoky, se vyskytlo v letech 2003, 2018 a 2019.

Na Obr. 76 je zobrazen počet dnů v jednotlivých letech pozorování, kdy byl dosažen nebo podkročen 355denní průtok odvozený z referenčního období 1981–2010 ve vodoměrné stanici Dolní Ostrovec na Lomnici. Na první pohled je zřejmé, že po roce 2000 byly zaznamenány nejvyšší počty dní během roku, kdy byly dosaženy tyto minimální průtoky. Více jak 50 dní trvání minimálních průtoků bylo dosaženo v letech 2007, 2008, 2015 a 2019, kdy byl počet těchto dnů rekordní a činil 72. Dále je z grafu patrné, že vyšší počty dnů těchto minimálních průtoků jsou dosahovány ve víceletých obdobích suchých let následujících po sobě. Vysvětlení těchto jevů souvisí s výrazným poklesem zásob podzemních vod a zmenšeným základním odtokem z povodí Lomnice v období víceletých suchých period a také se zvýšenou evaporací a celkovou evapotranspirací během nadnormálně teplých letních měsíců. Zvýšený výpar z vodních ploch i z krajiny způsobuje v povodí Lomnice nárůst počtu dnů s minimálními průtoky během roku.

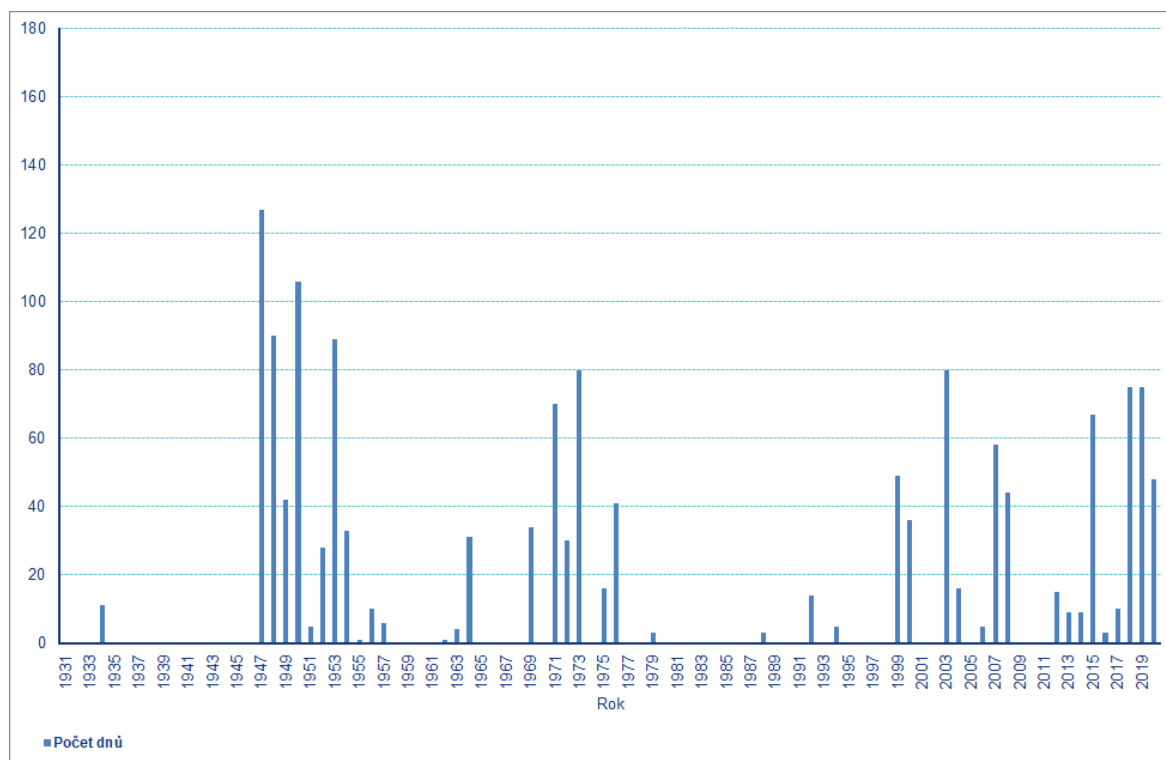


Obr. 75 Počet dnů dosažení nebo podkročení průtoku Q_{35d} v jednotlivých letech ve vodoměrné stanici Březina (Žehrovka)



Obr. 76 Počet dnů dosažení nebo podkročení průtoku Q_{35d} v jednotlivých letech ve vodoměrné stanici Dolní Ostrovec (Lomnice)

Obr. 77 obsahuje graf se stejnou charakteristikou pro vodoměrnou stanici Varvažov na Skalici. V tomto profilu bylo během celé doby pozorování zaznamenáno více let, kdy byl dosažen nebo podkročen 355denní průtok (opět odvozený z referenčního období 1981–2010) než v sousedním povodí Lomnice. Také roční počty dnů s těmito nízkými průtoky dosahují vyšších hodnot. Počet roků, kdy roční suma dní této charakteristiky překročila hodnotu 60, činí 10. Ve stanici Dolní Ostrovec na Lomnici toto bylo zaznamenáno pouze ve 3 letech pozorování. Četnost podkročení 355denního průtoku svědčí o větší rozkolísanosti minimálních průtoků v povodí Lomnice (s větším podílem rybníků) oproti povodí Skalice.



Obr. 77 Počet dnů dosažení nebo podkročení průtoku Q_{355d} v jednotlivých letech ve vodoměrné stanici Varvažov (Skalice)

3.8.2.5 Průběh hladin v mělkých vrtech

Jak se v jednotlivých letech období 2013–2020 vyvíjel průběh hladin ve sledovaných mělkých vrtech ilustrují grafy na Obr. 78 až Obr. 81. Zatímco vrty v povodí Žehrovky, jak již bylo uvedeno výše, se nacházejí v hydrogeologickém rajonu 4430 Jizerská křída levobřežní, povodí Lomnice a Skalice náleží do hydrogeologického rajonu 6320 Krystalinikum v povodí Střední Vltavy. Hydrogeologická pozice jednotlivých vrtů je ale odlišná.

Příslušný dolní úsek toku Žehrovky v HGR 4430 se nachází v západní části rajonu blízko jeho hlavní drenážní báze (tok Jizery). Jak ukazuje menší rozkolísanost průtoku Žehrovky (viz Obr. 72), významný podíl tvoří podzemní odtok z podložních svrchnokřídových vrstev. Drenáž těchto hlubších podzemních vod v povodí Žehrovky má dopad i na stavy hladin v hodnocených monitorovacích vrtech. I když se tedy jedná o mělké vrty, na průběhu jejich hladin se dobře odráží režim hlubšího proudění. Je to doklad toho, že stabilizační funkce toku Žehrovky v důsledku předpokládané úzké interakce hladiny v mělkých vrtech a hladiny v toku zde není tak výrazná jako v krystalinických povodích. Vrt Žďár má bázi v nadmořské výšce cca 236 m n.m., zatímco

přílehlý úsek Žehrovky je v cca 240 m n.m., vrt Příhrazy má bázi v nadmořské výšce cca 230 m n.m. a přílehlá část Žehrovky má cca 234 m n.m. Při hloubce obou vrtů cca 9 m, je tak jasné, že přímý vliv Žehrovky na hladiny ve vrtech je možný. Rozdíl hladin v obou případech činí jednotky metrů (hladiny ve vrtech jsou výš), je to tedy jasný doklad drenážní funkce vodoteče. Navíc je také dobře vidět, že vrt Žďár, který je situovaný ve větší blízkosti Žehrovky (cca 193 m) má rozkvy hladin menší (cca 2 m) ve srovnání s vrtem Příhrazy, umístěným ve vzdálenosti cca 900 m od toku, (kde byl zaznamenán rozkv hladin přes 3 m). Tento fakt lze interpretovat tak, že stabilizační funkce toku na hladinu okolní podzemní vody v kvartérních sedimentech se významně projevuje i zde. Vrtu situované v blízkosti povrchového toku mají menší rozkv hladin, a naopak u vrtů ve větší vzdálenosti se mohou významněji projevovat jiné vlivy (např. období sucha s většími poklesy hladin podzemní vody). Z Obr. 78 a Obr. 79 je dobře vidět projev suchého období na podzemních vodách, kdy voda v jednotlivých letech 2013-2019 postupně zapadala, a začala stoupat až v závěru období, jak začaly přibývat srážky.

Vrtu v krystaliniku (HGR 6320) Buzice na Lomnici a Čimelice na Skalici vykazují menší rozkolísanost stavů hladin (vrt Buzice asi 1,6 m a vrt Čimelice asi 1,8 m). Jde o vrtu mělké (Buzice 10,2 m, Čimelice 7,2 m), reprezentují tedy nejmělkčí proudění podzemní vody v kvartérním pokryvu krystalinických hornin, případně v jejich zvětralínovém plášti. Tento mělký kolektor je zcela závislý na srážkách, případně na hydraulické spojitosti s blízkým tokem. Na rozdíl od vrtů v povodí Žehrovky se vrtu nenacházejí v oblasti regionální drenáže, jde o horní části místních toků situované ve střední části rajonu, jehož hlavní drenážní bázi je údolí Vltavy východně odtud (asi 6 km od Čimelice a 18 km od Buzice). Na rozdíl od povodí Žehrovky zde proto nemůžeme očekávat významný podíl podzemního odtoku. Hladiny ve vrtech, které by nebyly opřeny o blízký vodní tok, by tak nesporně vykazovaly silné a rychlé kolísání hladin v důsledku změn srážek, jak je dobře známo z vrtů v blízkosti rozvodnic. Že tomu zde tak není, je jednoznačně zásluha situování vrtů ve větší blízkosti vodních toků (v případě Buzice asi 70 m s rozdílem výškových úrovní toku a místa vrtu cca 2-3 m, a v případě Čimelice asi 100 m s rozdílem výškových úrovní do 5 m). I zde lze ale vypořovat postupné prázdnění průlinově-puklinového kolektoru, jak sucho postupovalo v jednotlivých letech 2013-2019, byť ne tak výrazně a silně jako v povodí Žehrovky. Tento fakt lze vysvětlit účinnější stabilizační funkcí blízkých vodních toků – tyto monitorovací vrtu tedy mnohem více odrážejí vlastní situaci v mělkém přípovrchovém kolektoru s porční vodou (tedy vodou v bezprostředním hydraulickém spojení s povrchovou vodou v toku).

Odlišným hydrogeologickým podmínkám popsaným výše dobře odpovídají i rozdílné průběhy hladin podzemní vody ve vrtech, jak ukazují grafy na následujících obrázcích. Tlustší černou čarou je v grafu vyznačen průměr za sledované časové období.

Na první pohled je patrný pravidelný roční chod hladiny ve všech sledovaných vrtech. K největšímu doplnění zásob podzemních vod, a tedy k nejvyššímu nárůstu stavu hladin podzemních vod dochází během zimní oblevy v lednu a během jarního tání sněhových zásob v dubnu. Nejnížší průběh hladiny podzemní vody se projevuje pozdě v létě a na podzim.

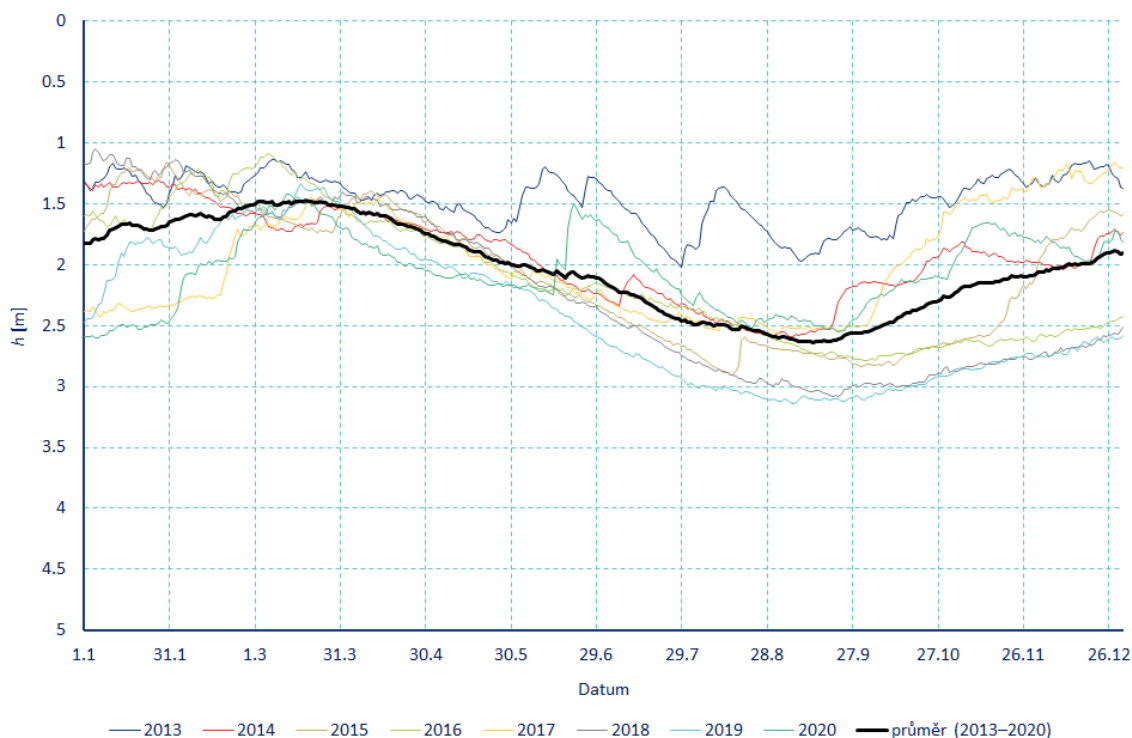
Rozdílné jsou průběhy hladin jak mezi dvěma vzájemně porovnávanými vrty v povodí Žehrovky, tak i při srovnání s hladinami ve vrtech v povodí Lomnice a Skalice. Hladiny z vrtu VP0642 (Žďár), nacházejícího se přímo u toku Žehrovky, vykazují mnohem menší rozkolísanost (v rozmezí od 1 m na jaře po cca 3 m na podzim, tj. amplituda 2 metry) než hladiny ve vrtu VP0643 (Příhrazy), který je od povrchového toku mnohem dále, a kde hladina na podzim klesá v suchých letech až na úroveň 4,25 m a amplituda činí o metr více, tj. 3 m.

Vrt blíže k toku vykazuje mnohem větší citlivost a propojenost s povrchovou vodou v toku Žehrovky než vrt vzdálenější.

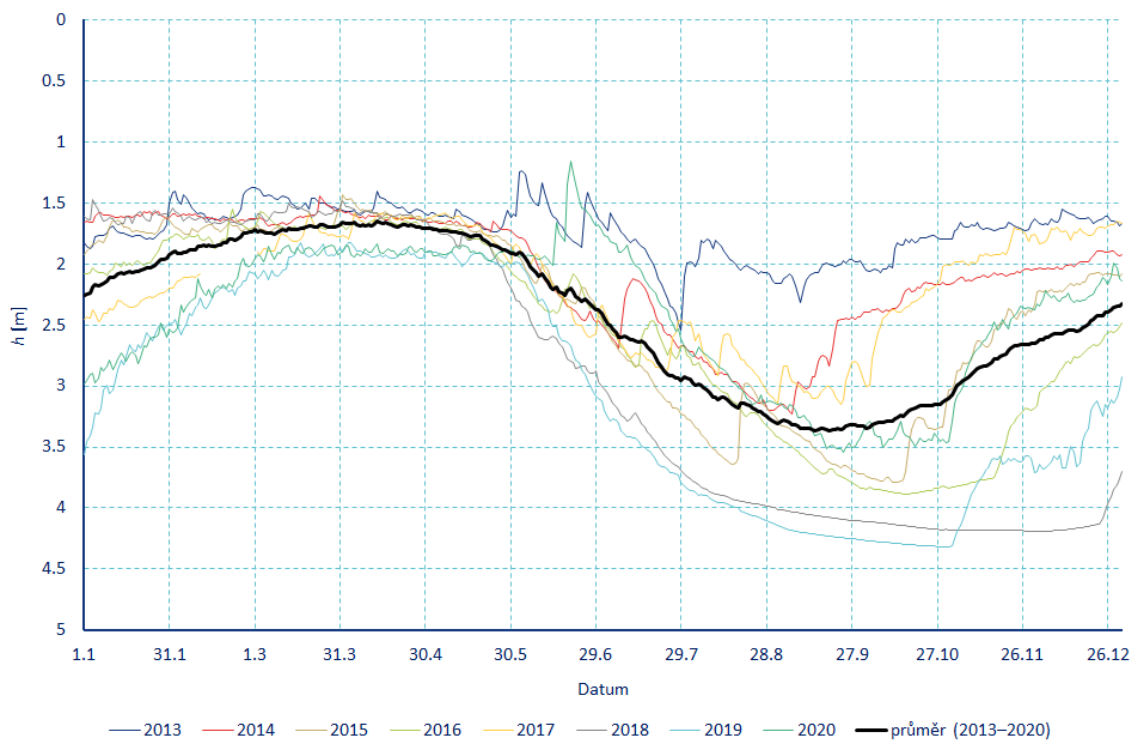
Hladiny ve vrtech Buzice a Čimelice mají výrazně plošší, méně rozkolísaný průběh během roku než u vrtů v povodí Žehrovky, amplituda se pohybuje okolo 1,5 m (rozdíl mezi maximální jarní hladinou a minimální podzimní).

Ve vazbě na režim minimálních průtoků v toku je zajímavá skutečnost, že ačkoliv má Žehrovka méně rozkolísaný odtok z povodí během roku než u Lomnice a Skalice, tzn. že během sušší části roku odtéká z povodí více vody (jak je patrné z analýzy M-denních průtoků), mělké vrty v povodí Žehrovky vykazují mnohem intenzivnější interakci a rozkolísanost hladiny, zejména v sušší polovině roku. A naopak, hladiny ve vrtech v povodí Lomnice a Skalice jsou vyrovnanější, přestože povrchový odtok z těchto dvou povodí je mnohem menší.

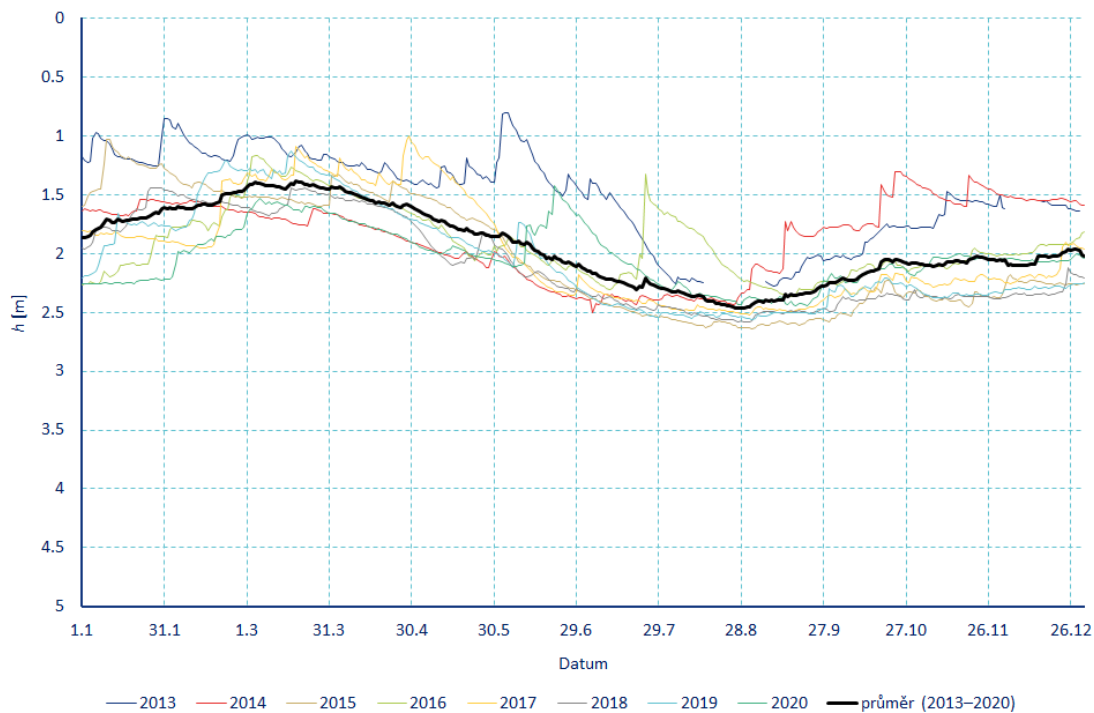
Jak je již vysvětleno výše, menší rozkolísanost průtoků Žehrovky ve srovnání s Lomnicí a Skalicí je způsobena větším podílem drenáže podzemní vody z hlubších svrchnokřídových kolektorů (a tedy vyšší hodnotou základního odtoku v daném území, které tvoří drenáž z HGR 4430), která je schopna částečně vyrovnávat průtoky v sušším období. Větší rozkolísanost vrtů v povodí Žehrovky je naopak způsobena jejich menší vazbou na povrchový tok, z důvodu větší vzdálenosti od toku (a více tak odrážející vzdálenější a regionálnější hydrogeologický režim podzemních vod), ve srovnání s vrty Buzice a Čimelice, jejichž hladiny jsou mnohem silněji stabilizovány blízkým tokem, přestože celkový i základní odtok z těchto povodí je menší.



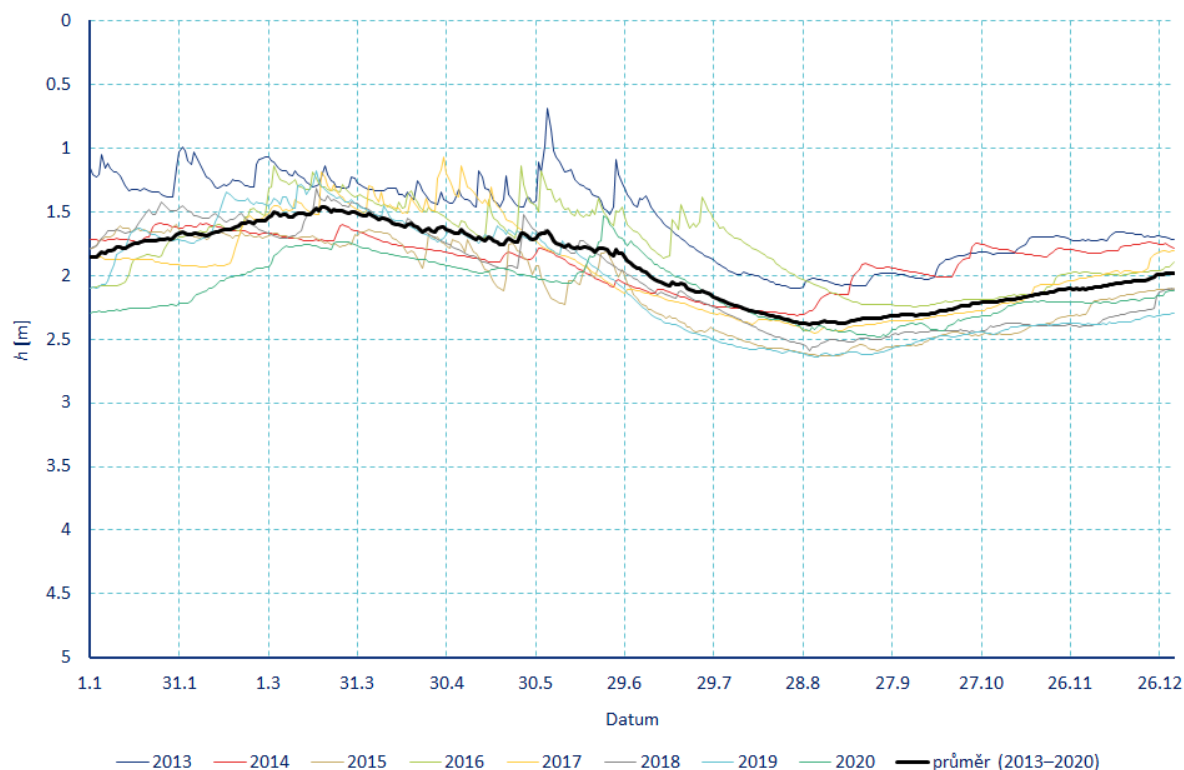
Obr. 78 Průběh průměrných denních stavů hladiny podzemní vody v mělkém vrtu Žďár (VP0642) v období 2013–2020



Obr. 79 Průběh průměrných denních stavů hladiny podzemní vody v mělkém vrtu Příhrazy (VP0643) v období 2013–2020



Obr. 80 Průběh průměrných denních stavů hladiny podzemní vody v mělkém vrtu Buzice (VP1127) v období 2013–2020



Obr. 81 Průběh průměrných denních stavů hladiny podzemní vody v mělkém vrtu Čimelice (Rakovice) (VP1131) v období 2013–2020

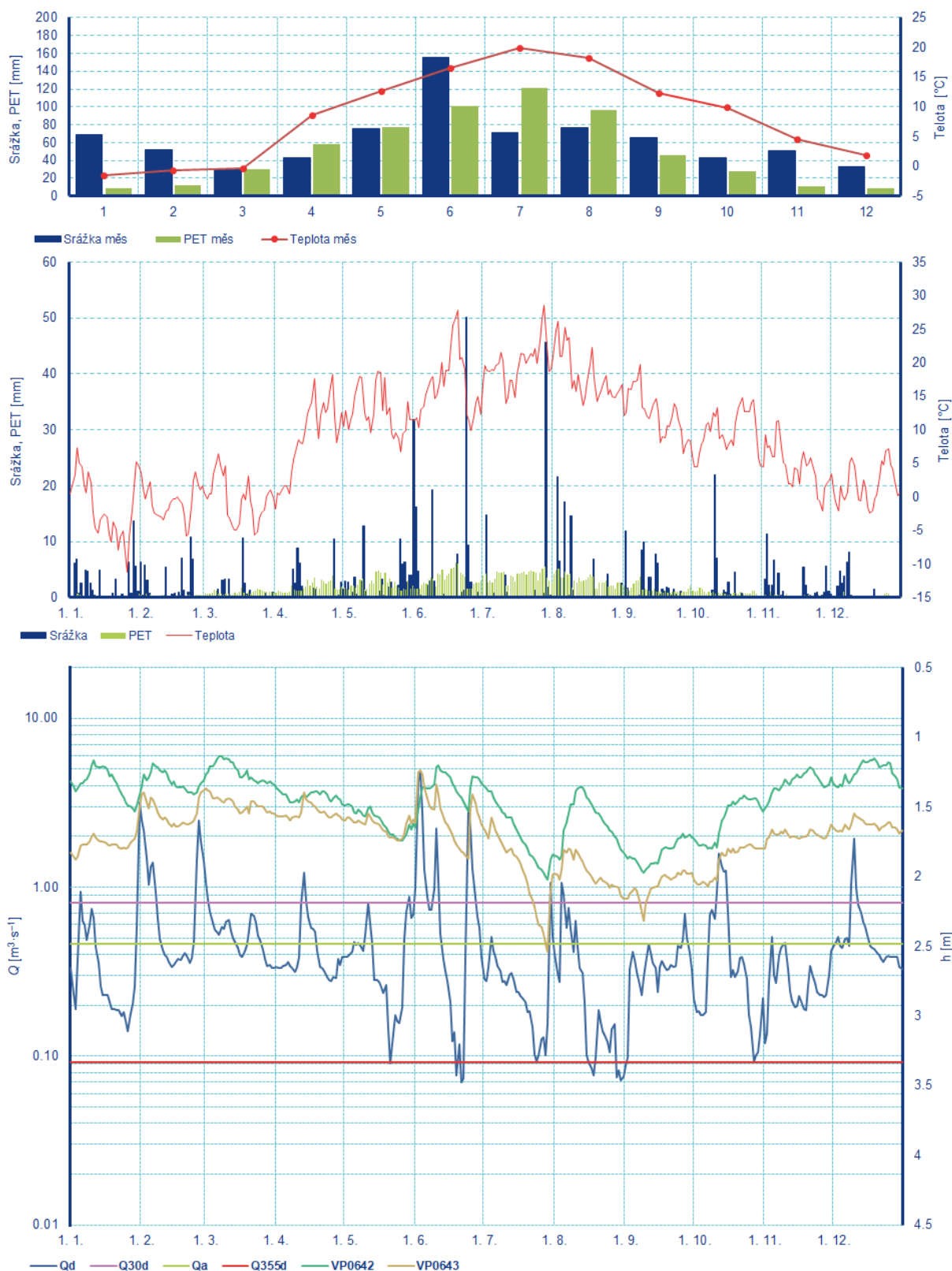
Interakci povrchové a podzemní vody ve vybraných povodích Žehrovky, Lomnice a Skalice ilustrují grafy na následujících šesti obrázcích (Obr. 82 až Obr. 87). Na nich jsou v horní třetině zobrazeny průběhy měsíčních úhrnů srážek, potenciální evapotranspirace a průměrných měsíčních teplot vzduchu. Graf uprostřed znázorňuje výše uvedené veličiny v denním kroku. Graf ve spodní části zobrazuje průběh průměrných denních průtoků v závěrové vodoměrné stanici povodí a odpovídající průběh průměrných denních stavů hladin podzemní vody v přilehlém mělkém vrtu (v povodí Žehrovky jsou to dva nejbližší vrty).

V grafech jsou uvedené průběhy veličin pro roky 2013 a 2019. Rok 2013 představuje srážkově i průtokově bohatý rok, kdy byla povodí nasycená srážkami v jarním období, což vyústilo při výrazných srážkách v povodně začátkem června. V roce 2019 vyvrcholila perioda suchého období, kdy byly průtoky i stavy v mělkých vrtech na svých dlouholetých minimech. V rámci projektu byla zpracována celá perioda 2013–2020.

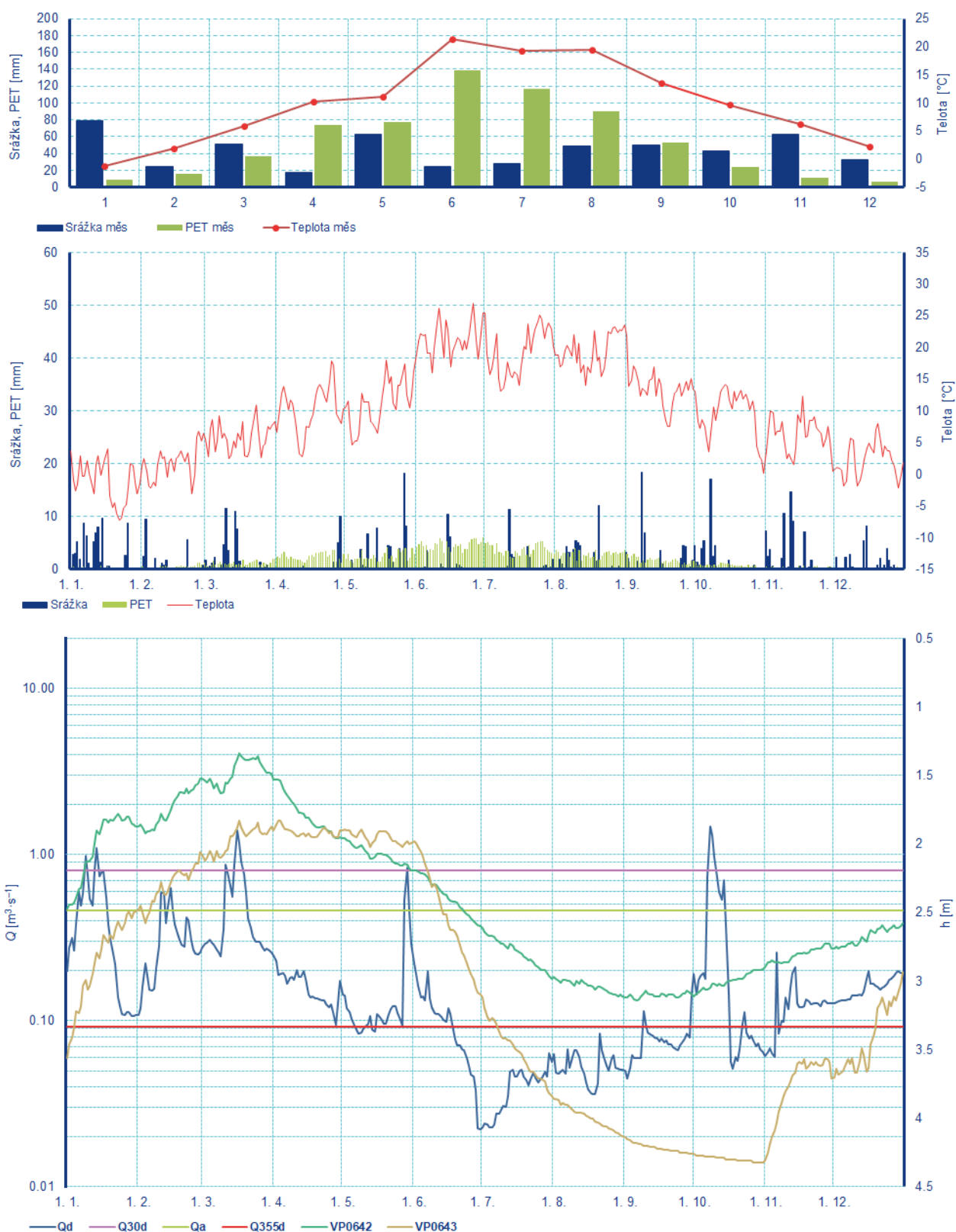
Bez viditelné odezvy na hladiny podzemní vody (očekávaný pokles hladiny ve vrtech) je vypouštění rybníka Žabakor v první polovině října roku 2019, kdy se pokles hladiny v rybníku vůbec neprojevil na poklesu hladiny ve vrtu Příhrazy. Na průběhu hladiny ve vrtu není patrný žádný výkyv v době těsně po vypouštění, naopak je zřetelný až nárůst hladiny začátkem listopadu. Podrobnější analýza proudění v kolektorech podzemní vody a hydraulické spojitosti s vodou povrchovou nebyla možná kvůli absenci pozorování stavu hladiny přímo na rybníku Žabakor. Jedná se tak pouze o zjednodušený pohled na danou problematiku, přesto lze ale uvést, že jde o další indicii již dříve vysvětleného faktu o menší vazbě hladin podzemní vody v monitorovacích vrtech v povodí Žehrovky na stav povrchových vod (jak toku Žehrovky, tak nádrže na ní). Rybník Žabakor je přes

svou velikost (přes 80 ha) poměrně mělký (průměrná hloubka je 1,5 m a v maximech u hráze dosahuje cca 3 m), jeho dopad na hydrologické poměry tedy je pouze povrchový, maximálně na nejmělkčí kvartérní zvodeň v jeho okolí. Reakci hladin podzemní vody lze tak očekávat jen maximálně v desítkách metrů v jeho okolí, nikoliv dále, to by muselo vypuštění rybníka trvat mnohem déle. Z porovnání vzdáleností a výškových úrovní (hladina vody z rybníce je kolem 234 m n.m., po vypuštění cca 232 m n.m., báze vrtu Příhrazy je cca 230 m n.m. (vzdálenost 1,2 km od okraje rybníka), báze vrtu Žďár je asi 236 m n.m. (vzdálenost od rybníka je 2,7 km) plyne nepravděpodobnost zaznamenání tohoto vlivu, který lze u vrtu Žďár zcela vyloučit (z důvodu vzdálenosti i výškové úrovně) a u vrtu Příhrazy je sice teoreticky možný (překryv výškových úrovní), ale kvůli vzdálenosti je také nepravděpodobný. Pravdou také je, že vypuštění rybníka znamená pokles hladiny jen o první jednotky metrů (maximálně 2-2,5 m), což není pokles, který by se na podzemních vodách projevoval do větších vzdáleností.

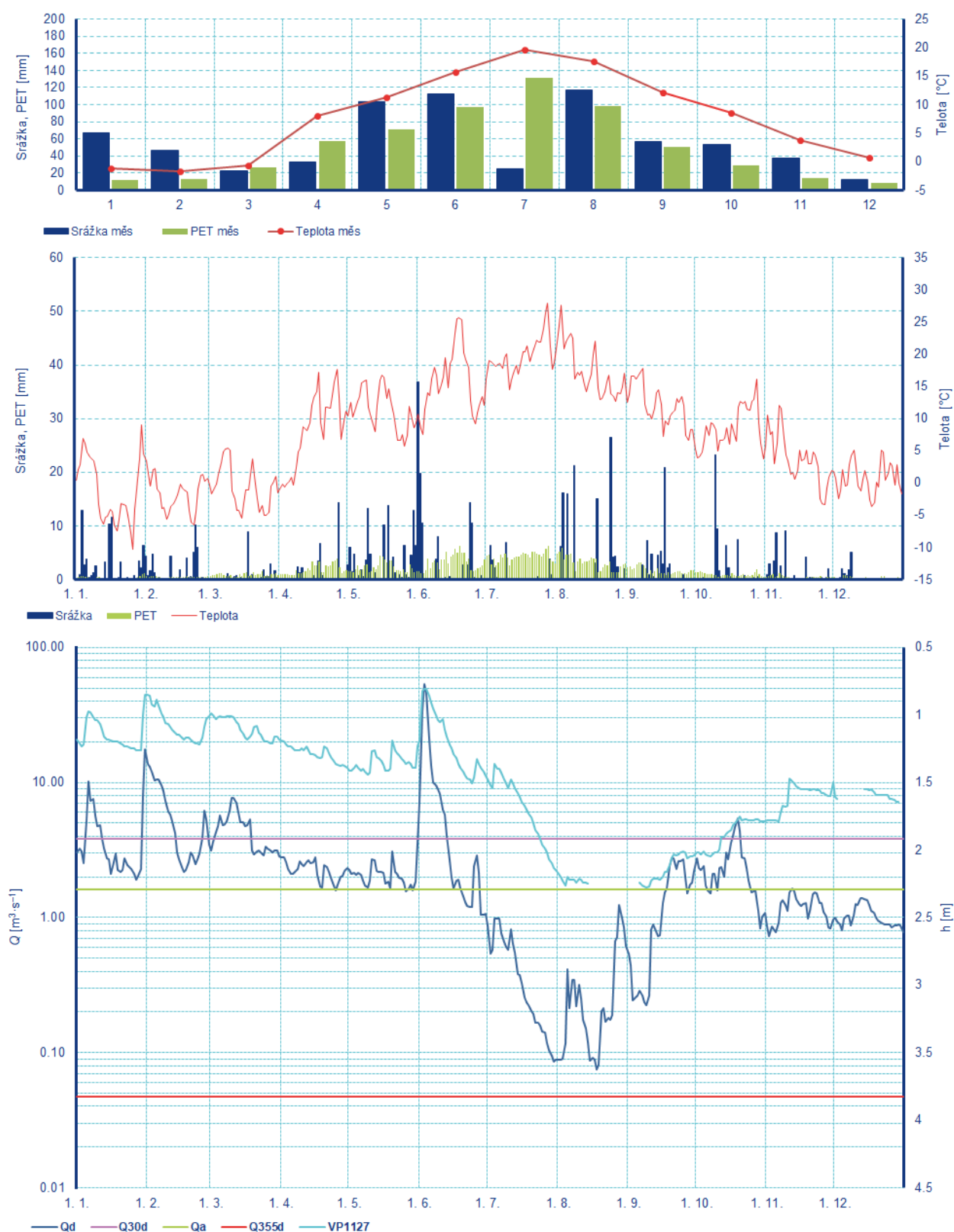
Podobně i u Lomnice byly zaznamenány zvýšené průtoky v podzimním období jak v roce 2013, tak v roce 2019, opět jde o důsledky vypouštění rybníků. Hladina podzemní vody v těchto případech mírně reagovala, což je opět doklad toho, že vrt Buzice je v úzké hydraulické spojitosti s vodním tokem (více než vrt v povodí Žehrovky, z důvodu větší blízkosti a jednoznačnějšího reprezentování kvartérních poříčních poměrů).



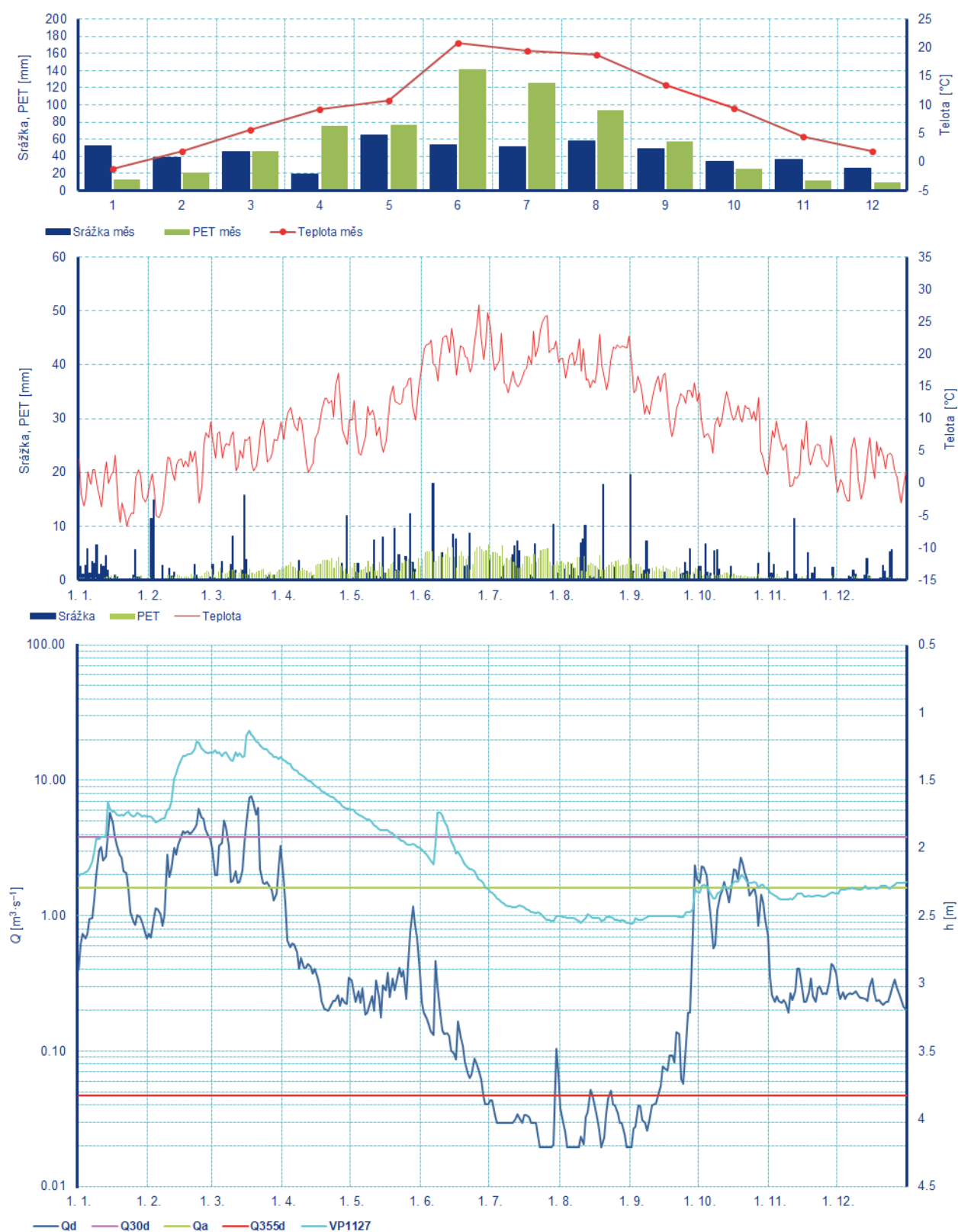
Obr. 82 Průběh srážek, teploty vzduchu, potenciální evapotranspirace, průměrných denních průtoků a průměrných denních stavů hladin v mělkých vrtech v povodí Žehrovky v roce 2013



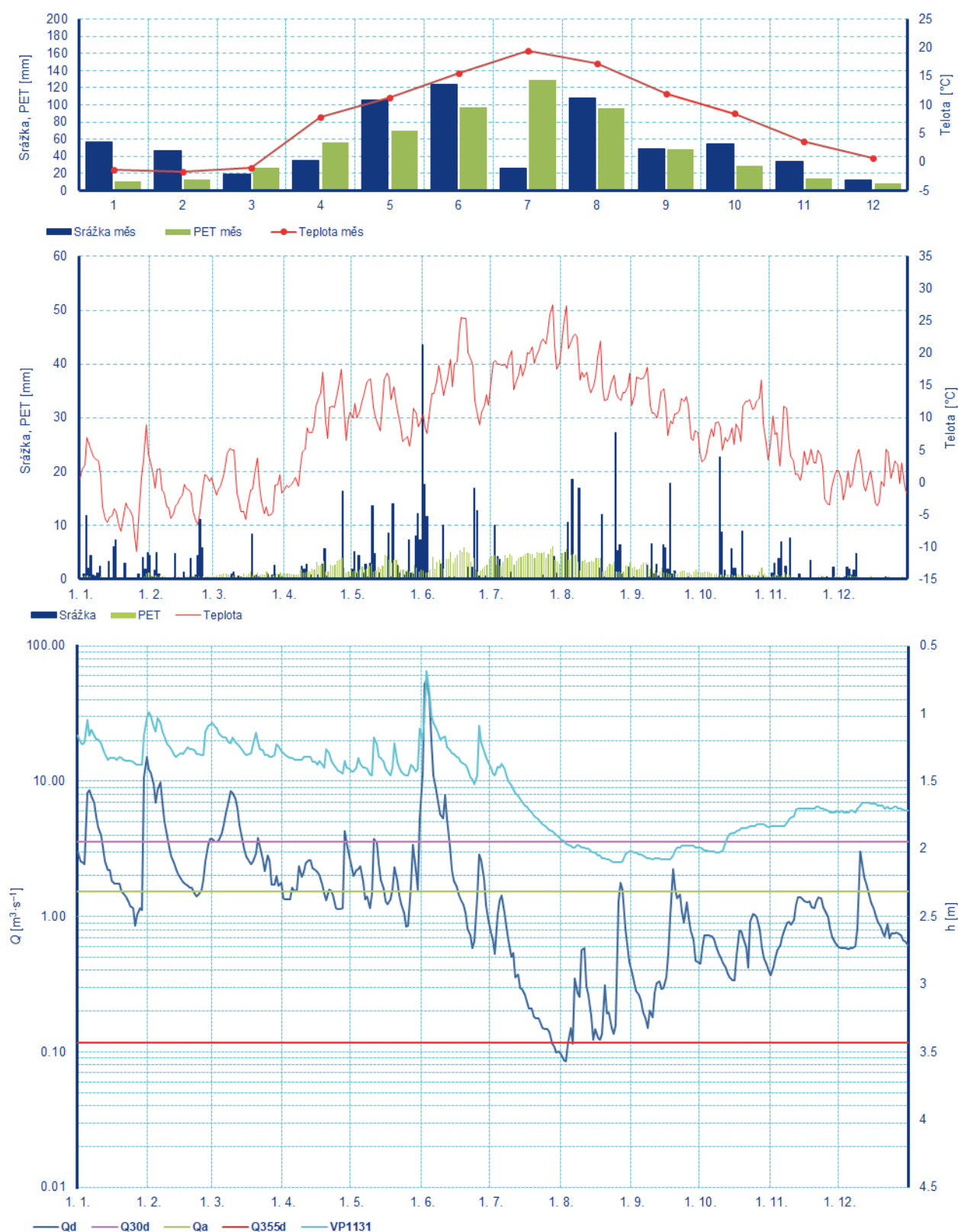
Obr. 83 Průběh srážek, teploty vzduchu, potenciální evapotranspirace, průměrných denních průtoků a průměrných denních stavů hladin v mělkých vrtech v povodí Žehrovky v roce 2019



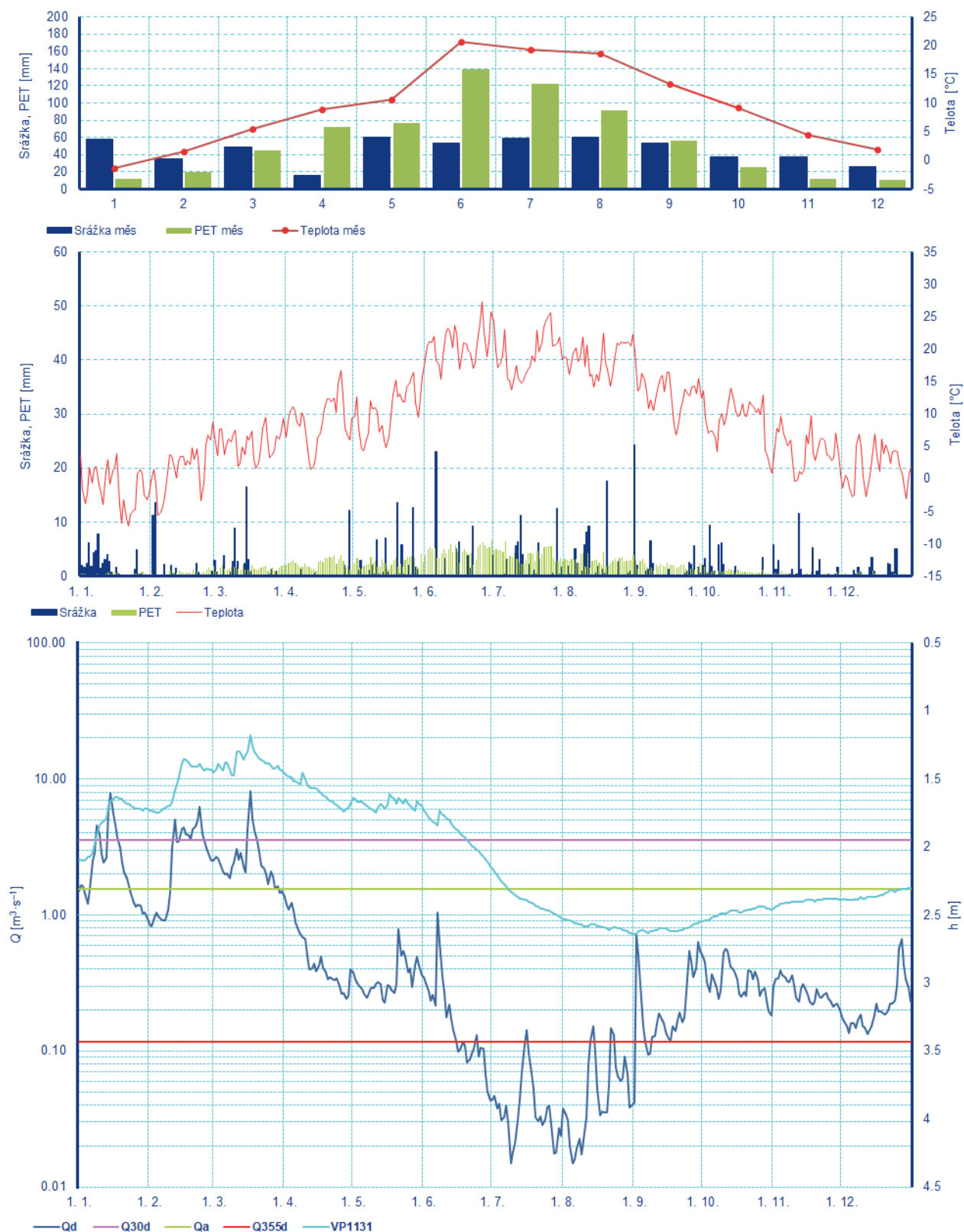
Obr. 84 Průběh srážek, teploty vzduchu, potenciální evapotranspirace, průměrných denních průtoků a průměrných denních stavů hladin v mělkých vrtech v povodí Lomnice v roce 2013



Obr. 85 Průběh srážek, teploty vzduchu, potenciální evapotranspirace, průměrných denních průtoků a průměrných denních stavů hladin v mělkých vrtech v povodí Lomnice v roce 2019



Obr. 86 Průběh srážek, teploty vzduchu, potenciální evapotranspirace, průměrných denních průtoků a průměrných denních stavů hladin v mělkých vrtech v povodí Skalice v roce 2013



Obr. 87 Průběh srážek, teploty vzduchu, potenciální evapotranspirace, průměrných denních průtoků a průměrných denních stavů hladin v mělkých vrtech v povodí Skalice v roce 2019

V roce 2013 byla zima bohatá na srážky a teploty se často pohybovaly v záporných hodnotách, mohly se tak vytvořit příznivé zásoby sněhu pro jarní dotaci podzemních vod. V průběhu vodního roku 2013 je jasně patrná hydraulická spojitost povrchové a podzemní vody, ve všech zkoumaných povodích. Hladiny v obou mělkých vrtech v povodí Žehrovky ukázkově reagují na zvýšení průtoků (v důsledku srážek) se zpožděním zhruba jednoho týdne, což lze dobře vysvětlit jednak větší vzdáleností do toku a jednak významným podílem drenáže podzemních vod, která relativně umenšuje vliv toku. Naopak vrty Buzice a Čimelice reagují mnohem rychleji (v daném měřítku grafu s neměřitelným zpožděním), téměř okamžitě na kolísání hladiny v toku, což je další doklad jejich mnohem užšího provázání s blízkým tokem. Během suchého období, jak ilustruje rok 2019, se interakce mezi povrchovou a podzemní vodou v povodí Žehrovky vytrácí, jednotlivé změny průtoků se na změnách hladin neprojevují, a u hladiny podzemní vody zůstávají jen základní sezónní pohyby (tedy jarní maxima a podzimní minima). V případě povodí Lomnice a Skalice lze závislost hladin podzemní vody na průtocích vysledovat i v suchých obdobích, byť je méně výrazná. Je to doklad, že i období sucha zůstávají tyto podzemní vody v dobrém hydraulickém vztahu s povrchovým tokem. Při zaklesnutí průtoků hluboko pod úroveň 355denního průtoku a jsou hladiny podzemní vody bez odezvy (dále neklesají, pravděpodobně se tu projevuje určitá stabilizační funkce nashromážděných zásob podzemní vody, které se v těchto extrémních případech jen omezeně odvodňují z důvodu zmenšujícího se hydraulického gradientu), a když v povrchovém toku následně dochází k zvětšení průtoku, je nárůst hladin podzemní vody jen pozvolný (to pravděpodobně ukazuje na fakt, že podzemní vod, i když jsou v hydraulické spojitosti s tokem - jsou primárně dotovány ze srážek, a že dotační funkce většinově drenážního toku se projevuje jen u opravdu zvýšených až povodňových průtoků).

Rok 2019 byl srážkově velmi chudý, což se projevilo výrazným zaklesnutím hladin podzemní vody, čímž vyvrcholilo několikaleté období sucha 2014-2019. Současně už od dubna do konce září převyšoval výpar významně úhrny srážek, a to ve všech třech sledovaných povodích, což mělo zásadní dopad na pokles průtoků i hladin.

3.8.3 Shrnutí

Studium interakce povrchové a podzemní vody je aktuálním tématem, zejména s ohledem na nedávné víceleté období sucha v České republice a s tím spojeným nedostatkem podzemních i povrchových vod. Na mnoha tocích byly pozorovány nejmenší průtoky za celé období pozorování, na mnoha vrtech byly sledovány poklesy hladin na minimální úroveň. Posouzení vlivu malých vodních nádrží na hladiny podzemní vody v rámci tohoto projektu by mělo mj. přispět k přesnějšímu posuzování vydávání vodoprávních rozhodnutí ohledně malých vodních nádrží. Výsledky analýzy pozorovaných dat ČHMÚ na vybraných lokalitách povodí Žehrovky, Lomnice a Skalice lze shrnout do následujících bodů:

- Nejvýraznější dopad na kolísání hladin v povrchových tocích i v mělkých vrtech mají atmosférické srážky, jejich dostatek nebo naopak nedostatek.
- Kolísání hladin podzemní vody mělkých vrtů dokumentujících kolektor kvartéru, resp. svrchní křídly v povodí Žehrovky (hydrogeologický rajon 4430 Jizerská křída levobřežní) je mnohem intenzivnější než kolísání hladin podzemní vody vrtů dokumentujících přípovrchový kolektor krystalinických hornin (hydrogeologický rajon 6320 Krystalinikum v povodí Střední Vltavy) včetně kvartérních sedimentů v povodí Lomnice a Skalice. Je to především odraz skutečnosti, že vrty v HGR 6320 jsou v užší hydraulické spojitosti s blízkým povrchovým tokem, z důvodu menší vzdálenosti, a také proto, že reprezentují čistě kvartérní poroční zvětrání mělké podzemní vody, která je s tokem ve velmi úzké vazbě. Naopak vrty v povodí Žehrovky v HGR 4430 – protože jsou umístěny v drenážní oblasti

svrchnokřídových vod, a navíc ve větší vzdálenosti od toku – mají významný podíl režimu tohoto hlubšího proudění, stabilizační funkce toku Žehrovky se na nich proto projevuje méně.

- Zásadní vliv na průběh hladin podzemní vody mají klimatické veličiny - srážky, teploty a evapotranspirace. Stav povrchových vod ovlivňuje hladiny podzemní vody jen v blízkosti vodních toků a nádrží.
- Dotace podzemní vody z malé vodní nádrže, případně z jiného útvaru povrchové vody, nastává především v závislosti na vodním stavu, významněji může probíhat jen za zvýšených až povodňových stavů. Za běžných a podprůměrných stavů je určující drenážní funkce útvaru povrchové vody (situace na všech třech hodnocených povodích). Důležitá je i vzdálenost (se vzdáleností od nádrže či toku vliv klesá, zvláště kratších epizod se změnou povrchové hladiny (např. vypuštění rybníka). Na množství mělkých podzemních vod může mít významný vliv i drenáž vod z hlubších kolektorů (a změny jeho režimu), jak bylo zjištěno v povodí Žehrovky (předpokladem tohoto vlivu je ale umístění lokality v regionální drenážní bázi hlubšího proudění). Tento vliv drenáže hlubších vod nebyl zaznamenán v lokalitách v HGR 6320, mj. i důvodu, že oblast hlavní drenáže hlubších puklinových vod tohoto rajonu leží dále na východ blíže údolí Vltavy. Proto je režim mělkých podzemních vod zde v mnohem užším vztahu s režimem toku.
- V extrémním a dlouhodobém suchém období může dojít k přerušení hydraulické spojitosti mezi povrchovou a podzemní vodou, jak je patrné z povodí Žehrovky, kdy hladina mělké podzemní vody výrazně zaklesne, omezí se drenážní funkce toku, a nedostatek vody v něm může zabránit i překlopení do dotační funkce toku. V krystaliniku jižních Čech na povodí Lomnice a Skalice je propojení povrchové a podzemní vody zřetelnější i v období sucha, kdy je stav hladin mělké podzemní vody prakticky výhradně závislý na stavu hladiny povrchové vody. Při zaklesnutí průtoků hluboko pod 355denní průtok již odezva hladiny v přilehlém vrtu není patrná, a nastává stav přerušení hydraulické souvislosti mezi povrchovou a podzemní vodou.
- Rozbor pozorovaných dat stavů podzemní vody v mělkých vrtech a průtoků v povrchových tocích potvrdil skutečnost, že hydraulická spojitost vody mezi vrtem a vodním tokem závisí výrazně nejen na vzdálenosti vrtu od toku, ale také na skutečnosti, zda se vrt nachází v území s odvodněním hlubších kolektorů (vztah je méně těsný, protože přestože je vrt mělký, odráží částečně i režim hlubšího proudění – povodí Žehrovky), nebo zda reprezentuje čistě kvartérní poříční vodu fluvialních náplavů (vztah je mnohem těsnější – povodí Skalice a Lomnice).

3.9 Dálkový průzkum Země jako podklad pro posuzování malých vodních nádrží

Dálkový průzkum Země (DPZ) je rychle rozvíjejícím se oborem, který se uplatňuje v řadě odvětví. Zahrnuje jak data pořizovaná senzory umístěnými na satelitech, tak data pořízená pomocí leteckých prostředků pilotovaných i nepilotovaných. Každý z obou uvedených způsobů má své využití s tím, že rozdíl spočívá především v rozsahu území, které je posuzováno, a v potřebné podrobnosti a přesnosti dat.

V rámci řešení projektu byly aktivity zaměřeny oběma směry, tedy jak na satelitní data, tak na data pořízená prostřednictvím nepilotovaných leteckých prostředků. Primárním účelem bylo posoudit, zda je možné tato data efektivně využít k detekci vlivu malých vodních nádrží na podzemní vodu v jejím okolí. Předpokladem bylo, že ovlivněním hladiny podzemní vody dochází i k ovlivnění půdní vody v přípovrchové vrstvě půdy, které by mohlo být identifikovatelné na datech DPZ. V tomto smyslu byla provedena řada analýz využívajících odrazivost povrchu v různých spektrálních pásmech. Konkrétně se jednalo o data ve viditelné části spektra, v blízkém infračerveném pásmu a termálním pásmu.

Výsledky provedených analýz sice vykazují některé očekávané projevy, jejich průkaznost však není natolik vysoká, aby bylo možné tento způsob posuzování vlivu malých vodních nádrží na hladinu podzemní vody doporučit bez dalšího podrobného výzkumu k rutinnímu nasazení. Vybrané analýzy jsou prezentovány v následující části této kapitoly.

3.9.1 Využití indexů odvozených ze satelitních dat

Na základě průběžně zajišťovaných satelitních snímků bylo provedeno zpracování prostorových vrstev vybraných indexů. Satelitní snímky byly zpracovávány za celé období řešení projektu. Konkrétně byly pro scény, které byly zejména s ohledem na oblačnost použitelné, zpracovány následující indexy:

- NDVI
- NDVI_{re}
- NDWI
- GLI
- GCL

Podrobný popis indexů je ve zprávě k výsledku 5 tohoto projektu (typ výsledku O, Analýza malých vodních nádrží na základě dat DPZ). Vrstvy se zpracovaným prostorovým rozložením hodnot indexů jsou uloženy v geodatabázi na pracovišti ČVUT. Pro potřeby dalších analýz byly zpracovány průměrné hodnoty indexů v transektech v okolí obou dlouhodobě sledovaných nádrží (Vavřinec a Mrštín). Transekty jsou tvořeny na sebe navazujícími polygony o rozloze 100 x 100 m. Pro další analýzy byla zvolena lokalita rybníka Vavřinec (Obr. 88).

Pro jednotlivé polygony byly z použitelných scén zpracovány průměrné hodnoty indexů, jejich minima, maxima, módy a mediány. Pro posouzení těchto hodnot byla provedena jejich vizualizace. Analýzy byly prováděny s cílem potvrdit hypotézu, že díky vzduší hladiny vody v nádržích dochází ke zvýšení hladiny vody v okolním prostředí, které se projeví zvýšenou dostupností vody pro rostliny v blízkosti nádrže a následně vyššími hodnotami vegetačních indexů. Je zřejmé, že tento jev se může projevit v obdobích chudých na srážky, kdy nedochází k sycení půdního profilu infiltrovanou vodou ze srážek. Alternativní hypotéza je taková, že zvýšení hladiny podzemní vody doprovázené vyšší dostupností vody pro rostliny není prostřednictvím

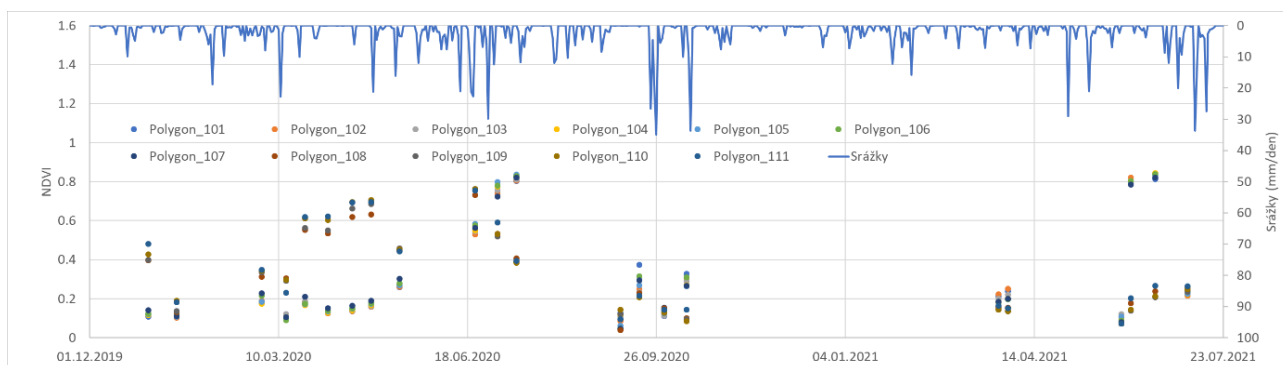
vegetačních indexů stanovených na základě satelitních dat prokazatelné. Zmiňovaný efekt lze předpokládat v místech, kde není hladina podzemní vody příliš hluboko pod povrchem terénu.



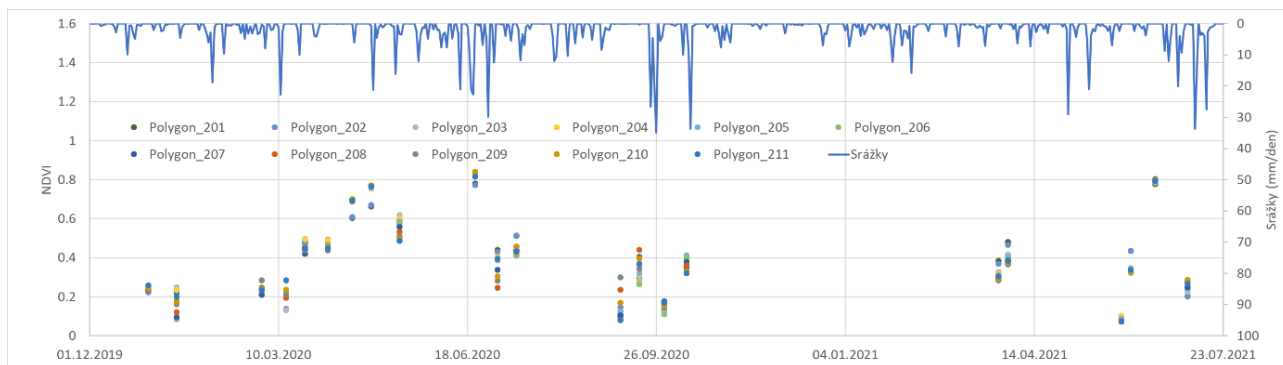
Obr. 88 Transekty v lokalitě Vavřinec.

V průběhu řešení projektu byla postupně shromažďována satelitní data pro zájmové lokality. Tato data byla zpracována do podoby vegetačních indexů v jednotlivých transektech ve všech časových oknech, kdy byly satelitní snímky použitelné (především z důvodu absence oblačnosti zakrývající scénu). Na základě takto zpracovaných dat byly vytvořeny časové řady indexů, které bylo možno porovnat. Tyto časové řady pro lokalitu rybníka Vavřinec jsou znázorněna na Obr. 89 až Obr. 92.

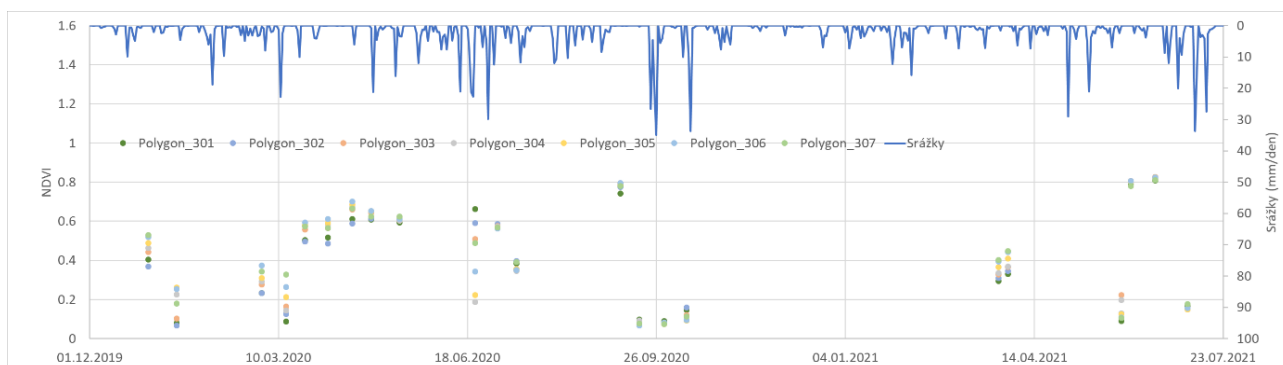
Jev popsáný v předešlém odstavci byl sledován pomocí časových řad hodnot zpracovaných indexů pro jednotlivé polygony tvořící transekty. Pro potřeby analýzy byly vybrány transekty s plodinově relativně homogenním vegetačním krytem, aby nedošlo ke zkreslení prostřednictvím odlišných hodnot pro různé druhy vegetace a plodin.



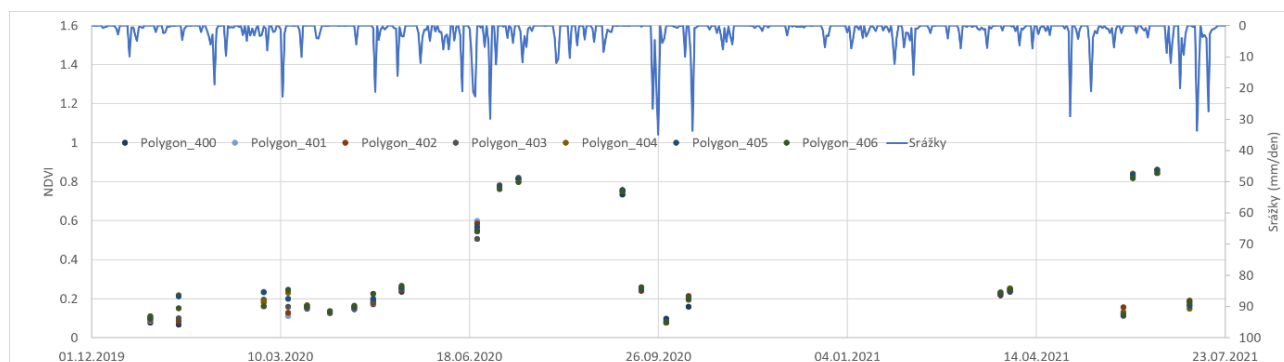
Obr. 89 Průběh hodnot NDVI pro jednotlivé polygony v transektu 100 na pravém břehu rybníka Vavřinec.



Obr. 90 Průběh hodnot NDVI pro jednotlivé polygony v transektu 200 na pravém břehu rybníka Vavřinec.

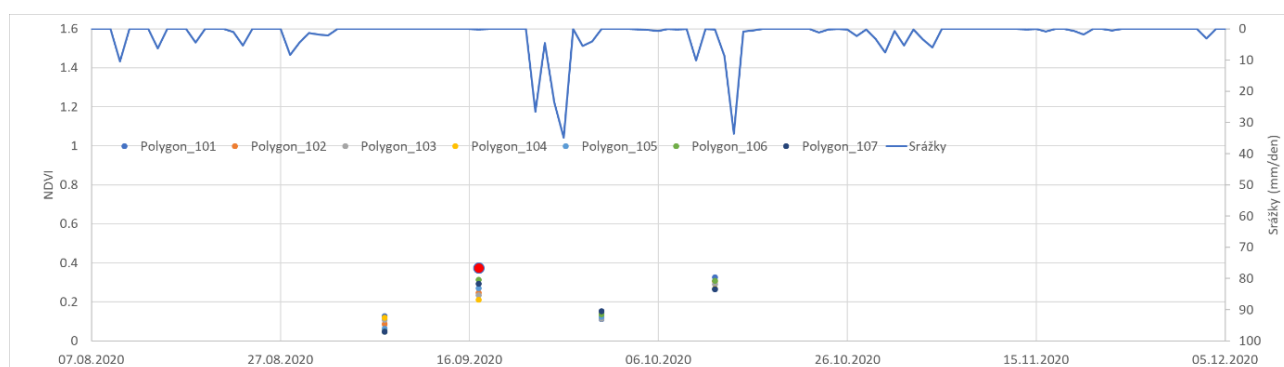


Obr. 91 Průběh hodnot NDVI pro jednotlivé polygony v transektu 300 na levém břehu rybníka Vavřinec.



Obr. 92 Průběh hodnot NDVI pro jednotlivé polygony v transektu 400 na levém břehu rybníka Vavřinec.

Časové řady hodnot NDVI pro jednotlivé transekty v lokalitě Vavřinec ukazují, že hodnoty indexu nejsou v řešených časových oknech v rámci jednotlivých transektů příliš rozptýleny. Výjimku tvoří transekt 100, u kterého však jsou hodnoty v některých oknech rozdílné a seskupené kolem dvou hodnot, což je způsobeno skutečností, že transekt je veden přes dva různé půdní celky, na nichž byly odlišné plodiny. Celkově je s ohledem na znázorněné hodnoty průběhu indexů možno konstatovat, že vliv blízkosti vodní nádrže na stav vegetace není příliš výrazný, alespoň ve vztahu k hodnotám vegetačního indexu NDVI. Pro posouzení tak bylo nutno zajištěná data analyzovat detailněji. Předně byly identifikovány periody chudé na srážky. Takových období se ve sledované periodě vyskytlo několik, bylo však nutno vyloučit období, kdy nebyla k dispozici satelitní data, případně zimní období, ve kterém je využití vegetačních indexů na zemědělské půdě nevhodné. Při bližším zkoumání dat byla identifikována perioda 3. – 22.9.2020, v jejímž průběhu se vyskytlo pouze zanedbatelné množství srážek. V průběhu této periody byla zachycena scéna (17.9.2020), kterou bylo možno využít pro zpracování hodnot NDVI. Hodnota indexu je v tomto časovém okně znatelně odlišná pro polygon nacházející se nejbližší vodní nádrži polygon_101 ($NDVI = 0.373$) od hodnot indexu pro polygony nacházející se dále na svahu ($NDVI = 0.207$ až 0.314). Uvedený jev je zvýrazněn na Obr. 93. Tato skutečnost koresponduje se zjištěním, že vliv hladiny vody v nádrži na hladinu podzemní vody v tomto území nemá dosah dále než k vrtu 17, který se nachází na rozhraní polygonů 101 a 102.



Obr. 93 Zvýraznění odlišné hodnoty NDVI pro polygon nejbližší k nádrži v transektu 100.

3.9.2 Posouzení vztahu mezi satelitními daty, daty pořízenými UAV a kontaktně měřenými daty

V lokalitě rybníka Starý u Krče byla v dubnu 2020 realizována krátkodobá kampaň zaměřená na stanovení složek hydrologické bilance během vypouštění za účelem výlovu. V průběhu kampaně byl realizován nálet s využitím multispektrální kamery MicaSense RedEdge-M instalované na nosiči Phantom 4 Pro (Obr. 94).

Nálet byl 10.4.2020 realizován v podhráží, ve kterém byly patrné známky průsaku pod tělesem hráze – zamokřená místa při patě vzdušného líce hráze (Obr. 95). Z toho důvodu bylo možno předpokládat, že tato místa budou patrná i na datech DPZ. Mimo to bylo žádoucí posoudit, jaký je vztah mezi satelitními a daty pořízenými prostřednictvím senzorů s obdobným spektrálním rozlišením osazených na bezpilotních prostředcích. Pro potřeby analýzy pak bylo samozřejmě nutno krom dat DPZ zajistit i pozemní měření vlhkosti.



Obr. 94 Multispektrální kamera MicaSense RedEdge-M instalovaná na nosiči Phantom 4 Pro.

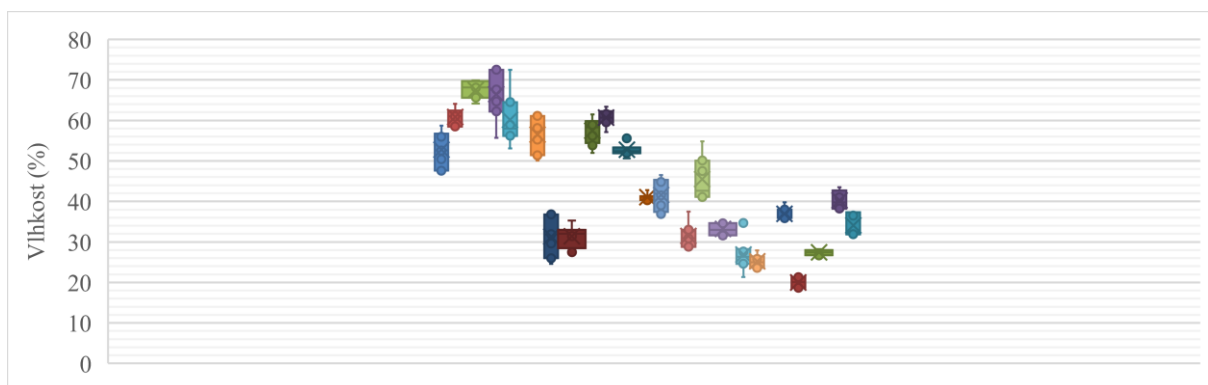


Obr. 95 Prostor podhráží rybníka Starý u Krče s vyznačením převlhčených míst.

3.9.2.1 Data

3.9.2.1.1 Data pozemního měření vlhkosti

V termínu realizace náletu multispektrální kamerou bylo provedeno pozemní měření půdní vlhkosti senzorem ThetaProbe ML3 se zobrazovacím zařízením HH2. V prostoru náletu bylo měření realizováno tak, že v každém bodě bylo provedeno sedm až osm vpichů vlhkostního čidla v prostoru o průměru cca 1 m. Každá změřená hodnota byla zapsána a následně byla zaměřena poloha pomocí geodetické GPS. Tímto způsobem bylo v podhráží změřeno celkem 23 bodů. Z měřených dat byly následně pro jednotlivé body stanoveny průměrné hodnoty a další statistiky (Obr. 96). Výsledky kontaktního měření vlhkosti povrchu půdy prokázaly značně vyšší hodnoty v blízkosti paty vzdušního líce hráze, jak je patrné z mapy na Obr. 97.



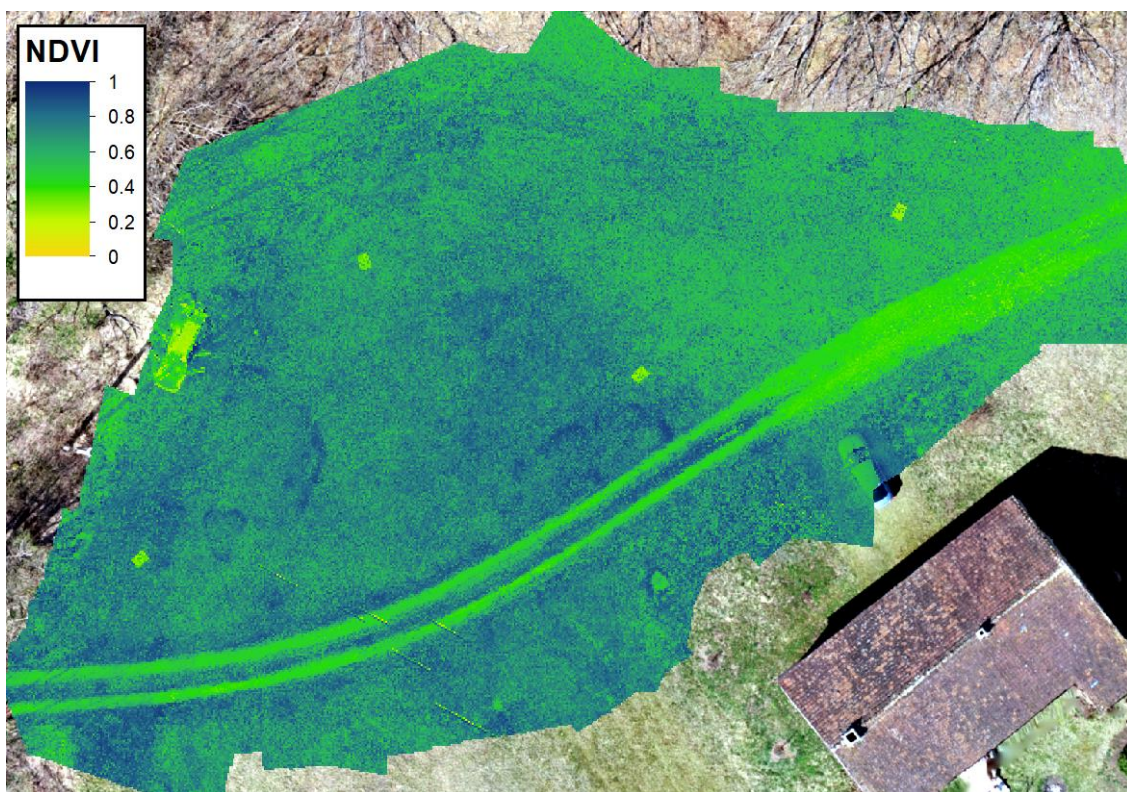
Obr. 96 Měřené hodnoty vlhkostí v podhráží rybníka Starý u Krče.



Obr. 97 Body kontaktního měření vlhkostí a jejich průměrné hodnoty v podhráží rybníka Starý u Krče.

3.9.2.1.2 Data pořízená multispektrální kamerou

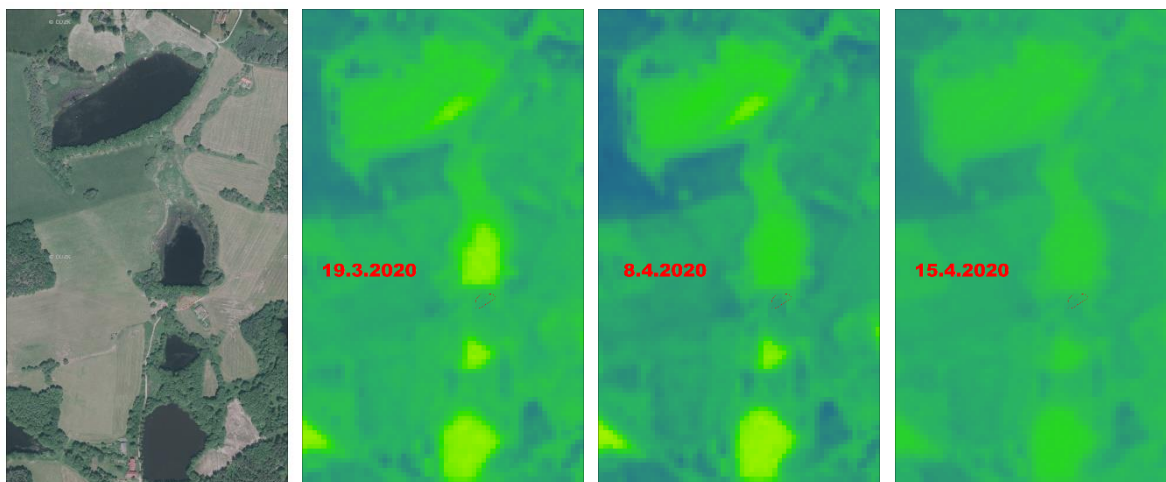
Nálet multispektrální kamerou byl realizován kolem poledne, což je v případě pořizování tohoto typu dat žádoucí s ohledem na úhel dopadajících slunečních paprsků. Pro potřeby reference náletu byly použity 4 vlíčovací body rozmístěné tak, aby pokryly celou zájmovou plochu. Let byl realizován ve výšce 12 m nad snímaným povrchem tak, aby bylo dosaženo pokud možno co nejvyššího rozlišení výsledné vrstvy. Nasnímání bylo provedeno z celkem 295 pozic nad zájmovou plochou. Pořízené snímky o pěti kanálech (červená, zelená, modrá, RedEdge, NIR) byly fotogrammetricky zpracovány v prostředí Agisoft Metashape. Ještě v tomto prostředí byl proveden výpočet NDVI na základě hodnot odrazivosti v červeném a NIR pásmu. Vrstva s hodnotami NDVI a rozlišením 0.1 m byla následně exportována pro další zpracování v prostředí ArcGIS (Obr. 98).



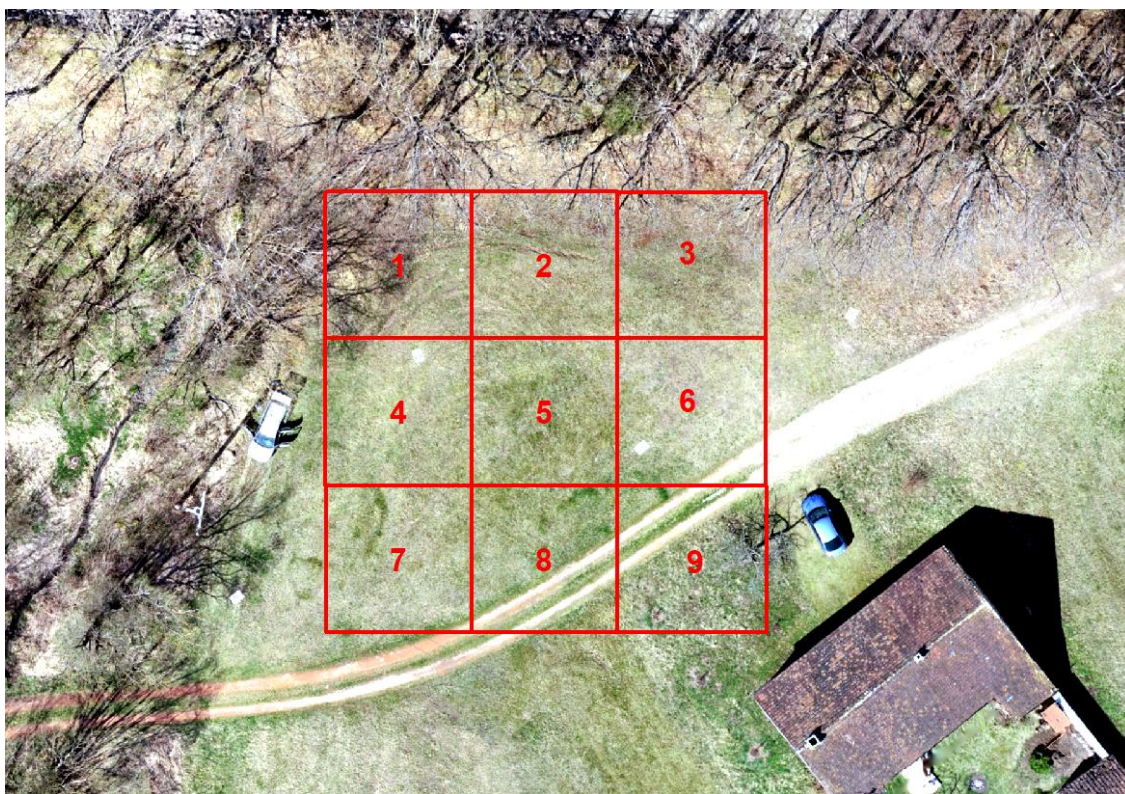
Obr. 98 Vrstva hodnot NDVI v prostoru podhrází rybníka Starý u Krče.

3.9.2.1.3 Satelitní data

Pro potřeby analýz byla s ohledem na dostupnost a podrobnost vybrána data z družice Sentinel. V období realizace kampaně byly k dispozici scény z 19.3.2020, 8.4.2020 a 15.4.2020 (Obr. 99). Tato družicová data mají rozlišení 10 m. Vzhledem k tomu, že cílem bylo srovnání s daty pořízenými prostřednictvím UAV a kontaktním měřením na povrchu, bylo z vrstev NDVI zpracovaných na základě družicových dat vybráno celkem 9 pixelů, které měly dostatečný překryv s ostatními daty. Pro těchto 9 pixelů o rozměrech 10 x 10 m byly vykresleny polygony. Polygony jsou znázorněny na plánu na vyobrazení podhrází na Obr. 100.



Obr. 99 Vrstvy NDVI ze scén z 19.3., 8.4. a 15.4. 2020.

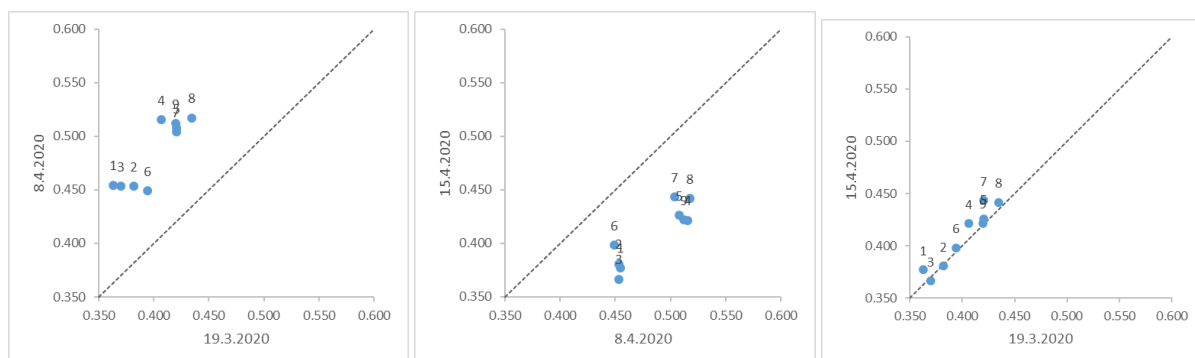


Obr. 100 Polygony vykreslené s ohledem na buňky vrstev založených na datech z družice Sentinel.

3.9.2.2 Analýzy

Data zajištěná pro lokalitu Starý u Krče byla použita pro řadu analýz zaměřených na vztah mezi jednotlivými datovými zdroji a samozřejmě také na posouzení mezi vlhkostí a odrazivostí, potažmo dat z ní odvozených.

V první řadě byla provedena analýza toho, zda je prostorové rozdělení hodnot NDVI v rámci analyzované plochy konzistentní či ne. To bylo provedeno porovnáním hodnot NDVI pro každou buňku mezi jednotlivými scénami (Obr. 101).



Obr. 101 Vzájemné srovnání hodnot NDVI pro jednotlivé termíny zachycené satelitními scénami.

Výsledky porovnání hodnot z jednotlivých satelitních scén ukazují, že distribuce indexu je víceméně konzistentní, tj. že buňky s vysokými hodnotami indexu jej vykazují v průběhu celého období a buňky s nízkými hodnotami taktéž. Detailnější pohled na vzájemná porovnání ovšem naznačuje, že paradoxně je nejlepší shoda mezi daty na počátku a na konci sledovaného období. Výsledky indikují celkově vyšší hodnoty NDVI v prostředním období (8.4.2020), které koresponduje s termínem konání náletu s využitím UAV.

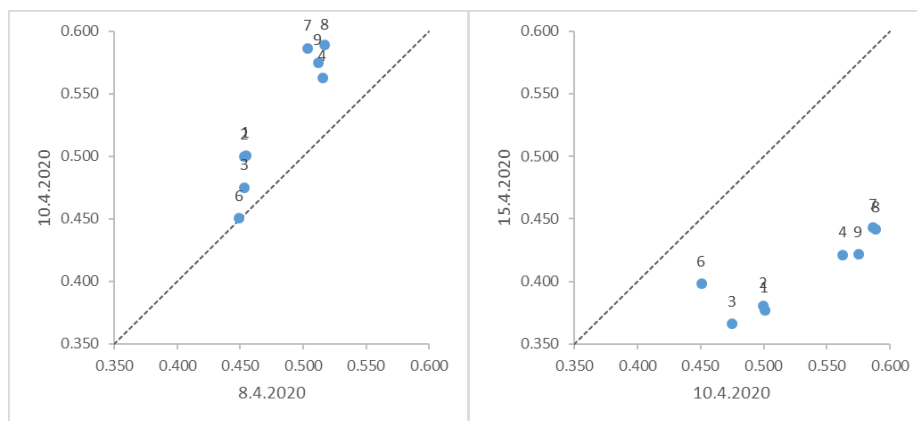


Obr. 102 Denní srážky ve stanici Paseky a termíny pořízení prostorových dat.

Za jeden z možných důvodů výkyvu hodnot NDVI pro scénu z 8.4.2020 bylo uvažováno ovlivnění předchozími srážkami. Z toho důvodu byly termíny náletů konfrontovány se srážkovými úhrny naměřenými v předemném období a po něm naměřenými ve stanici Paseky nacházející se 4,5 km SV od zájmové lokality. Ze srážkových dat však vyplývá, že před termíny první i druhé satelitní scény byly srážky poměrně nízké v řádu jednotek mm za předchozích 10 dní, zatímco před termínem poslední uvažované scény se vyskytla srážka vydatnější o celkovém úhrnu přes 10 mm (viz Obr. 102). Ovlivnění hodnot NDVI předchozími srážkami se tak nezdá jako příliš pravděpodobné.

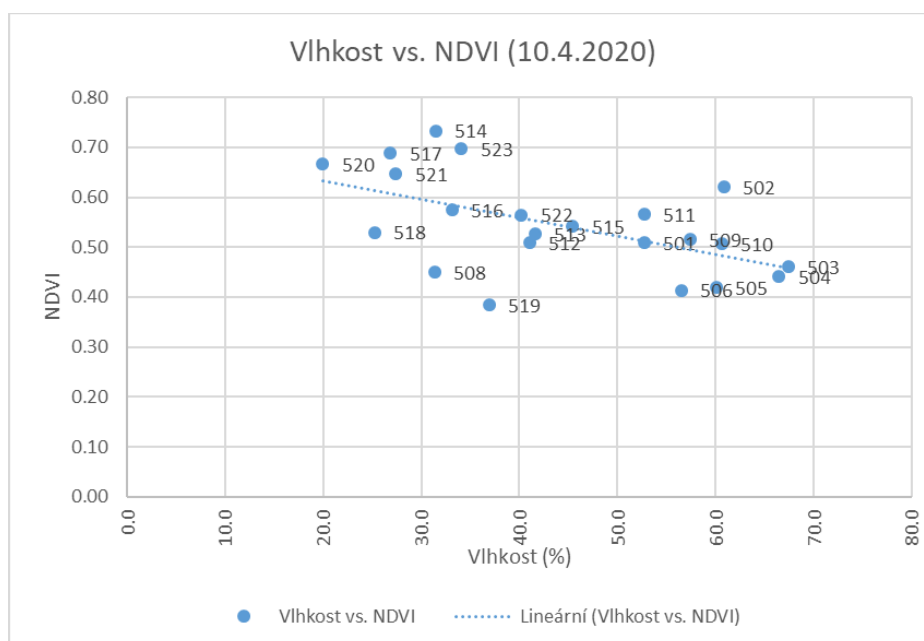
V dalším kroku byly konfrontovány hodnoty NDVI pro data zajištěná prostřednictvím UAV a pro nejbližší satelitní scény (8.4.2020 a 14.4.2020). Porovnání bylo prováděno opět v rámci jednotlivých čtverců odpovídajících pixelům satelitních scén, přičemž pro data pořízená prostřednictvím UAV byly v těchto

čtvercích stanoveny průměry. Výsledky porovnání (viz Obr. 103) indikují nárůst hodnot NDVI mezi 8.4. (satelit) a 10.4. (UAV) a následný pokles mezi 10.4. (UAV) a 15.4. (satelit).



Obr. 103 Vzájemné srovnání hodnot NDVI pro data pořízená s využitím UAV a nejbližší termíny zachycené satelitními scénami.

V posledním kroku bylo provedeno porovnání hodnot NDVI získaných prostřednictvím UAV s hodnotami naměřených vlhkostí dne 10.4.2020 (Obr. 104). Toto porovnání bylo provedeno na základě průměrných hodnot NDVI z kruhů o průměru 1 m v místech bodových měření vlhkostí. Porovnání těchto hodnot naznačuje, že mezi vlhkostí a hodnotami NDVI je jistý vztah, ten však není příliš těsný, jak vyplývá z grafického znázornění hodnot.



Obr. 104 Vzájemné srovnání hodnot NDVI a vlhkostí povrchu půdy získaných kontaktním měřením.

Krom velmi malé těsnosti vztahu mezi hodnotami vlhkosti a indexu NDVI je třeba upozornit ještě na jednu skutečnost. Jedná se o negativní závislost mezi posuzovanými veličinami. Z definice indexu NDVI by měla

být závislost pozitivní, protože vyšší vlhkost půdy by měla díky větší dostupnosti vody pro rostliny zapříčinit vyšší hodnotu indexu (rostliny by měly být „zelenější“). Důvod opačné závislosti v tomto případě spočívá nejspíše ve skutečnosti, že měření bylo prováděno na jaře, kdy byl vegetační kryt teprve v počátečních fázích růstu a zakrýval pouze menší část povrchu.

3.9.3 Posouzení vztahu mezi radiometrickými daty a kontaktně měřenými vlhkostmi pro lokalitu Vavřinec

Za účelem ověření použitelnosti termokamery ve stanovování zamokřených lokalit byl dne 9.10.2020 zemědělský pozemek v těsné blízkosti Vavříneckého rybníka. Pozemek byl dříve téhož dne zkulturnován do stavu předseťové přípravy s relativně hladkým povrchem. Tato skutečnost umožnila testování poměrně homogenní plochy bez vlivu vegetace. Celkem 3 testovací nálety s termální kamerou probíhaly po západu slunce za konstantní meteorologické situace. Nálety byly doplněny kalibračním kontaktním měřením teplot i vlhkostí a rovněž UAV náletem (Phantom 4 PRO) pro podrobný fotogrammetrický RGB monitoring a pro tvorbu podrobného modelu povrchu (Najman, 2021).

3.9.3.1 Data

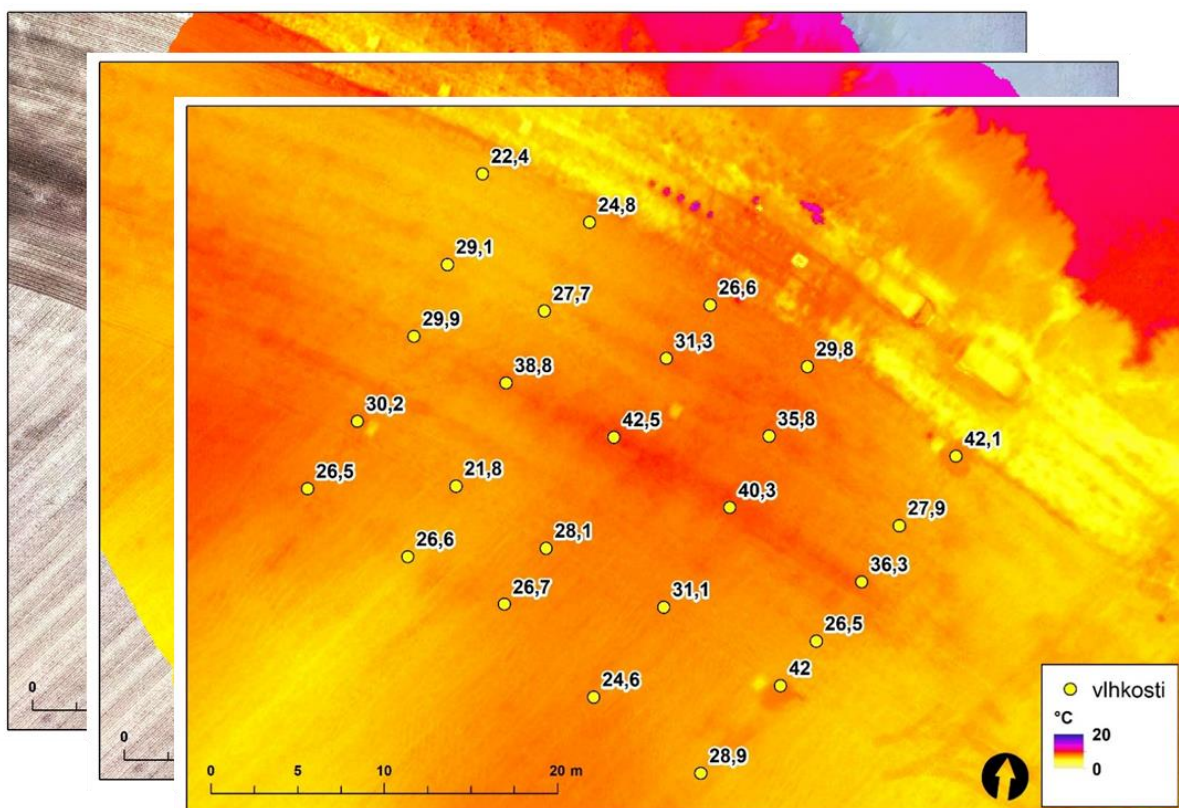
K radiometrickému měření byla využita termokamera TIM450 od společnosti Optris na UAV nosiči TAROT X6. Jedná se o průmyslovou kameru s tepelným detektorem FPA (nechlazený – 25 x 25 μm) o pixelovém rozlišení 382 x 288. Radiometrické snímání dokáže zachycovat teploty v rozsahu -20 až 900 °C s frekvencí až 80 snímků za vteřinu. Přesnost měření zařízení je uváděna $\pm 2^\circ\text{C}$ nebo $\pm 2\%$.

Závislost vývoje povrchové teploty na množství obsažené vody ve svrchní části půdního prostředí je prokázána v řadě publikací. Qiu (2006) dokázal, že za přítomnosti optimálních scénářů může v ranních a odpoledních periodách existovat dokonce lineární vztah půdní vlhkosti a gradientu povrchové teploty. Ten je ovšem závislý na vegetačním krytu, vlastnostech půdy apod. Pokud je ale na základě tepelného vývoje povrchu zapotřebí zjistit distribuci vlhkosti v ploše, je třeba znát povrchovou teplotu celé zájmové oblasti v jeden daný moment. Jestliže je využívána termografie v oblasti přírodních povrchů, kde jsou proměnlivé podmínky, je přesné stanovení velice obtížné. Pokud se zaměříme pouze na vliv atmosférických podmínek a vzdálenost snímače, můžeme na základě provedených pokusů potvrdit nezanedbatelné dopady na stanovení povrchové teploty. Jestliže je míra těchto vlivů známá, je možné v případě snímání homogenních ploch tyto vlivy eliminovat nastavením termokamery (emisivita, teplota okolí, prostupnost atmosféry). Jsou-li tyto parametry obtížně definovatelné, můžeme dosáhnout správné povrchové teploty posunutím celé teplotní škály termogramu vůči vhodně zvoleným kalibračním bodům. I přes skutečnost, že snímané teploty jednotlivých měření vykazovaly proměnlivé chyby ve stanovení, lze potvrdit, že v případě homogenního povrchu je chyba prostorově konstantní. Lze tedy říci, že pro homogenní plochu není za konstantních podmínek snímání a přítomnosti kalibračního bodu problém dosáhnout správně zjištěné povrchové teploty (v rámci jednoho termogramu).

Problém nastává při snímání a zpracování heterogenní oblasti. Zpracované termální ortofoto ve většině případů zobrazuje rozsáhlejší heterogenní oblast. Při pořizování surových termálních dat takového území dochází již v rámci jednotlivých termogramů k významným chybám stanovené povrchové teploty.

Problém nastává při snímání a zpracování heterogenní oblasti. Zpracované termální ortofoto ve většině případů zobrazuje rozsáhlejší heterogenní oblast. Při pořizování surových termálních dat takového území dochází již v rámci jednotlivých termogramů k významným chybám stanovené povrchové teploty.

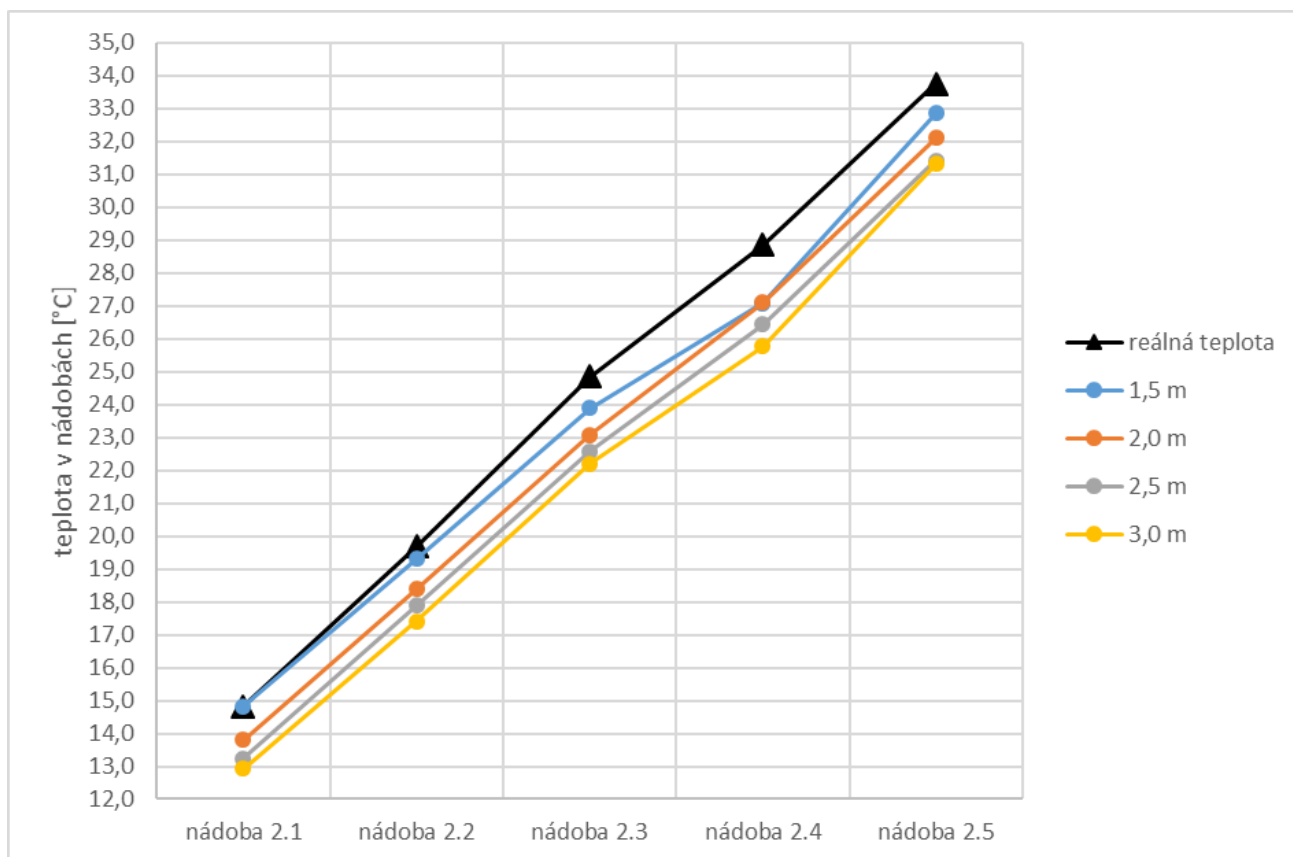
Provedeny byly celkem tři nálety v různých letových hladinách (Obr. 105). První z náletů probíhal v nejnižší letové hladině 9 m. Snímání probíhalo za úplné tmy za stálé meteorologické situace: jasno, mírné poryvy větru, teplota okolí 9,9 °C, relativní vlhkost 86 %. Druhý nálet probíhal v letové hladině 18 m za stejného atmosférického scénáře. Pouze teplota poklesla na 9,4 °C. Třetí nálet se uskutečnil v letové hladině 33 m. Teplota opět mírně klesla na 8,9 °C, jinak zůstaly podmínky opět neměnné. Interval mezi jednotlivými lety byl 6 minut (přistání, příprava, následující vzlet). Celková doba snímání se v letových hladinách prvního a druhého náletu pohybovala okolo 5 minut. V případě třetího náletu v nejvyšší letové hladině trvalo snímání necelých 7 minut. Rozsah zpracovaného území byl limitován zajištěním rozumného letového času.



Obr. 105 Zpracované termální vrstvy ze tří náletů v letových hladinách 9, 18 a 33 m.

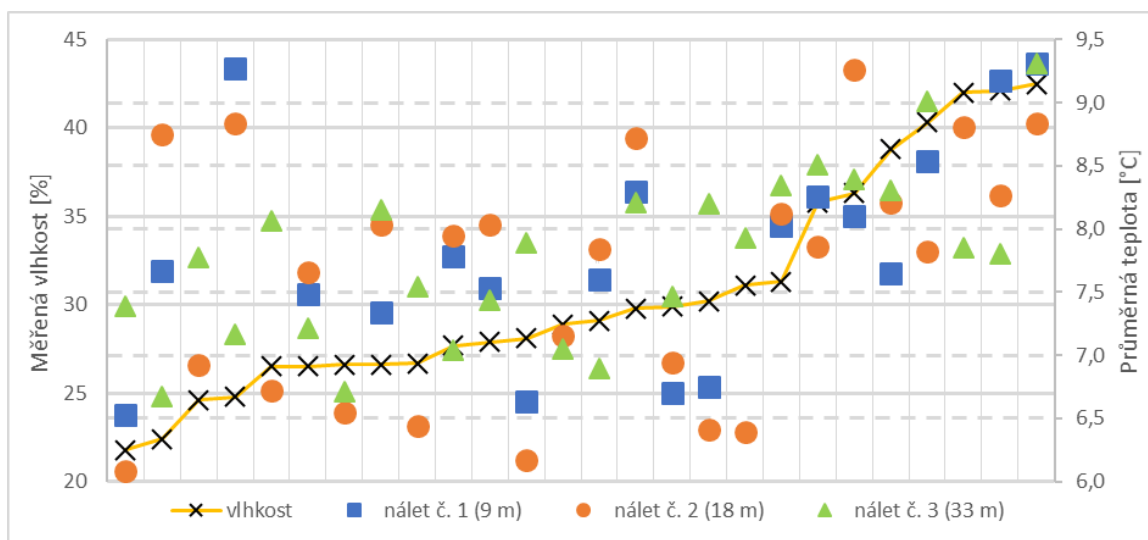
Rozdíly mezi jednotlivými nálety proměnlivě kolísají do kladných i záporných hodnot v intervalu přibližně - 2 až 2 °C. Tento fakt vedl k podrobnějšímu zkoumání surových dat, které odhalilo řadu chyb vznikajících již při pořizování. Ty následně vedou ke zkreslení termální vrstvy. Mezi hlavní faktory patří tepelný vývoj povrchu v době náletu, kterému se i vzhledem k charakteru požadovaných okolních podmínek nelze vyhnout. Oblast výskytu dronu v počátku snímání může vykazovat významnou změnu povrchové teploty v čase závěru snímání. Při překryvech dochází k nasnímání identického povrchu v odlišné teplotní kondici, což vede při zpracování k teplotnímu zkreslení finální IR vrstvy. Dále jsou zde faktory technologie pořizování, ke kterým dochází převážně pohybem bezpilotního zařízení, potažmo termokamery. Jedná se především o rozmazané úseky, významné tepelné zkreslení v krajních částech IR videa (v tomto konkrétním případě až o několik °C), nebo dokonce v ojedinělých případech ovlivnění konstrukcí dronu. Takovýmto chybám se lze ve většině případech vyhnout eliminací konkrétních termogramů, které některou z chyb obsahují. Pokud ovšem dojde k ovlivnění významné části nasnímaného území, nelze tyto snímky z důvodu fotogrammetrické

zpracovatelnosti vyřadit. Pro potřeby posouzení nepřesnosti termálního záznamu byly ve snímané ploše umístěny nádoby z vodou o různé teplotě, která byla kontrolována za účelem následného porovnání pomocí termálního čidla. Teploty v těchto nádobách byly následně porovnány s odpovídajícími hodnotami na termálních záznamech. Výsledky porovnání jsou znázorněny na Obr. 106.



Obr. 106 Přesnost termokamery a vliv výšky náletu (vzdušné vlhkosti) na měřenou teplotu na plochách kalibračních nádob s definovanou konstantní emisivitou.

V termínu realizace náletu TIR kamerou bylo provedeno rovněž kontaktní měření vlhkosti ve 26 srovnávacích bodech pomocí sondy Hydrosense 2 (Campbell Scientific). V prostoru náletu bylo měření realizováno tak, že v každém bodě bylo pět vpichů vlhkostního čidla v prostoru o průměru 1 m. Každá změřená hodnota byla zapsána a následně byla zaměřena poloha pomocí geodetické GPS. Vlhkosti byly určeny jako aritmetické průměry s vyloučením odlehlých hodnot. Pro porovnání s termogramy a termografickými vrstvami byly voleny kruhové zóny o průměru 1 m v lokalitách měřených bodů. Pozemní měření bylo doplněno o kalibrační nádoby s definovanými teplotami naplněné vodou. Porovnání měřených teplot a vlhkostí v jednotlivých bodech je znázorněno na Obr. 107.



Obr. 107 Průměrné teploty na základě zpracovaných termálních vrstev v místě kontaktního měření vlhkosti (rádius zóny 0,5 m).

3.9.3.2 Analýzy detekce zamokřených půd

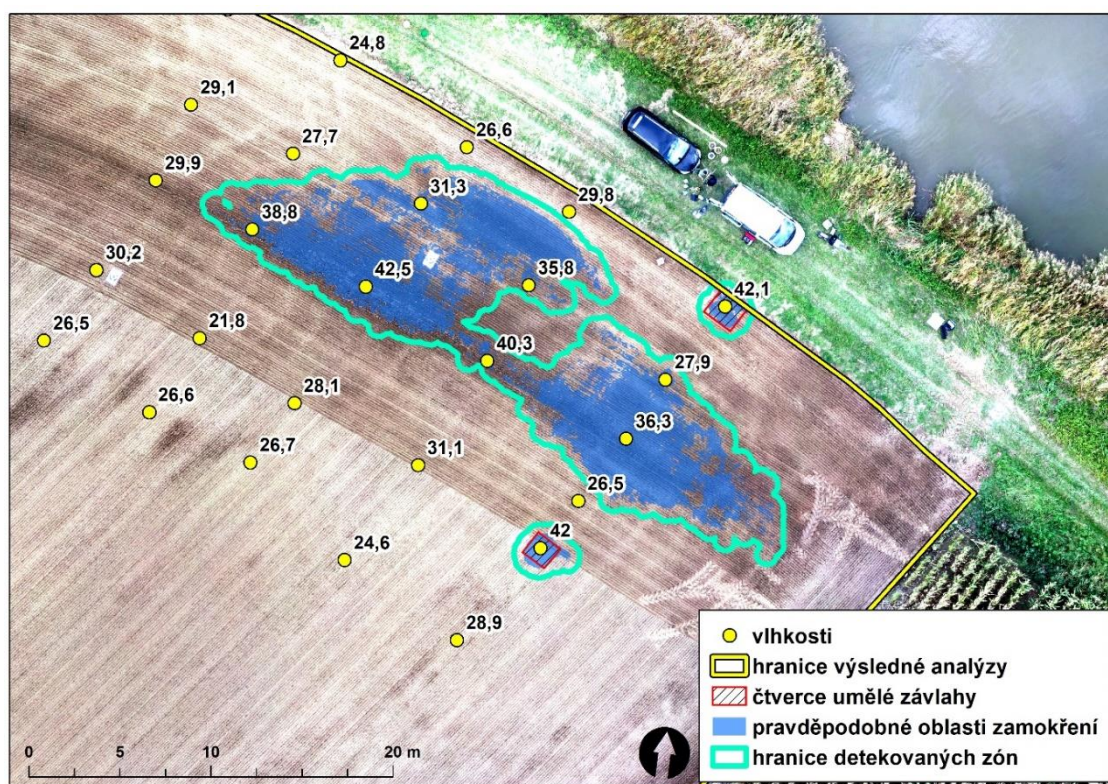
Data zajištěná pro lokalitu Vavřinec byla použita pro řadu analýz. V hlavní zájmové oblasti snímaného území lze díky čerstvě zoranému povrchu i vizuálně detekovat plochu s vyšší vlhkostí a z RGB ortofota pořízeného lze tyto oblasti snadno porovnávat s výsledným termálním ortofotem. Z důvodu zajištění přítomnosti více zamokřených ploch bylo vhodné vytvořit další vlhké oblasti v kontrastu s okolím. Několik hodin před zahájením termálního snímání byly dvě oblasti (přibližně 1 m²) v rámci testované lokality uměle zavlaženy (Obr. 108). V těchto dvou oblastech byla snaha vytvořit ostrý přechod vlhkostí v půdním prostředí. Obě tyto části území byly umístěny v těsné blízkosti vřícovacích bodů pro snadnou identifikaci v termálním ortofotu.



Obr. 108 Uměle zavlažená plocha 1x1 m v těsné blízkosti vřícovacího bodu a kalibrační nádoba naplněná vodou s trvale měřenou teplotou.

Popis vhodných parametrů a vlivů na snímání je dnes ve valné většině termografických příruček aplikován především na průmyslové využití. Zpravidla se jedná o homogenní povrchy, které jsou snímány za jasně definovaných podmínek. Problém nastává při snímání a zpracování heterogenní oblasti. Při pořizování surových termálních dat takového území dochází již v rámci jednotlivých termogramů k významným chybám stanovené povrchové teploty. Při pokusu kalibrace celé IR ortofotomapy jednotlivých náletů (z výšky 9, 18 a 33 m) bylo patrné, že prosté posunutí celé škály teplot do příslušné hodnoty kalibračního bodu zde nelze využít. Rozdíly mezi jednotlivými nálety proměnlivě kolísají do kladných i záporných hodnot v intervalu přibližně -2 až 2 °C. Tento fakt vedl k podrobnějšímu zkoumání surových dat, které odhalilo řadu chyb vznikajících již při pořizování. Ty následně vedou ke zkreslení termálního ortofota. Mezi hlavní faktory patří tepelný vývoj povrchu v době náletu, kterému se i vzhledem k charakteru požadovaných okolních podmínek nelze vyhnout. Oblast výskytu dronu v počátku snímání může vykazovat významnou změnu povrchové teploty v čase závěru snímání. Při překryvech dochází k nasnímání identického povrchu v odlišné teplotní kondici, což vede při zpracování k teplotnímu zkreslení finálního IR ortofota. Dále jsou zde faktory technologie pořizování, ke kterým dochází převážně pohybem bezpilotního zařízení, potažmo termokamery. Jedná se především o rozmazané úseky, významné tepelné zkreslení v krajních částech IR videa (v tomto konkrétním případě až o několik stupňů Celsia), nebo dokonce v ojedinělých případech ovlivnění konstrukcí dronu. Takovýmto chybám se lze ve většině případů vyhnout eliminací konkrétních termogramů, které některou z chyb obsahují. Pokud ovšem dojde k ovlivnění významné části nasnímaného území, nelze tyto snímky z důvodu fotogrammetrické zpracovatelnosti vyřadit.

Ovšem pro pouhou detekci zamokřených míst není důležitá konkrétní hodnota teploty, ale její rozdíl vůči okolí. Pokud tedy analyzujeme individuálně stanovenou homogenní část lokality, stačí nám znát teploty v zjednodušené úrovni teplejší/chladnější, případně míru rozdílu. Je pravda, že i v rámci homogenních ploch dochází díky popisovaným problémům k teplotnímu zkreslení, které může vést k mylné představě o vlhkých zónách. Ovšem analýza všech IR ortofot prokázala, že oblasti s vysokou půdní vlhkostí jsou teplotně stálejší, tedy vykazují minimální teplotní zkreslení. Zjednodušeně řešeno jsou vizuálně detekovatelné ve všech zpracovaných IR ortofotech. Oproti tomu sušší oblasti vykazují významné prostorové chyby, což koresponduje s teorií tepelného gradientu. Obecně lze ale říci, že v závislosti na vlhkosti vykazují oblasti v průběhu teplotní změny prostředí odlišnou reakci (termální diferenci). Lze tedy říci, že pro vytvoření primární představy o vlhkých či dokonce zamokřených zónách je možné tuto metodu k detekci použít. Ovšem je nezbytné dodat, že data vyžadují bližší zkoumání jednotlivých termogramů, které odhalí chybné oblasti IR ortofotomapy.



Obr. 109 Výsledná přehledová mapa po bližší analýze a editaci detekovaných zón pravděpodobného zamokření.

Z důvodu velice obtížně definovatelného vlivu změny vzdálenosti snímače je nezbytné zajistit konstantní hladinu letu po celou dobu snímání. Výšku náletu je účelné zvolit dle požadovaného rozlišení. Z hodnocení provedených náletů plyne, že ve vztahu k detekci zamokření je i nejvyšší uskutečněný nálet (33 m) z hlediska rozlišení dostatečný. Pokud ovšem chceme pro kontrolu využít kalibrační bod, je nutné myslet na jeho velikost, aby byl ve výsledném IR ortofoto prezentován dostatečným množstvím pixelů. Dle specifikace MFOV (Measurement Field of View – zorný úhel měření) je nutné zajistit, aby kalibrační bod reprezentovala plocha minimálně 3 x 3 pixely (pro IR kameru TIM450). Jako rozumný kompromis je na základě výstupů z lokality Vavříneckého rybníka uvažována letová hladina od 15 do 20 metrů. Vzhledem k tepelnému vývoji je velice příhodné uskutečnit několik náletů po sobě ve zvoleném intervalu. Přes popisované problémy tepelného zkreslení IR ortofot byly vlhké zóny viditelné ve všech náletech. Chybné úseky se týkaly především sušších oblastí, kde docházelo k prostorově proměnlivým chybám. Proto je vhodné například s 10minutovým odstupem nálet alespoň dvakrát zopakovat. Tímto krokem si můžeme pomoci při detekci zamokřených oblastí, které by měly vykazovat konstantnější teploty ve všech náletech. Při dodržení stejných parametrů snímání lze vícero náletů využít alespoň pro vytvoření představy o vývoji teplot.

Pro fotogrammetrické zpracování je vhodné vytvořit co největší počet snímků, ale v průběhu snímání dochází k mnoha popisovaným problémům, které je nutné eliminovat (pokud to záznam umožňuje). Ve většině případů se ale nelze z důvodu zajištění dostatečných překryvů těmto chybám vyhnout. Přítomnost těchto chybných termogramů ve zpracovávaném souboru vnáší do finální IR vrstvy řadu chyb. Proto je po vytvoření termální vrstvy nezbytné provést bližší analýzu termálního videa a odhalit tyto chybné úseky.

I přes relativně pesimistické výstupy stanovených teplot povrchu lze v konkrétním případě Vavříneckého rybníka termální data ve vztahu k detekci hodnotit kladně. Především v hlavní zájmové oblasti lze na první pohled vidět výrazně vlhký plochu, která je zde potvrzena kontaktním měřením vlhkosti. Uměle zavlažené čtverce (1 x 1 m) jsou též zřetelné, opět podpořeny měřením vlhkosti. Problém nastává při pohledu na celé území, kde je proměnlivé v ploše viditelné popisované teplotní zkreslení, které může na první pohled vypadat jako zóny s odlišnou vlhkostí. Tyto oblasti je nutné odlišit od skutečně vlhkých oblastí bližší analýzou. Proto je s termálním ortofotem vhodné operovat jako s pomocným nástrojem, který je doplněn například RGB ortofotem, případně digitálním modelem či kontrolním kontaktním měřením. Lze konstatovat, že k odhalení zamokřených zón může tato metoda sloužit jako pomocný nástroj především v lokalitách s vyšším kontrastem mezi suchou a vlhkou oblastí. V případě území s celkově vyšším stupněm půdní vlhkosti je i vzhledem k chybám snímání a měřicího přístroje lokální zamokření obtížně detekovatelné. V případě posuzování vlivu malých vodních nádrží je tento přístup využitelný částečně, protože je s jeho využitím možno detekovat pouze výrazné vlhkostní kontrasty, které lze očekávat pouze v případech, kdy díky vzduté hladině podzemní vody dojde k významnému zamokření okolního terénu.

3.9.4 Shrnutí

Metody DPZ jsou bezpochyby nástrojem se širokou využitelností pro posuzování a hodnocení zemského povrchu. S rozvíjející se technologií senzorů se rozšiřují i možnosti využití těchto metod. V případě posuzování vlivu malých vodních nádrží na podzemní vody a hydrologický režim obecně se však vyskytuje řada omezení a nejistot, která sice nevylučují jejich aplikaci, ale vyžadují specifický přístup k jejich použití a hlavně interpretaci. To do jisté míry snižuje možnosti automatizace procesu posouzení a přináší potřebu kombinace s pozemními měřeními, zejména pokud se nemá jednat pouze o rámcové a spíše kvalitativní hodnocení. S dalším vývojem technologie ovšem lze očekávat pokrok i v tomto směru, který byl naznačen prezentovanými výsledky výzkumu.

4 Závěr

Tato zpráva shrnuje výsledky výzkumů realizovaných v rámci celého řešení projektu, které zahrnovalo široké spektrum výzkumných aktivit. Ty byly založené převážně na experimentálně v terénu zajištěných datech, bez kterých by nebylo možné komplexní vliv malých vodních nádrží na hladinu podzemních vod a na hydrologický režim jako celek relevantně posoudit. S ohledem na rozsah způsobů, kterými malé vodní nádrže tento režim ovlivňují, bylo nutno provést množství měření, zajistit velký objem dat a udělat řadu analýz. Měření a sběr dat byly prováděny jak pomocí dlouhodobých, tak krátkodobých kampaní, pořizována byla i data dálkového průzkumu Země (satelitní i letecká). Realizované analýzy pak byly založeny jak na přímém posouzení zajištěných dat, tak na využití modelů.

Výsledky analýz uvedené v této souhrnné zprávě potvrzují komplexnost ovlivnění hydrologického režimu malými vodními nádržemi, stejně jako ovlivnění malých vodních nádrží jednotlivými hydrologickými procesy. Náhled na toto ovlivnění není vždy jednoznačný. Ukázkovým příkladem je výpar z vodní hladiny. Ten je zpravidla z pohledu hydrologického režimu vnímán negativně jako ztráta, která má za důsledek snížení průtoků v tocích pod nádržemi. Na druhou stranu nelze přehlížet dopad na mikroklima, kdy dochází k ochlazování okolního prostředí.

Za pozitivní lokální vliv malých vodních nádrží lze bezpochyby považovat zvýšení zásob podzemní vody v důsledku vzduší vody v nich i samotnou zásobu vody v nádržích. Zvýšení zásob podzemní vody bylo potvrzeno především prostřednictvím krátkodobých kampaní či pozorování hladiny podzemní vody v monitorovacích vrtech. Výhodou v tomto ohledu je skutečnost, že takováto zásoba je v krajině distribuována jak vertikálně, tak horizontálně. Tato distribuce samozřejmě komplikuje v jistém ohledu možnosti využití zásoby, ale je třeba připomenout, že využití ke spotřebě (závlahy, zásobování vodou apod.) není jediným důvodem k aktivitám směřujícím k zadržení vody v krajině. Mezi negativní dopady lze počítat v určitém ohledu i již výše zmíněný výpar. Na příkladu rybníka Vavřinec bylo prezentováno, o jaké množství vody se může jednat. Na druhou stranu bylo též demonstrováno, že v období, kdy byly průtoky nízké a výpar intenzivní, bylo díky nádrži zajistit minimální zůstatkový průtok pod ní. V neposlední řadě je třeba připomenout retardaci odtoku způsobenou malými vodními nádržemi při jednotlivých srážkoodtokových událostech. Nejedná se pouze o transformaci hydrogramu v souvislosti s ochranou před povodněmi. U té ostatně nelze u nádrží běžných velikostí bez významného volného retenčního prostoru očekávat velký efekt. Jedná se především o celkové zpomalení a vyrovnaní odtoku v případě událostí, které mají sice menší rozsah, avšak o to jsou častější.

Malé vodní nádrže ovlivňují režim povrchových i podpovrchových vod, jak vyplývá z provedených výzkumů a analýz prezentovaných v této zprávě. Ač je výstavba malých vodních nádrží často vnímána jako jeden z prvků ochrany před dopady klimatické změny, je třeba mít na zřeteli, že tyto vodohospodářské prvky ovlivňují různé procesy různými způsoby, a to jak negativně, tak pozitivně. Z tohoto důvodu je zapotřebí, aby provozu těch stávajících a plánování nových nádrží byla věnována náležitá pozornost a aby byly pečlivě posouzeny jejich možné dopady. Dosavadní praxe příprav staveb malých vodních nádrží se totiž ve většině případů spokojila se zpracováním orientační roční bilance, jejímž účelem je především posouzení dostatku vody ve vodním toku pro zajištění funkce těchto staveb. Interakce s podzemní vodou nebyla až na výjimky posuzována vůbec, když bylo zpravidla pouze posuzováno, zda nedojde k neúměrným ztrátám vsakem do podloží a průsakem pod hrází. Tento přístup je nutno v situaci, kdy je kladen stále větší důraz na efektivní

hospodaření s vodou v krajině, vnímat jako nedostatečný a je nanejvýše žádoucí, aby při plánování nových nádrží bylo posouzení hydrologických aspektů prováděno podrobněji a pečlivěji, a to i v případech, kdy má mít nádrž jiný primární účel než hospodaření s vodou. V rámci řešení projektu byl vyvinut a otestován softwarový nástroj MAVONA (dostupný na adrese mvn.vuv.cz). Tento nástroj lze využít právě pro potřeby detailnějšího posouzení hydrologické bilance malých vodních nádrží.

5 Použitá a související literatura a zdroje

- ALA-AHO, P., ROSSI, P. M., ISOKANGAS, E., KLØVE, B. (2015). Fully integrated surface–subsurface flow modelling of groundwater–lake interaction in an esker aquifer: Model verification with stable isotopes and airborne thermal imaging. *Journal of Hydrology*, **522**, s. 391-406.
- ANSORGE, L., BERAN, A., MALÍKOVÁ, P. (2018) Zhodnocení jednoparametrických modelů výpočtu výparu z vodních nádrží na datech výparoměrné stanice Hlasivo. Výzkumná zpráva, VÚV TGM, v.v.i.
- ATHANI, S. S., SOLANKI, C. H., DODAGOUDAR, G. R. (2015). Seepage and stability analyses of earth dam using finite element method. *Aquatic Procedia*, **4**, 876-883.
- BERAN, A., KAŠPÁREK, L., VIZINA, A., ŠUHÁJKOVÁ, P. (2019). Ztráta vody výparem z volné vodní hladiny. Praha: *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*. **61**(4), 12-18. ISSN 0322-8916
- BERAN, A., VIZINA, A. (2013) Odvození regresních vztahů pro výpočet výparu z volné hladiny a identifikace trendů ve vývoji měřených veličin ve výparoměrné stanici Hlasivo. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*. **55**(4), 4–8. ISSN 0322-8916.
- ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA (2016). *Rebalance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva. Příloha č. 2/35. Hydrogeologický rajon 4522 – Křída Liběchovky a Pšovky*. Praha.
- ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA (2020): Geovědní mapy 1:50 000. Dostupné z [www:https://mapy.geology.cz/geocr50/](https://mapy.geology.cz/geocr50/) [ověřeno 26. 6. 2020]
- ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV (2021). *Hydrologická ročenka České republiky 2020*. Praha.
- ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV (2022). *Hydrologická ročenka České republiky 2021*. Praha.
- ČSN 75 2410 Malé vodní nádrže, duben 2011.
- FREEZE, R. A., CHERRY, J. A. (1979). *Groundwater*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
- GURRIERI, J. T., FURNISS, G. (2004). Estimation of groundwater exchange in alpine lakes using non-steady mass-balance methods. *Journal of Hydrology*, **297**(1-4), 187-208.
- HASÍK, O. (1974). *Vodohospodářská výstavba a životní prostředí člověka*. Academia, Praha.
- CHVOJKOVÁ, E., VOLF, O. (2013). *Prodloužení nakládání s podzemními vodami u zdrojů v jímacím území Řepínského dolu, Zahájí a Mělnické Vrutici pro skupinový vodovod K-S-K-M při odběru ve výši 370 l·s⁻¹*. Prušiny: [cit. 2021-06-15]. Dostupný z: <https://tinyurl.com/psovka>
- JÚVA, K., HRABAL, A., PUSTĚJOVSKÝ, R. (1980). *Malé vodní nádrže*. Státní zemědělské nakladatelství., Praha.
- KACIMOV, A. R., YAKIMOV, N. D., ŠIMŮNEK, J. (2020). Phreatic seepage flow through an earth dam with an impeding strip. *Computational Geosciences*, **24**(1), s. 17-35.
- KAŠPÁREK, L., KOŽÍN, R., DATEL, J. V., PELÁKOVÁ, M. (2022). Odhad přírodních zdrojů podzemní vody v hydrogeologických rajonech v České republice v měnících se klimatických poměrech 1981–2019. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*, **64**(5), s. 4-13.
- KŘÍŽ, H. (1983). *Hydrologie podzemních vod*. Academia, Praha.
- MCDONALD, M. G., HARBAUGH, A. W. (2003). The history of MODFLOW. *Ground water*, **41**(2), s. 280-283.
- MRKVIČKOVÁ, M. (2007) Vyhodnocení měření na výparoměrné stanici Hlasivo. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*. **49**(2), s. 9-11. ISSN 0322-8916.
- NAJMAN, T. (2021) *Využitelnost IR kamery Optris TIM450 pro detekci zamokření půdy*. CTU in Prague, Faculty of Civil Engineering.

- ŠÁLEK, J., MIKA, Z., TRESOVÁ, A. (1989). *Rybníky a účelové nádrže*. SNTL, Praha., 267 s. ISBN 80-03-00092-0
- ŠERMER, A. (1961) Experimentálně vzorce pre stanovenie strát vody výparom z vodných nádrží. *Vodní hospodářství*. **11**(12), s. 544–547. ISSN 1211-0760.
- QIU, H. (2006). *Thermal Remote Sensing of Soil Moisture: Validation of Presumed Linear Relation Between Surface Temperature Gradient and Soil Moisture Content*. University of Melbourne, research report, [cit. 2021-06-15]. Dostupný z: <https://people.eng.unimelb.edu.au/jwalker/theses/HuangQui.pdf>
- TRNKA, M., ŠTĚPÁNEK, P., CHUCHMA, F., MOŽNÝ, M., BARTOŠOVÁ, L., HLAVINKA, P., BALEK, J., ZAHRADNÍČEK, P., SKALÁK, P., FARDA, A., SEMERÁDOVÁ, D., MEITNER, J., BLÁHOVÁ, M., FIALA, R., ŽALUD, Z. (2017). *Využití předpovědi půdní vlhkosti a intenzity sucha pro lepší rozhodování v rostlinné výrobě*. Ústav výzkumu globální změny AV ČR v. v. i., Brno. ISBN 978-80-87902-23-3.
- VÁŠA, J., 1955. Výpar z vodní hladiny v Čechách. *Vodní hospodářství*. **5**(6), s. 182-186.
- VIZINA, A., HORÁČEK, S., HANEL, M. (2015). Nové možnosti modelu Bilan. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*, **57**(4–5), s. 7-10.
- Zákon 114/1992 Sb. o ochraně přírody a krajiny.

T A
Č R

Tento projekt je financován se státní podporou
Technologické agentury ČR
v rámci programu BETA2

www.tacr.cz
Výzkum užitečný pro společnost

Ministerstvo životního prostředí

Logo řešitele

[poslední strana]