

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Hydrologie a Hydrogeologie
Studijní obor: Povrchová a podzemní voda



Tomáš Herza

Hydrologie a hydrogeologie Bubovického potoka
(Hydrology and hydrogeology of Bubovice stream)

Bakalářská práce

Vedoucí práce/Školitel:
doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Horoměřice, 2021

Zadání bakalářské práce

Cílem bakalářské práce je zjistit, jaké je optimální využití povrchových a podzemních vod v lokalitě Bubovického potoka, zhodnotit možnost zajištění trvale udržitelného průtoku vody Bubovickým potokem, pro navrácení a udržení jeho významu a biologické funkce v této části CHKO Český kras (NPR Karlštejn), posoudit vliv evapotranspirace na ztráty vodnosti potoka a navrhnout postup pro zajištění celoročního minimálního průtoku.

Cílů by mělo být dosaženo popsáním a analyzováním aktuálních vodních poměrů a popsáním historických stavů, průtoků a terénních úprav v povodí Bubovického potoka. Historických studií, prací a dokumentací bude v práci využito k popsání historických vodních stavů. K popisu analýze současného stavu Bubovického potoka bude využito dat denních teplot (ČHMÚ), dat z režimního sledování průtoků, množství vypouštěné vody z bubovické ČOV do toku a manuálně změřených průtoků.

Zadáno 16. listopadu 2020

Vedoucí práce: doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

.....

Student: Tomáš Herza

.....

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracoval samostatně z použité literatury a terénních měření. Dále prohlašuji, že všechny použité zdroje a literaturu jsem řádně citoval a má práce nebyla využita jako závěrečná práce k získání jiného nebo obdobného druhu vysokoškolské kvalifikace.

V Horoměřicích dne

.....

Poděkování

- Panu doc. RNDr. Jiřímu Bruthasovi, Ph.D. za pomoc a vedení bakalářské práce,
- Paní Ing. Petře Královcové z AOPK za impulz k vypsání tématu práce, za poskytnutí cenných informací a dokumentací k revitalizacím a obnově mokřadů v povodí Bubovického potoka.
- Paní Martině Dražské z Bubocentra za pomoc při dohledávání informací a kontaktů.
- Panu Ing. Ondřeji Šimůnkovi ze Správy CHKO Český kras za poskytnutí cenných informací o budování a stavu čistírny odpadních vod v Bubovicích a za poskytnutí studie revitalizací z roku 1999.
- Panu Ing. Janu Soukupovi ze společnosti Vodovody a kanalizace Beroun, a.s. za poskytnutí informací a dat o vypouštění čistírny odpadních vod v Bubovicích.
- Panu Ing. Lukáši Potyšovi ze společnosti LOMY MOŘINA, spol. s.r.o. za poskytnutí informací o čerpání z lomu Čeřínka.
- Panu Martinu Majerovi za poskytnutí archivních materiálů o historických vodních stavech potoka z Homolova deníku.
- Panu Zdeňku Menglerovi za poskytnutí fotografií a vlastních poznámek o historických stavech potoka.
- Panu Vladimíru Bláhovi za poskytnutí informací o historických stavech potoka, přepsaných z kroniky obce Srbska.

Abstrakt

Bubovický potok je vodním tokem, který je charakteristický ztrátami vody v některých úsecích. Zejména během posledních několika let jsou ztráty tak velké, že koryto potoka je z větší části zcela bez vody. Jaké jsou příčiny ztráty vody v Bubovickém potoce je tak velmi aktuální otázkou. Cílem této bakalářské práce bylo zjistit příčiny zvýšených ztrát vody a určit, zda je možné obnovit minimální zůstatkový průtok Bubovického potoka. Řešení těchto otázek bylo velmi komplexní, jelikož povodí Bubovického potoka se nachází v krasové oblasti Český kras, která se vyznačuje velmi složitým prouděním vody v nehomogenním krasovém prostředí. Z archivních materiálů vyplynulo, že ztráty byly pozorovatelné již před téměř 80 lety, tedy ještě před začátkem současné klimatické změny. Různými metodami kvantifikace a lokalizace ztrát jsem zjistil, že ztráty se v horní části povodí od 90. let až dvojnásobně zvýšily a že jsou způsobeny především vsakem z koryta do vápenců. Vliv evapotranspirace na velikost ztrát je oproti vlivu vsaku minimální. Ve 2 z 5 částí povodí Bubovického potoka dochází vždy pouze ke ztrátám. Z velmi rozdílných koncentrací sodných a chloridových iontů ztrácející se vody a vody objevující se v řečišti nad Bubovickými vodopády je zřejmé, že vsakující se voda odtéká mimo orografické povodí Bubovického potoka a vodopády mají jiný zdroj vody. Z výsledků práce vyplývá, že jakékoliv zadržování nebo odběry vody v horním ztrátovém úseku (např. nedávno vybudované mokřady) nejsou z hlediska udržení vody v korytě žádoucí a že zajištění trvalého průtoku přes horní ztrátový úsek není za současné intenzity ztrát a klimatických podmínek možné.

Abstract

The Bubovice stream is typical by sinking water in some segments. Especially in last years the loss of water is so high, that the stream riverbed is mostly completely dry except the topmost part of the stream. What determines the intense water losses in Bubovice stream is considered an important issue. The objective of this theses was to determine the causes of water losses and find out, if at least a minimum flow of Bubovice stream could be restored. The solution of the problem is very complex, because the Bubovice stream basin is located in a karst region of Bohemian Karst, which is typical by its complex water flow in heterogenous rock environment. Historical documents show that water losses occurred already 80 years ago, before recent climatic change. The water losses are at present time twice as high as were in 1990s in the upper part of catchment of Bubovice stream based on discharge measurements. The losses are caused mainly by infiltration of water to limestone. The contribution of evapotranspiration to water losses is marginal. It was found that 2 out of 5 parts of stream catchment show permanent water losses. Based on very different concentrations of sodium and chloride ions it is evident, that water that sinks in the upper part of Bubovice stream catchment flows away from the orographic basin and that water which rises from riverbed above Bubovice falls has nothing in common with this sinking water. From the results of this thesis it is clear that any retention measures in the upper part of basin (as recently built wetlands) will not increase the discharge in the water course as they increase recharge to limestones. No measures can support the permanent flow over upper sinking segment due to intense loses and low flow due to climatic change.

Obsah

1	ÚVOD	1
2	PŘÍRODNÍ POMĚRY	1
2.1	Klima.....	1
2.2	Hydrologie.....	2
2.3	Litologie a geologický vývoj.....	5
2.4	Hydrogeologie.....	11
3	VODNOST POTOKA.....	12
3.1	Zaznamenané stavy potoka z let 1942 až 1945	12
3.2	Zaznamenané stavy potoka z 80. let.....	12
3.3	Zaznamenané stavy potoka z 90. let.....	13
4	HISTORICKÉ TERÉNNÍ ZÁSAHY	14
5	METODIKA.....	16
5.1	Terénní měření v povodí Bubovického potoka	16
5.2	Kontinuální záznam průtoků na přelivech, měření průtoků a odběr vzorků vody ...	18
5.3	Konstrukce přelivů, síta a instalace tlakových čidel	20
5.4	Konstrukce měrných křivek profilu	22
5.5	Postup při vytváření hydrologické bilance a určování ztrát	23
5.6	Přímé ztráty průtoků Bubovického potoka a nepřímé ztráty vody z dílčích povodí Bubovického potoka.....	24
5.7	Ztráty z náplavů potoka díky evapotranspiraci	25
5.8	Stopovací zkouška.....	25
6	VÝSLEDKY	26
6.1	Průtok Bubovického potoka	26
6.2	Ztráty v dílčích částech povodí Bubovického potoka	32
6.3	Přímé ztráty v jednotlivých úsecích	35
6.4	Ztráty v zamokřené nivě.....	38
6.5	Analýza iontů z odebraných vzorků vody	43
6.6	Mapování pramenné oblasti	49
7	ZÁVĚR.....	50
8	LITERATURA.....	51

Seznam příloh

Příloha 1 – Souhrnný graf průtoků v profilech A, A3 a H

Příloha 2 – Tabulka všech analyzovaných iontů

1 ÚVOD

Bubovický potok, známý též pod starším jménem Břesnice, je vodním tokem v Chráněné krajinné oblasti Český kras a z větší části protéká národní přírodní rezervaci (dále NPR) Karlštejn. Pramení v mírném svahu severovýchodně od obce Bubovice, zařezává se do epigenetického údolí a levostranně ústí do řeky Berounky v obci Srbsko. Potok protéká přes Bubovické vodopády, hojně navštěvovanou lokalitu při červené turistické značce mezi Svatým Janem pod Skalou a Karlštejnem. Problémem je, že voda v posledních dekáдах na vodopády dotéká ve velmi malém množství nebo vůbec nedotéká. Koryto toku totiž z velké části prochází souvrstvím velmi propustných devonských vápenců. Pramenná oblast a horní tok povodí mají přitom nepříliš velký, přesto stálý odtok, který v historii dokonce umožnil výstavbu rybníční soustavy. Jak je tedy možné, že se v současnosti voda v takové míře ztrácí? Tato otázka zajímá nejen turisty a místní obyvatele, ale i geology, jeskyňáře a ekology. Správa CHKO ve spolupráci s obcemi a Agenturou ochrany přírody a krajiny zde proto i z tohoto důvodu provedla několik krajinářských úprav, rekonstrukcí a revitalizací, které měly m. j. za úkol lepší zadržetí vody v krajině. Přesto k výraznému zlepšení stavů v potoce nedošlo a koryto je již od rybníční soustavy na horním toku téměř celý rok suché. V minulosti již byly na lokalitě v Českém krasu zaměřeny různé výzkumy a akademické práce, v rámci kterých byla například popsána geologická stavba a vývoj území, charakter proudění vody v podzemí, rozkolísanosti vodních toků nebo i proces krasovění. Téměř každý výzkum ale přináší nové nejasnosti, které je třeba řešit, aby byla lokalita Českého krasu o něco lépe pochopena. Novým a zároveň hlavním podnětem k zabývání se Bubovickým potokem se stala aktivita paní Petry Královcové z AOPK, která má lokalitu dlouhodobě ve svém zájmu. Jak velký vliv na ztrátu vody v korytě potoka má kromě geologie výpar z nivy, revitalizační opatření, dlouhodobé sucho či jiné vnější faktory, jako například otřesy v přilehlém lomu Čerínka? Na otázku o příčině současného stavu jsem se pokusil částečně odpovědět ve své bakalářské práci sestávající z rešerše archivních materiálů o vodních stavech a provedených pracích, vymezení ztrátových úseků potoka a výpočtu bilance, a. Hlavním cílem práce je popsat a analyzovat současný stav Bubovického potoka. V práci jsou popsány geologické, klimatické a hydrologické poměry oblasti. A dále jsou zmíněny historické terénní zásahy a měření v povodí a je popsány metody měření v terénu a vymezení ztrátových úseků potoka a metodika výpočtu bilance. Nakonec jsou shrnuty výsledky práce včetně interpretace chemických a izotopových analýz.

2 PŘÍRODNÍ POMĚRY

2.1 Klima

Následující klimatické charakteristiky zájmového území Bubovického potoka jsou převzaty z Atlasu podnebí Česka (Tolasz 2007). Průměrná roční teplota vzduchu je 7-9 °C (Tolasz 2007, s. 24-25). Průměrný roční úhrn srážek je 500 až 600 mm (Tolasz 2007, s. 68-69). Průměrný roční úhrn referenční evapotranspirace vztažené k plodině blízké travnímu porostu je 650-700 mm (Tolasz 2007, s. 153). Průměrná roční vláhová bilance je – 100 až -200 mm (Tolasz 2007, s. 156).

Podle Quittovy klasifikace klimatu (1971) jsou na území České Republiky vymezeny 3 základní klimatické oblasti – teplá, mírně teplá a chladná (Tolasz 2007, s. 230-233). Tyto oblasti se podle 14 klimatických charakteristik dále dělí na celkem 23 jednotek. Teplá oblast se dělí na 5 jednotek (W1 - W5), přičemž W5 je jednotka nejteplejší a také nejsušší a W1 je nejchladnější a nejvlhčí. Mírně teplá podoblast se dělí na 11 jednotek (MW1 - MW11), kdy MW11 je opět nejteplejší a nejsušší a MW1 je nejchladnější a nejvlhčí. Chladná oblast je dělena na 7 jednotek (C1 - C7), z nichž C1 je opět nejstudenější a C7 nejteplejší.

Podle Quittovy klasifikace patří zájmové území Bubovického potoka do jednotky mírně teplé oblasti MW11 a částečně zasahuje i do jednotky teplé oblasti W2 (Tolasz 2007, s. 232-233). V zájmovém území je dle klimatických charakteristik jednotek MW11 a W2 průměrná lednová teplota -2 až -3 °C, průměrná červencová teplota 17 až 19 °C, průměrná dubnová a říjnová teplota 7 až 9 °C (Tolasz 2007, s. 232-233). Dále suma srážek ve vegetačním období činí 350-400 mm a suma srážek v zimním období činí 200-300 mm (Tolasz 2007, s. 232-233). Průměrný počet dní s mrazem je 100-130 a průměrný počet dní s teplotou nad 10 °C je 140-170 (Tolasz 2007, s. 232-233).

Podle Köppenovy (Köppen-Geigerovy) klasifikace klimatu (1936) založené na základě vývoje teplot a srážek během roku a vzhledem k vegetaci se na území České Republiky nachází 4 klimatické oblasti spadající do celkem 3 klimatických pásem (Tolasz 2007, s. 230). Jsou to klimatické pásmo tundry (ET), pásmo boreálního klimatu (podtypy Dfb a Dfc) a mírné pásmo (podtyp Cfb).

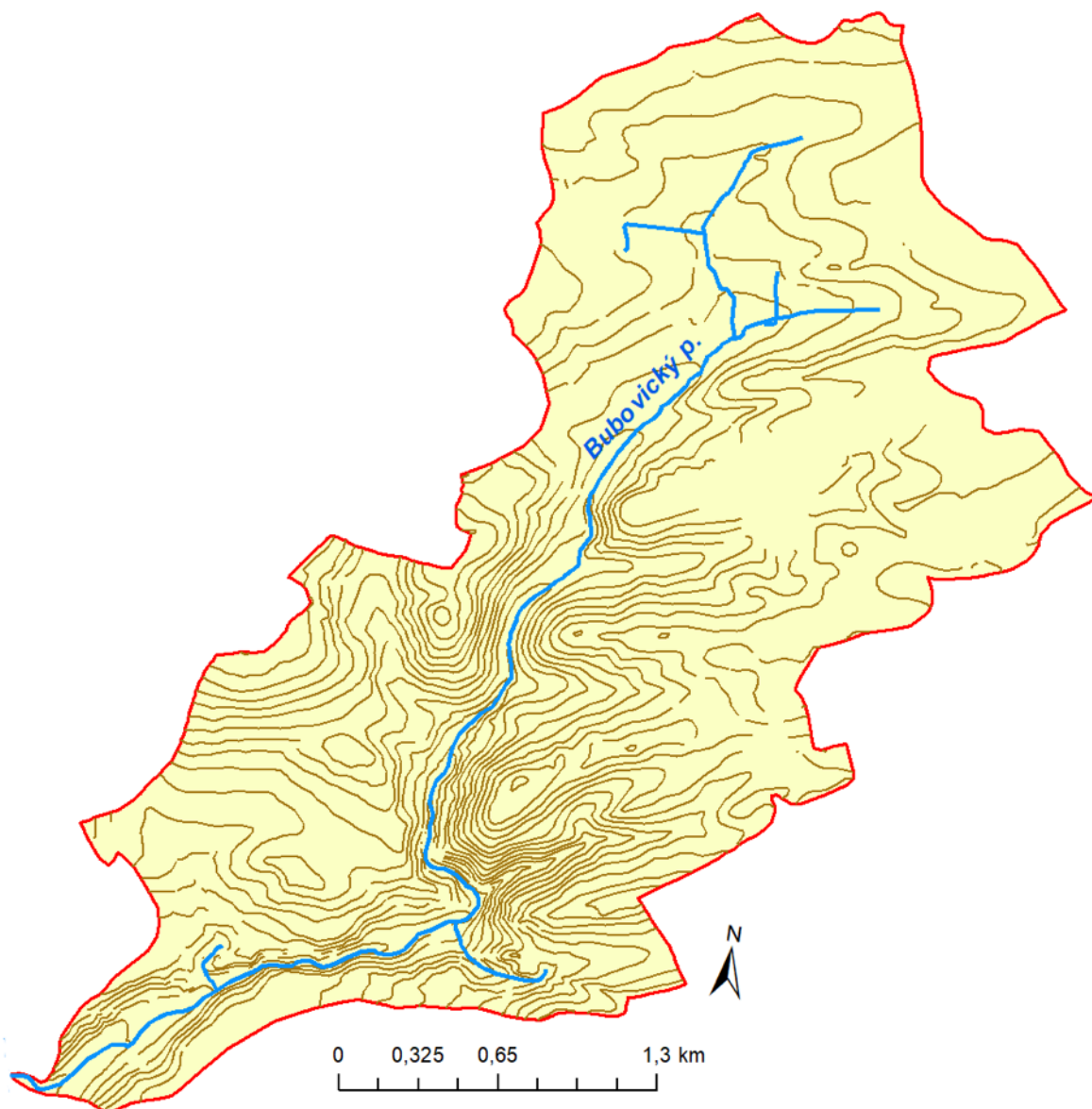
Zájmové území Bubovického potoka spadá v rámci Köppenovy klasifikace pouze do klimatického podtypu lesů mírného pásma (Cfb) (Tolasz 2007, s. 231). Písmeno f u podtypu Cfb vyjadřuje, že úhrn srážek v nejvlhčím měsíci léta je vyšší než v nejsušším měsíci zimy (Tolasz 2007, s. 230). Zároveň úhrn v tomto letní měsíci je vyšší méně než 10krát (Tolasz 2007, s. 230). Písmeno b vyjadřuje, že průměrná teplota v nejteplejším měsíci je pod 22 °C a zároveň 4 měsíce v roce mají průměrnou teplotu vyšší než 10 °C (Tolasz 2007, s. 230).

Podle klasifikace Atlasu podnebí ČSR (1958) je území České Republiky rozděleno na 3 oblasti – teplou, mírně teplou a chladnou (Tolasz 2007, s. 231). Oblast teplou a mírně teplou odděluje izočára v průměru 50-ti letních dní z let 1926-1950. Oblast mírně teplou a chladnou odděluje izoterma průměrné červencové teploty 15 °C z let 1901-1950. Podoblasti této klasifikace jsou vymezeny podle Končeka vláhového indexu a dalších parametrů.

Zájmové území Bubovického potoka spadá podle klasifikace Atlasu podnebí ČSR do okrsku B3 mírně vlhké podoblasti mírně teplé oblasti a blíže ústí do Berounky částečně i do okrsku A3 mírně suché podoblasti teplé oblasti (Tolasz 2007, s. 234-235). Charakteristika okrsků B3 a A3 dále říká, že mírně teplé až teplé klima v zájmovém území je s mírnou zimou a pahorkatinového rázu (Tolasz 2007, s. 234-235).

2.2 Hydrologie

Bubovický potok je levostranným přítokem řeky Berounky mezi jejím 29. a 30. říčním kilometrem. Povodí má výrazně protažený tvar ve směru ze severovýchodu na jihozápad (Obr. 2.1).



Obr. 2.1 - Povodí Bubovického potoka. Vizualizováno na základě dat ČÚZK (2021) a VÚV TGM (2021).

Následující hydrografické charakteristiky jsem zjistil pomocí programu ArcMap na základě datových podkladů Základní báze geografických dat (ČÚZK, 2021) a Digitální báze vodohospodářských dat (VÚV TGM, 2021).

Podle absolutní (Graveliovy) řádovosti je Bubovický potok tokem 4. řádu, jelikož ústí do Berounky, která je tokem 3. řádu (2. řádu je Vltava a 1. řádu Labe). Řád toku zde udává „*nutný počet postupných zaústění od moře*“ (Kemal 1996, s. 66). Přítoky jsou tedy vždy o 1 řád vyšší, než tok, do kterého se vlévají. Délka toku činí 5,8 km (5796 m) (VÚV TGM, 2021). Je to „vzdálenost ústí od pramene, měřená na střednici toku“ (Kemal 1996, s. 118). Délka povodí (přímková vzdálenost ústí s nejbližším bodem povodí) je 5,6 km (VÚV TGM, 2021). Délka rozvodnice je 17,7 km (VÚV TGM, 2021).

Stupeň vývoje toku (míra křivolakosti) dává „představu o stáří toku“ (Kemal 1996, s. 118). Je to poměr délky povodí (přímkové spojnice ústí s nejbližším bodem povodí) (d) ke

skutečné délce toku (l). Nabývá hodnot od 0 do 1. Přičemž čím více je stupeň vývoje blíže 1, tím je tok přímější. Stupeň vývoje toku je roven 0,82.

$$\frac{d}{l} = 0,82$$

Průměrný sklon toku (I_t) vyjadřuje orientační spád vodního toku v celé jeho délce (Pavelková Chmelová 2013, s. 29). Je poměrem rozdílu nadmořské výšky pramene (h_p) a ústí (h_{min}) k délce vodního toku (l). Sklon toku je roven 3,3%.

$$I_t = \frac{h_p - h_{min}}{L} = \frac{404 - 212}{5797} = 3,3\%$$

Hustota říční sítě (r) je charakteristikou, která ovlivňuje odtokový režim povodí. Je poměrem celkové délky všech toků v povodí (ΣL) k ploše povodí (P). Vzniká působením několika faktorů, kterými jsou především srážkové úhrny, intenzita dešťů, spádové poměry, propustnost půdy či vegetační kryt (Kemal 1996, s. 119). „*Za jinak stejných podmínek menší hustota říční sítě indikuje větší propustnost půdního pokryvu*“ (Kemal 1996, s. 119). Hustota 0,95 km/km² odpovídá podle klasifikace Herbera a Sudy (1994) vysoké hustotě říční sítě (Pavelková Chmelová 2013, s. 26).

$$r = \frac{\Sigma L}{P} = \frac{8,347}{8,805} = 0,95 \frac{km}{km^2}$$

Celková plocha povodí Bubovického potoka činí 8,8 km² (DIBAVOD). Charakteristika povodí (α) popisuje, zda je tvar povodí více či méně protáhlý (Kemal 1996, s. 120). Je poměrem plochy povodí (P) k délce povodí na druhou (L^2). Podle klasifikace Herbera a Sudy je tvar povodí do 50 km² protáhlý, pokud charakteristika povodí je menší než 0,24 a vějířovitý, pokud je charakteristika větší než 0,26 (Pavelková Chmelová 2013, s. 31-32). Povodí Bubovického potoka s charakteristikou povodí rovnou 0,28 je tedy vějířovitého tvaru

$$\alpha = \frac{P}{L^2} = \frac{8,805}{5,647^2} = 0,28$$

Obdobnou charakteristikou je koeficient protáhlosti povodí (R_E). Počítá se jako poměr průměru kruhu o obsahu rovnému povodí k délce povodí. Čím je hodnota, nabývající od 0 do 1, vyšší, tím více je povodí kruhovitě (Pavelková Chmelová 2013, s. 32). Koeficient protáhlosti povodí je roven 0,59.

$$R_E = \frac{2\sqrt{\frac{P}{\pi}}}{L} = \frac{2\sqrt{\frac{8,805}{\pi}}}{5,647} = 0,59$$

Graveliův koeficient (K_G), též popisující tvar povodí, je charakterizován jako poměr délky rozvodnice (L_R) k obvodu kruhu o obsahu rovnému ploše povodí (Pavelková Chmelová 2013, s. 32). Koeficient popisuje, jak moc se tvar povodí liší od „ideálního“ kruhovitě tvaru (Pavelková Chmelová 2013, s. 32). Čím je hodnota od 1 vyšší, tím je povodí protáhlejší (Pavelková Chmelová 2013, s. 32). Graveliův koeficient je roven 1,7.

$$K_G = \frac{L_R}{2\sqrt{P\pi}} = \frac{17,67}{2\sqrt{8,805\pi}} = 1,68$$

Koeficient souměrnosti povodí (K_S) porovnává plochy pravé a levé části povodí, které jsou od sebe odděleny vodním tokem. Čím jsou hodnoty, nabývající od 0 do 1, vyšší, tím více je povodí asymetrické (Pavelková Chmelová 2013, s. 33). S hodnotou 0,03 je povodí velmi symetrické.

$$K_S = \frac{|P_P - P_L|}{P} = \frac{|4,275 - 4,530|}{8,805} = 0,03$$

Výškové a sklonitostní poměry zásadně ovlivňují klimatologické a meteorologické parametry (Kemel 1996, s. 121). Převýšení povodí je 230 m. Nejvyšší bod se nachází ve výšce 442 m n. m. a nejnižší bod při ústí je ve výšce ve výšce 212 m n. m. Základní zjednodušenou charakteristikou sklonitostních poměrů je průměrný sklon povodí (I). Je poměrem rozdílu nejvyšší a nejnižší nadmořské výšky v povodí k druhé odmocnině plochy povodí (Pavelková Chmelová 2013, s. 34). Sklon povodí Bubovického potoka je roven 78 ‰.

$$I = \frac{\Delta h}{\sqrt{P}} = \frac{230}{\sqrt{8,805}} = 77,51\text{‰}$$

Jednodušší charakteristikou je koeficient reliéfu (R_h), který je pouze poměrem rozdílu nejvyšší a nejnižší nadmořské výšky v povodí k délce povodí. S hodnotou 0,04 koeficient říká, že v povodí na 1 m délky připadá v průměru 0,04 m výšky.

$$R_h = \frac{\Delta h}{L} = \frac{0,230}{5,647} = 0,04$$

2.3 Litologie a geologický vývoj

Povodí Bubovického potoka se nachází v Barrandienu, geologické oblasti mezi Domažlickem a Kostelcem n. Labem, orientované ve směru severovýchod-jihozápad, která je tvořená metamorfovaným svrchním proterozoikem a spodním paleozoikem v osní části, v oblasti mezi Prahou a širším okolím Berouna (Petránek, 2016). Sedimentace v této oblasti spadá z větší části do kralupsko-zbraslavské a štěchovické skupiny svrchního proterozoika. Na tyto hlubokovodní sedimenty nasedá s úhlovou diskordancí kambrická mělkomořská a fluvialní sedimentace příbramsko-jinecké pánve (Chlupáč 1988, s. 24, s. 56-116). Na kambrickou sedimentaci pak nasedá sled sedimentů ordoviku až devonu spadající do pražské pánve, orientované od severovýchodu na jihozápad. Vznik pražské pánve začal ve spodním ordoviku, při proniknutí spodnotremadockého moře do středních Čech. Pro ordovik je charakteristický vývin ve dvou faciích – jílovité a písčité. Z ordovických souvrství z nejstaršího období tremadoku se v pražské pánvi nachází souvrství třenické s mocností do 30 m a souvrství milínské s mocností do 35 m. Následující období arenig je zastoupeno souvrstvím klabavským a llanvirn souvrstvím šareckým. Období dobrotiv je zastoupeno pouze souvrstvím dobrotivským, které dosahuje mocností mezi 350-400 m. Období beroun poznamenala mnohem větší subsidence, která umožnila vytvoření vrstevního sledu, který zaujímá 2/3 mocnosti celého ordoviku. Vyvinulo se souvrství libeňské s mocností 150-200 m, souvrství letenské s mocností 400-600 m, souvrství vinické s mocností 250-300 m, souvrství zahořanské s mocností 300-350 m a souvrství bohdalecké s mocností 100-150 m. Období královské charakterizuje souvrství královské s mocností 100-150 m a následující období kosov souvrství kosovské s mocností pod 120 m.

Uložení siluru se zachovaly pouze ve formě denudačního zbytku mezi Prahou a Zdicemi (Chlupáč 1988, s. 117-148). Pro Silur byl charakteristický vulkanismus s produkcí vulkanoklastik a bazaltových láv v kříženích zlomů tachlovického a kodského. Podél těchto zlomů probíhající pohyby v siluru definovaly faciální pestrost jednotlivých segmentů pražské

pánve. Pro oblast významná byla zejména činnost svatojanského vulkanického centra, která byla ukončena až během období wenlocku až spodního ludlowu. Zároveň docházelo k postupnému nárůstu množství karbonátové příměsi v sedimentu. Od svrchního Wenlocku a v Přídolí se usazovaly vápnité břidlice, deskovité vápence a lokálně biodetritické vápence. Synsedimentární deformace jsou charakteristické pro silur a pokračovaly patrně i po jeho konci.

Silur je zastoupen souvrstvími o celkové mocnosti 250-450 m, která však v oblasti vulkanických center může přesahovat i 500 m (Chlupáč 1988, s. 117-148). Z období llandovery pochází bazální souvrství želkovické, které dosahuje mocnosti až 24 m a souvrství lithlavské s mocností do 70 m. Souvrství motolské z přelomu llandovery a wenlocku již obsahuje vložky biodetritických a mikritových vápenců a lokálně i vulkanoklastika. Zároveň je nejmocnějším silurským souvrstvím, které dosahuje mocnosti až 250 m. Na přelomu období ludlow a přídolí, kdy postupně přibývá karbonátů, se vyvinulo souvrství Kopaninské s mocností 60-100 m a souvrství Požárské s mocností 5-50 m.

V devonu převládal na silur navazující vývoj v karbonátech, s výjimkou v nejsvrchnějším – srbském souvrství (Chlupáč 1988, s. 148-152). Souvrství devonu jsou tvořena kombinacemi facií mikritových, usazovaných v hlubokém a klidném prostředí a facií biodetritických, které se utvářely v mělkém prostředí s turbulentními pohyby vody. Zatímco mikritické facie jsou nejvíce vyvinuté v jihovýchodní části pražské pánve, biodetritické facie jsou více rozšířené směrem v západní části. Vertikální změny ve faciálním vývoji odrážejí eustatické změny hladiny moře, které se odehrály během devonu. Vrstevní sled narušila náhlá sedimentace černých břidlic kačákových vrstev, která byla zjištěna na bázi srbského souvrství a flyšová sedimentace v roblínských vrstvách srbského souvrství, která patrně předznamenala variské vrásnění v Čechách. Mocnost devonských souvrství byla dána eustatickými změnami hladiny v kombinaci se subsidencí jednotlivých segmentů. Dosud zjištěné synsedimentární zlomy devonu jsou pouze lokálního charakteru. Vývoj devonu probíhal v tropické zóně, o čemž svědčí kromě litologických ukazatelů i četný výskyt druhově velmi bohatých fosílií. Vyskytují se zde zejména graptoliti, konodonti, chitinovci, goniatiti, brachiopodi a trilobiti.

Lochkovské souvrství je tvořeno především dvěma hlavními faciemi vápenců – hlubokomořských radotínských a mělkovodních kotýských (Chlupáč 1988, s. 154-161). Během lochkovu převažoval trend postupného změlčování. Chlupáč (1988) dokonce považuje vzhledem k sedimentaci za pravděpodobný přetrvávající vliv silurských vulkanických elevací. Mocnost souvrství kolísá mezi 25 až 100 m, přičemž minimum bylo zjištěno v lokalitě Svatého Jana pod Skalou a maximum mimo jiné i v Srbsku. Radotínské vápence, rozšířené zejména v jihovýchodní části pražské pánve, jsou charakteristické rytmickým střídáním převážně jemnozrnných černošedých deskovitých bitumózních vápenců s vložkami tmavých vápnitých břidlic. Lokálně se ve spodní části vrstevního sledu vyskytují polohy intraformačních brekcí. Kotýské vápence, rozšířené v severozápadní části pánve, jsou charakteristické vývojem zřetelně vrstevnatých světle šedých biodetritických krinoidových sparitických vápenců s nerovnými vrstevními plochami, které jsou běžně oddělené pouze tenkými laminami šedých nebo zelenavých vápnitých jílovců. Významný je i obsah různě zbarvených rohovců, který se snižuje až v nejvyšších polohách souvrství, dříve označovaných jako spodní koněpruské vápence. Mocnosti kotýských vápenců se pohybují v rozmezí 30 až 100 m, přičemž maximum 80-100 m bylo zjištěno právě i v okolí Srbska.

Pražské souvrství se vyznačuje sledem světlých, hrubě biodetritických a mikritických chondritových vápenců (Chlupáč 1988, s. 161-172). Z hlediska faciálního vývoje i paleontologicky je pražské souvrství nejpestřejší z celého devonu. Zatímco hlubokomořské mikritické facie jsou zastoupeny vápenci dvorecko-prokopskými a řeporyjskými, přechodní biomikritové a biodetritické facie vápenci loděnickými, sliveneckými a vinařickými. Během vývoje souvrství postupně převážily facie mikritické nad biodetritickými, vyjma tektonicky

odlišné oblasti Koněprus. Dvorecko-prokopské vápence jsou šedé mikritové až biomikritové. Bývají rytmicky hlíznaté a s uzlovitým povrchem nebo nevýrazně hlíznaté s hladkým povrchem vrstevních ploch a s vložkami laminovaných vápnitých břidlic. Výskyt rohvců je významný ve svrchních vrstvách. Maximální mocnosti dvorecko-prokopské vápence dosahují v jihovýchodní části pánve a směrem na severozápad a jihozápad jsou postupně nahrazeny vápenci řeporyjskými a loděnickými. Řeporyjské vápence bývají typicky červené až hnědočervené mikritické a biomikritové. Běžně jsou výrazně hlíznaté. Jílovité vložky jsou pouze nesouvislé a vyplňují mezery mezi hlízkami. Lokálně bývá, například i v okolí Srbska, výrazná vrstevnatost narušena a vápence tvoří tzv. „kalové kupy“. V okolí Srbska je mocnost řeporyjských vápenců nejvyšší, kolem 40 m. Loděnické vápence jsou deskovité biomikritové s vložkami vápnitých břidlic a laminitů. Typicky jsou pestře skvrnitě zbarvené a běžně tvoří „kalové kupy“. Mocnost loděnických vápenců je nejvyšší v okolí Loděnice, Srbska a Bubovic - mezi 35 až 40 m. Slivenecké a vinařické vápence jsou biodetritické krinoidové, do červena zbarvené a hrubě vrstevnaté. Podíl biomikritu roste směrem do svrchních poloh. Slivenecké vápence jsou nejrozšířenější ve spodním pražském souvrství, a to od jihozápadu až po území Prahy. Běžná mocnost se pohybuje v rozmezí 6 až 30 m. Vinařické vápence, litologicky analogické se sliveneckými, jsou místní přechodní facií mezi koněpruskými a dvorecko-prokopskými vápenci. Koněpruské vápence jsou bělavé až světle šedé biodetritické krinoidové vápence. Jejich rozšíření je nerovnoměrné a soustředěné především na tzv. „útesový komplex“ v oblasti Koněprus, kde zároveň vyplňují i neptunické žíly. Běžně tvoří podloží vápenců sliveneckých a jejich mocnost ubývá směrem na severovýchod a jihovýchod.

Zlíčovské souvrství je tvořeno převládající facií šedých až tmavě šedých vrstevnatých biodetritických a mikritových vápenců s obsahem tmavých rohvců (Chlupáč 1988, s. 172-179). Biodetritický materiál, který definuje z hlediska sedimentace v devonu anomální tzv. Korálový obzor u Kapličky, převažuje ve spodních vrstvách a v jihovýchodní části pánve. Směrem do nadloží je významný postupně rostoucí podíl břidličných vložek. V oblasti Srbska a Bubovic se v souvrství střídají polohy mikritových a biodetritických vápenců s hlíznatou strukturou. Facie červenavých biodetritických chýnických vápenců, která je výrazně vyvinuta jen v severozápadní části pražské pánve, zasahuje vyklenutím od Hostimi do nejvyšších poloh zlíčovských vápenců i v okolí Srbska (Císařská rokle). Mocnost souvrství se pohybuje mezi 80 až 120 m.

Dalejsko-třebotovské souvrství je tvořeno třemi hlavními faciemi, kterými jsou zelenavé nebo načervenalé vápnité dalejské břidlice s konkréciemi mikritových vápenců, červené až červenohnědé hlíznaté mikritové třebotovské vápence a suchomastské vápence (Chlupáč 1988, s. 179-188). Zatímco facie třebotovských vápenců jsou svým charakterem analogické k vápencům řeporyjským nebo dvorecko-prokopským, suchomastské vápence se podobají loděnickým a sliveneckým vápencům. Dalejské břidlice, jejichž vývoj byl ovlivněn submarinním vulkanismem, jsou charakteristické pro severovýchodní část pánve. Směrem na západ se jejich podíl zmenšuje a jsou postupně zcela nahrazeny facií červenavých a šedých, ve svrchních polohách biodetritických, třebotovských vápenců. Dalejské břidlice bývají zelenavé nebo načervenalé vápnité břidlice s konkréciemi mikritových vápenců. Třebotovské vápence jsou červené až červenohnědé hlíznaté mikritové vápence s lokálními vložkami rohvců a laminovaných břidlic. Suchomastské vápence jsou ekvivalentní pro dalejské břidlice a třebotovské vápence a jsou vyvinuté v mělkovodním prostředí v oblasti Koněprus. běžně vyplňují největší devonské neptunické žíly. Mocnost třebotovských vápenců se pohybuje v rozmezí 15-45 m.

Chotečské souvrství je tvořeno biodetritickými a mikritovými vrstevnatými vápenci, které se označují jako chotečské (Chlupáč 1988, s. 188-193). Chotečské vápence jsou buď šedé až tmavě šedé, mikritové a biomikritové nebo biodetritické sparitové a bitumózní. Východní část

pánve je charakteristická vyšším obsahem mikritu, břidličných vložek a rohovců. Směrem na západ těchto složek ubývá ve prospěch biodetritických facií, které zcela převládají v okolí Bubovic a Srbska. Lokálně jsou též vyvinuté vložky vápnitých břidlic s pyritem. Mocnost souvrství je v rozmezí 40 až 60 m, přičemž v okolí Koněprus jsou mocnosti jen kolem 20 m.

Srbské souvrství je tvořeno dvěma faciemi, kterými jsou ve spodních polohách kačácké vrstvy a ve svrchních polohách roblínské vrstvy (Chlupáč 1988, s. 193-198). Při vývoji srbského souvrství, který souvisí s nástupem variského vrásnění, došlo k prudkému nástupu terigenní flyšové sedimentace. Tuto změnu dokládá patrně izochronní hranice mezi faciemi. Kačácké vrstvy jsou reprezentovány tmavě šedými laminovanými vápnitými břidlicemi, které v čerstvém stavu obsahují výrazné množství jemně rozptýleného pyritu. V nižších polohách se nachází vložky mikritových a biodetritických vápenců s lokálním výskytem rohovců. Mocnost kačáckých vrstev se pohybuje mezi 2 až 15 m. Roblínské vrstvy jsou charakteristické nápadně odlišným vývojem ve flyši, který dokládají převládající zelenošedé laminované a jemně slídnaté prachovce s vložkami gradačně nebo proudově zvrstvených šedých jílovitých břidlic a zelenošedých drobovitých pískovců. Pískovce a jílovité břidlice se v souvrství v řádu centimetrů až decimetrů rytmicky střídají s prachovci. Roblínské vrstvy se zachovaly v denudačních reliktech zejména v hlavních synklinálních strukturách, kterými jsou holyňsko-hostimská a srbsko-mořinská synklinála. Mocnost roblínských vrstev může přesahovat 250 m.

V koněpruské oblasti je srbské souvrství tvořeno pouze roblínskými vrstvami s významnými polohami vápnitých pískovců (Chlupáč 1988, s. 193-198). Na rozdíl od chotečského souvrství je v srbském souvrství doložena nápadně nižší biodiverzita.

Sedimenty svrchní křídly z období cenomanu a turonu vyplňují některé deprese a obdobné krasové formy (Bosák 1995, s. 27-33).

Významnější sedimenty paleogénu nejsou v Českém krasu doloženy (Ložek a kol. 2014, s. 16). Neogenní sedimenty jsou datovány v akumulacích velké terciární řeky, která tvořila údolí mezi Karlštejnem a Berounem, ve směru na Křivoklátsko (Ložek a kol. 2014, s. 17). Dno údolí této řeky bylo jen o několik metrů níže než nejstarší kvartérní terasa Berounky a Tok terciární řeky tedy procházel 65 m nad úroveň dnešního toku (Ložek a kol. 2014, s. 17). Zdrojem akumulací neogenních fluvialních písků bylo dle Žáka a kol. (2001) a Táborského a kol. (2002) krystalinikum v oblasti Českomoravské vrchoviny (Ložek a kol. 2014, s. 17). Do nejsvrchnějšího období neogénu - pliocénu patrně spadají i některé jeskynní sedimenty (Ložek a kol. 2014, s. 17). Z paleontologických nálezů spadají do pliocénu už i obratlovci (Ložek a kol. 2014, s. 17).

Kvartérní uloženiny mají v oblasti Českého Krasu značnou mocnost. Genezí většinou spadají do glaciálního klimatu pleistocénu (Kovanda 2005, s. 15). Převažovala zde eolická a eolicko-deluviální sedimentace (Ložek a kol. 2014, s. 21). Zastižené eolické sedimenty ve formě spraší a sprašových hlín dosahují běžně mocností přes 10 m (Kovanda 2005, s. 15). Podél řeky Berounky převažují naopak fluvialní sedimenty s mocností 15-30 m podle Kukly (1956) a Balatky a Loučkové (1992) (Kovanda 2005, s. 15). Pleistocenní sedimenty jsou doloženy také v jeskynních Českého krasu (Ložek a kol. 2014, s. 17) Akumulace fluvialních sedimentů jsou tvořeny písiky a štěrky. V pánvích a z tekoucích vod pod krasovými vyvěračkami se ukládají i kvartérní vápence (pěnovce, sladkovodní slíny a křídly, karbonátové slatiny). V blízkosti vodních toků jsou usazeny fluvialní sedimenty ve formě spraše a potočních štěrků (Kovanda 2005, s. 17). V nivě Bubovického potoka pod Bubovickými vodopády jsou doloženy akumulace potočních štěrků, na nichž je vyvinuta černozem (Ložek 1974, s. 53). Dále se zde vyskytují akumulace pěnovců a suti. Při povrchu nivy je nivní hlína (Ložek 1974, s. 53).

Již v Ordoviku došlo k rozlámání pražské pánve na podélné a příčné segmenty s různou subsidencí (Chlupáč, 1988, s. 56-57). Ukončení sedimentárně-tektonického vývoje a postupný

přechod k platformnímu režimu středních Čech představuje variské vrásnění. To se dle Havlíčka (1963) dále dělí na krátké fáze pogivetskou a předvestfálskou, při kterých docházelo k deformacím vlivem působení tangenciálního tlaku (Chlupáč 1988, s. 250-252). Tyto dvě fáze jsou odděleny dlouhým obdobím, při němž došlo ke konečnému vývoji hlavních směrných zlomů.

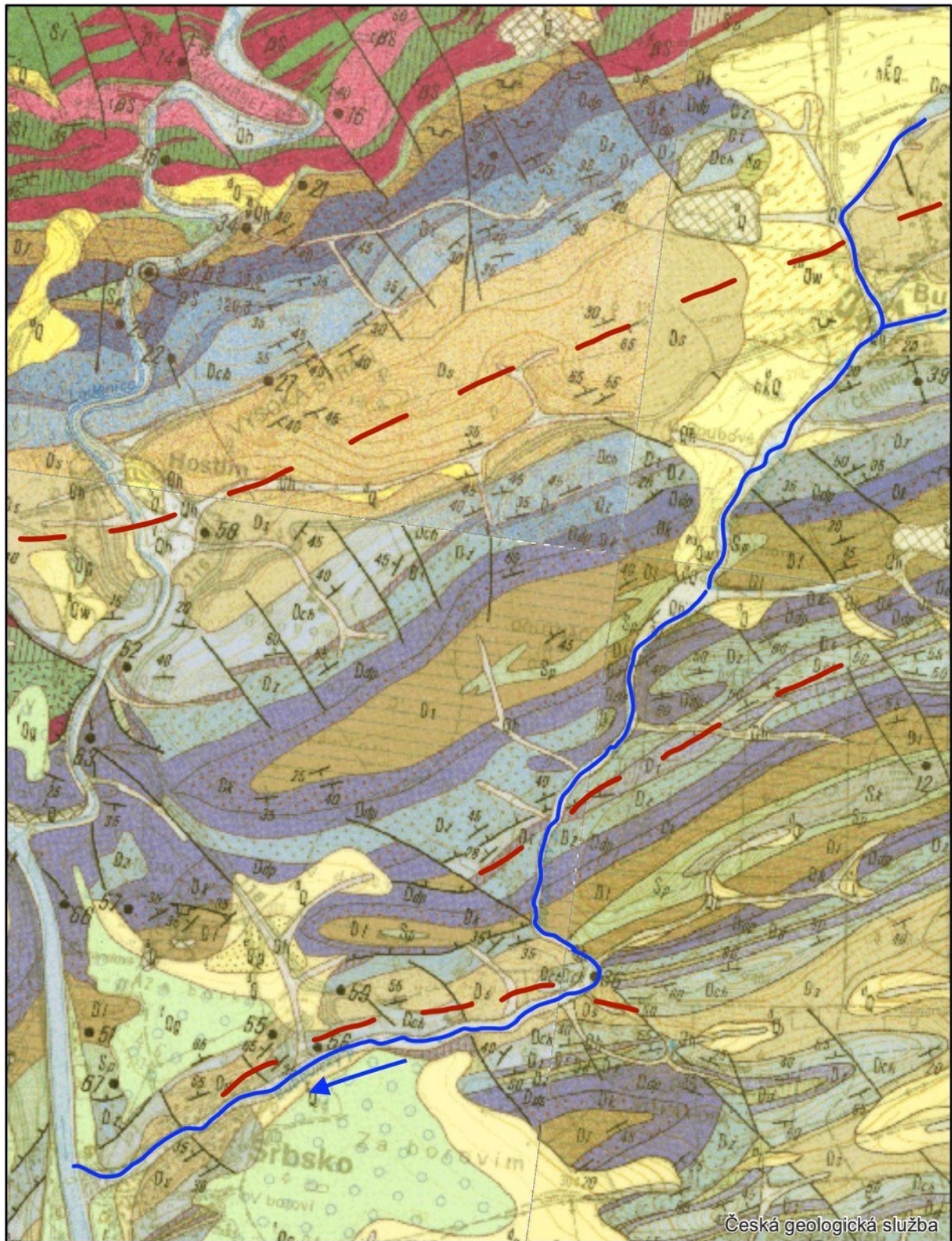
V rámci pogivetské fáze je Východobarrandienský příčný segment charakteristický silně zvrásněnými vrstvami siluru a devonu v systému šikmých a překocných vrás (Chlupáč, 1988 s. 250-252). Tyto vrásy jsou odděleny mírně až strmě ukloněnými přesmyky, výrazně orientovanými na jihovýchod. Intenzita vrásových deformací klesá s hloubkou a směrem k okrajům pražské pánve. Ve větších hloubkách se mění uložení vrstev ze strmého do subhorizontálního. Silurské vrstvy jsou tak pouze lehce zvlněné. Západobarrandienský příčný segment je charakteristický vrstvami ukloněnými pod úhlem 5-20°, chybějícími přesmyky proti křídílům pánve a na rozdíl od východobarrandienského segmentu je v něm mnohem výraznější zlomová tektonika. Během vrásnění paleozoika daly podle Havlíčka (1981) „rychle klesající části pánve později vznik synklinálám“. Antiklinální struktury, které bývají omezeny podélnými zlomy, se vytvořily z původních úzkých elevačních zón. V rámci vrásnění došlo ke zvýraznění synsedimentárních flexur jejich vztyčením nebo překocněním.

Předvestfálská fáze je druhou částí výrazného vrásnění, po níž došlo k uložení limnického svrchního karbonu (Chlupáč, 1988 s. 252). Od pogivetské fáze se liší přesouváním křídelních ker přes již vyvrásněné starší paleozoikum v centrální části pražské pánve.

Období výrazné zlomové tektoniky následovalo po zvrásnění staršího barrandienského paleozoika a přetrvávalo až do mladšího terciéru (Chlupáč 1988, s. 253-255). Podle relativního stáří lze oddělit zlomy, které jsou starší nebo mladší než uložení limnického původu. Datování je ale na větší části Barrandienu znemožněno kvůli nepřítomnosti svrchně karbonských uloženin. Příčné zlomy, orientované kolmo k podélné ose pražské pánve, často porušují průběh podélných zlomů, orientovaných ve směru podélně osy pražské pánve. Příčné zlomy proto bývají mladší. Některé hlavní směrné poklesy v pražské pánvi (tachlovický zlom, pražský zlom) ale vznikaly již během svrchního ordoviku a v siluru. V některých případech došlo během variského vrásnění k přeměnám starších paleozoických poklesových dislokací ve strmě ukloněné přesmyky (tachlovický zlom). Značná část zlomů vykazuje kromě vertikální i horizontální složku pohybu. Nejmladší doložené poklesy patří až do mladšího terciéru.

Hlavní antiklinální a synklinální struktury, zlomy a flexury mají tzv. „Pražský“ směr 65° (Chlupáč 1988, s. 255). Jsou tak paralelní s osou pražské pánve. Zároveň ale během sedimentace došlo i ke kopírování starých kambrických a proterozoických struktur, které mají směr 40-50°.

Bubovický potok pramení v blízkosti osy hostímsko-holyňské synklinály na srbském souvrství (Ds) a teče jižním až jihozápadním směrem (Obr. 2.2). Následně na spojnici Paní hory a Doutnáče potok šikmo protíná antiklinálu Doutnáče a dostává se tak do úrovně bazálního devonského souvrství – lochkovského (Dl) až svrchního silurského souvrství – požárského (Sp). Převážně jižním směrem protéká potok šikmo synklinálu Chlumu a v její ose zde teče po chotečském a dalejsko-třebotovském souvrství (Dt). V úrovni Bubovických vodopádů téměř kolmo protíná antiklinálu Amerik, kde teče po lochkovském souvrství. Pod vodopády je potok až do úrovně Kubrychtovy boudy stále v kontaktu s okrajem antiklinály Amerik. Následně se potok stáčí jihozápadním až západním směrem a až k Srbsku teče zřejmě podél osy srbsko-mořinské synklinály po srbském a chotečském až dalejsko-třebotovském souvrství. Od Kubrychtovy boudy až k ústí teče potok téměř rovnoběžně s osou synklinály.



1. července 2021

0 0,25 0,5 0,75 1 km

S © Česká geologická služba

Obr. 2.2 - Geologická rastrová mapa 1:25 000. Převzato z: ČGS, 2021. Tmavě modře jsem na rastrovém podkladu zvýraznil průběh toku Bubovického potoka. Červeně jsem vyznačil přibližný průběh os synklinál.

2.4 Hydrogeologie

Hydrogeologická funkce jednotlivých hornin a souvrství je dána jejich rozdílným litologickým složením a schopností krasovění (Krásný 2012, s. 313-314). Určujícím je poměr mezi složkou vápenců a složkou jílových sedimentů. Hlavní hydrogeologická tělesa byla vymezena Bruthansem a O. Zemanem (2000), na základě tří kritických parametrů. Prvním z nich je délka podzemních jeskynních chodeb, která indikuje míru zkrasovění v dané hornině. Čím jsou jeskynní chodby delší, tím spíše se bude dané souvrství oproti okolí jevit jako kolektor. Druhým kritickým parametrem je průměrná vydatnost pramenů. Kolektory jsou v prostředí typicky charakteristické vyššími vydatnostmi, protože voda se do nich stahuje z okolních izolátorů. A třetím parametrem je maximální hloubka hladiny podzemní vody. Ve zjištěném hlavním kolektoru bývá hladina zaklesnutá hluboko pod úroveň terénu a zároveň i hluboko oproti hladinám v sousedních izolátorech. V kombinaci s nízkým hydraulickým gradientem to svědčí o vyšší propustnosti prostředí.

Jako podložní izolátor byla definována svrchní silurská souvrství, tvořená klastickými horninami a nečistými vápenci. Jsou jimi zejména souvrství požárské a kopaninské (Krásný 2012, s. 314). Hlavní kolektor v oblasti vytvářejí vysokoprocenní vápencová souvrství lochkovské a pražské (Krásný 2012, s. 314). Lokálně ale hlavní kolektor zasahuje i do nadložního zlíchovského souvrství nebo podložního požárského souvrství (Krásný 2012, s. 314). Maximální mocnost hlavního kolektoru dosahuje až 300 m (Krásný 2012, s. 314). Charakteristická je krasovo-puklinová pórovitost, která však není kombinována s typicky propojenými a otevřenými krasovými kanály (Krásný 2012, s. 314). Prostředí je i na poměry krasu velmi nehomogenní a anizotropní s jen omezeně hydraulicky propojenými krasovými dutinami, které jsou často vyplněné sedimenty (Krásný 2012, s. 314). V lokálním měřítku je kolektor tvořen z propustných zón a z téměř nepropustných nerozpukaných bloků (Krásný 2012, s. 314). Propustnost hlavního kolektoru velmi pravděpodobně všeobecně klesá ve směru od severozápadu k jihovýchodu, jelikož odráží faciální změny pražského a lochkovského souvrství a tudíž i odlišnou míru zkrasovění ve vápencích (Krásný 2012, s. 314). Do hloubky 100 m se při proudění uplatňuje propustnější příčná tektonika, která dala vzniknout hydrogeologicky aktivním jeskyním Arnoldka i Čerínka (Krásný 2012, s. 314). Nicméně v hlavním kolektoru je regionální proudění naopak podélné s osami synklinál na vzdálenosti i přes 5 km (Bruthans 1999, s. 94-96). Proudění v hlubších částech kolektoru nebylo dosud dostatečně zdokumentováno (Krásný 2012, s. 315). Hladina podzemní vody v hlavním kolektoru bývá většinou hluboce zakleslá pod úroveň terénu (Bruthans, 2000, s. 41-49). Nadložní izolátor tvoří zejména souvrství dalejsko-třebovské, chotečské, srbské a lokálně i zlíchovské (Krásný 2012, s. 315). Maximální mocnost izolátoru dosahuje až 500 m (Bruthans J. 2021, ústní sdělení). Jeho nižší propustnost oproti okolí dokládají prameny položené vysoko nad dny údolí (Krásný 2012, s. 315). Proudění v relativně propustných zónách probíhá do několika desítek metrů pod terén (Krásný 2012, s. 315). Avšak v okolí Srbska jsou chotečské vápence silně zkrasovělé a proudění v chotečských vápencích, které jinde spadají do izolátoru tak lokálně zasahuje i do větší hloubky (Krásný 2012, s. 315). Srbské souvrství, tvořící svrchní část nadložního izolátoru, je charakterizováno jako **dokonalý izolátor**, který dosahuje mocnosti až 300 m (Krásný 2012, s. 316). Hladina podzemní vody se nachází do několika metrů pod terénem a bez soustředěných vývěrů kopíruje jeho povrch (Krásný 2012, s. 316). Propustnost souvrství výrazně klesá s hloubkou. Typicky bývá proudění vody v izolátorech vázáno na zónu přípovrchového rozvolnění puklin (Bruthans 1999, s. 94-96). Srovnáním propustností skutečných a z čerpacích zkoušek se ale potvrdilo, „že výsledky čerpacích zkoušek nemusí vůbec souviset se skutečnou propustností ve větší hloubce (v nezávětralé zóně)“ a proudění v Českém krasu je tak velmi (Bruthans 1999, s. 94-96).

V území jsou předpokládány výskyty samostatně zvodněných systémů, které jsou vázány na hlavní synklinály (Krásný 2012, s. 316-317). Regionální proudění v těchto útvarech je relativně pomalé a probíhá až ve vícekilometrových vzdálenostech. Nejvyšší vydatnosti v Českém krasu (30 l/s) vykazují prameny ve Svatém Janu pod Skalou, které odvodňují hostimsko-holyňskou synklinálu v délce až 8 km. Dosah hloubky proudění v synklinálách je odhadován až do 600 m pod povrchem ze zvýšené teploty vody pramenů. Kromě regionální hladiny se v hydrogeologických útvarech nachází i mnoho zavěšených zvodní, které dokazují i lokálně nižší propustnosti v hlavním kolektoru. Infiltrace po srážkách bývá i v hloubkách až 100 m v řádu dní a projevuje se silným skapem. V sušších obdobích je odezva v podzemí naopak velmi pomalá. Pro povrchové toky je v Českém krasu je běžné proudění, které je příčné nebo kosé k osám synklinál. Orografické povodí tak nesouhlasí s povodím hydrogeologickým a proudění v tocích je příčné vůči regionálnímu proudění podzemní vody. Tento jev je typický i v případě Bubovického potoka. V Českém krasu se soustředěné ponory toků nevyskytují. Typicky se voda pozvolně zasakuje do náplavů a posléze se z nich infiltuje do vápenců.

Propast Na Čerince (jeskyně Čerinka) je vyvinuta ve vápencích pražského a lochkovského souvrství (Bruthans 1999, příloha č. 1-3, s. 21-31). Na dně propasti se nachází jezero, jehož hladina kolísá v rozmezí 314-341 m n. m. Jeskyně Arnoldka, vzdálená od propasti Na Čerince jen 200 m, je vyvinuta ve vápencích pražského souvrství. Dno jeskyně je v 289,9 m n. m. a je obvykle suché. Při vyšších stavech ale dosahuje hladina jezera v jeskyni Arnoldka až do 309,5 m n. m. Dno Arnoldky je 71 m pod úrovní koryta Bubovického potoka, který je vzdálený jen 135 m.

3 VODNOST POTOKA

3.1 Zaznamenané stavy potoka z let 1942 až 1945

V letech 1942-45 existují občasné, velmi cenné záznamy průtoku Bubovického potoka na vodopádech od prof. Vladimíra Homoly (ručně psané deníky, dnes uložené v archivu Správy jeskyní ČR). Fotokopie deníků prof. Homoly mi poskytl pan Martin Majer.

Z Homolova deníku vyplývá, že vysoké průtoky na Bubovickém potoce, kdy voda protékala celým údolím téměř až k Srbsku, byly zastiženy 18. dubna a 16. července 1944 (Homola 1945). Voda v těchto případech ale nedotékala do Berounky a zcela se vsakovala v náplavech a sutích nad Srbskem (Homola 1945). O něco nižší stavy, kdy tekla voda nad i pod vodopády, ale ztrácela se v korytě v zalesněném údolí nad Srbskem, byly zastiženy 22. listopadu a 20. prosince 1942 (Homola 1945). Během těchto vysokých průtoků se vyplavil sediment z jezírek vodopádů, které potom dosáhly hloubky až 2 m (Homola 1945).

Nízké průtoky, kdy voda sice tekla přes vodopády, ale ztrácela se do náplavů v jezírku pod nimi, byly zastiženy 23. května 1943, 28. listopadu 1943 a 14. května 1944 (Homola 1945). Z Homolova deníku (1945) je tedy patrné, že již před 80ti lety, tedy před začátkem současné klimatické změny, klesaly vodní stavy Bubovického potoka natolik, že běžně vysychal již těsně pod vodopády.

3.2 Zaznamenané stavy potoka z 80. let

Do 80. let býval průtok Bubovického potoka až do Srbska stabilní od jarního tání až do začátku dubna. V létě při poklesu průtoku se konec toku pravidelně posouval zpět na začátek obce a dále až k rybníku (V. rybníku), 800 m pod vodopády. Po vydatnějších srážkách dotékala voda až do ústí i týden. (Mengler Z. 2021, ústní sdělení)

V 80. letech prováděl měření a hydrogeologické mapování v oblasti Bubovického potoka Jaroslav Chalupa (Chalupa 1984). Chalupa uvádí, že za srážkově bohatších období docházelo k úplné ztrátě vody na dolním toku, 350 až 1200 m pod vodopády. Během suchých období docházelo ke ztrátám i na horním toku. Ovšem pouze v takovém množství, že se voda úplně ztrácela až v úseku pod vodopády, 100-150 m nad Kubrychtovou boudou. (Chalupa 1984, s. 36)

Od přelomu 80. a 90. let jsou průtoky na potoce v Srbsku výrazně podprůměrné až nulové (Mengler Z. 2021, ústní sdělení).

3.3 Zaznamenané stavy potoka z 90. let

Občasné zmínky o Bubovickém potoce jsou také v kronice obce Srbsko, z níž mi poskytl pan Vladimír Bláha výpisy. Z kroniky obce Srbsko je patrné, že na začátku devadesátých let byly průtoky v dolní části toku minimální nebo bylo koryto zcela suché. Nadprůměrně vysoké průtoky na Bubovickém potoce jsou v kronice zmíněné až 22. prosince 1993 a 2. června 1995 (Srbsko 1996).

V letech 1995 až 1999 prováděl terénní průzkum v Českém krasu a mimo jiné i v povodí Bubovického potoka Jiří Bruthans (Bruthans 1999). Průtoky na Bubovickém potoce byly občasně měřeny za použití nádoby se stopkami nebo pomocí metody ředění. Dále Bruthans na potoce měřil teplotu a konduktivitu. (Bruthans 1999, s. 33)

V rámci měření Bruthans vymezil ztrátové úseky potoka mezi měrnými profily. První ztrátový úsek byl vymezen mezi profily A až F, mezi kterými se voda jen pozvolně vsakovala do náplavů v korytě (Bruthans 1999, příloha č. 1-3, s. 21-31). Ztráty v tomto úseku byly mezi 0,2 – 10 l/s. Důležité je, že nevyšší ztráty většinou jen odráží průchody povodňových vln, kdy povodňová vlna nestačila dorazit k spodnímu profilu a zdánlivé ztráty, vypočítané z rozdílu průtoků mezi profily jsou vyšší než množství vody, které by se ztrácelo za ustáleného vodního stavu. Dalším faktem je, že koryto bývalo již tehdy z velké části vyschlé a velikost ztrát byla častěji úměrná průtoku vstupujícímu do úseku, než skutečné infiltrační schopnosti dna koryta. Na základě průtoků mezi jednotlivými profily Bruthans ověřil výraznou sezonalitu ztrát během roku. Vysoké ztráty bývaly na jaře a nízké během zbytku roku. Vysoké ztráty byly podle Bruthanse pravděpodobně zapříčiněny sycením náplavů. Pokud došlo k jejich nasycení po dlouhotrvajících srážkách, ztráty se výrazně snižovaly. Z bilance Bruthans (1999) usoudil, že část vody vsakující se mezi profily A až F definitivně opouští podzemím povodí Bubovického potoka a přetéká do jiného povodí. Průměrný odtok ze ztrátového úseku mimo povodí byl na základě přímých ztrát stanoven mezi 2-4 l/s. Mezi profily D až F se voda z podzemí opět objevovala na povrchu. Průměrná vydatnost příronů byla odhadem stanovena v rozmezí 1-2 l/s. V roce 1995 se mezi profily D až H vlivem dešťů nasatily náplavy a svahoviny v širším okolí toku, které způsobily zvětšení skutečného povodí a krátkodobou několikaměsíční změnu toku z influentního na efluentní. Přírony mezi profily F a G měly i v roce 1996 vydatnost větší než 4 l/s. Další ztrátový úsek byl stanoven pod vodopády mezi profily H až I. Voda se opět pouze pozvolně vsakovala do náplavů. V profilu I u Kubrychtovy boudy bývalo většinou již suché koryto. Ztráty v tomto úseku dosahovaly v průměru 1,3 l/s a maximálně 3 l/s. Velikost ztrát byla opět podmíněna vstupním průtokem, který většinou sytil koryto pouze do profilu I. Ztráty mimo povodí Bubovického potoka v tomto úseku nepřesahovaly 1 l/s. K tehdy nevýrazným ztrátám okolo 0,1 l/s docházelo i v předposledním jezírku vodopádů. V roce 1998 se za extrémně nízkého průtoku vsakovala voda právě zde. Pod profilem I se nacházely výrazné přítoky od studánky pod Kubrychtovou boudou, které zvyšovaly průtok v korytě o 1,6 l/s. Bruthans na základě kolísání teploty předpokládá, že voda ve studánce je voda, která se zasakuje v korytě potoka výše. Nad studánkou byl občasný pramen vyvěrající ze suťového

kužele na levém břehu, jehož vydatnost při srážkách přesahovala 0,5 l/s. K dalším ztrátám v řádu desetin l/s docházelo v korytě potoka pod profilem K. Občasný pramen (profil R) se nacházel také při cestě na Královu studni, 100 m od Bubovického potoka. Jeho vydatnost byla v řádu prvních desetin l/s. Při srážkově bohatších obdobích v letech 1995 a 1996 vydatnost přesahovala 1 l/s a potok z pramene Králova Studně dotékal až do Bubovického potoka. Nad profilem M, v zátopovém území hráze 1 km nad Srbskem, se vyskytovaly rozptýlené přírony vody a v srážkově bohatších obdobích i prameny výše vsáklé vody z Bubovického potoka, která tekla v mělkých náplavech. Avšak k výrazným ztrátám mezi vodopády a hrází podle Bruthanse nedocházelo, jelikož území je v tomto úseku tvořeno převážně srbskými břidlicemi. Od profilu M pod hrází až po ústí do Berounky (profil Q) docházelo opět k výraznějším ztrátám vody, které přesahovaly i 7 l/s. Vysoká rozkolísanost ztrát během roku zde byla podmíněna průtokem vstupujícím do úseku. Nad obcí Srbsko se začíná výrazně zvyšovat mocnost náplavů, do kterých se voda postupně vsakuje. Výrazná infiltrace vody z potoka podle Bruthanse dosahovala do úrovně báze náplavů v hloubce přibližně 14 m. Do hlubších chotečských vápenců se voda ve větší míře neinfiltrovala.

Nejvyšší průtoky i přes 10 l/s byly na profilech A, H a M zaznamenány v létě v letech 1995 a 1996 (Bruthans 1999, příloha č. 1-3, s. 21-31). Nejnižší, o 2 řády menší průtoky byly na všech profilech zaznamenány v březnu 1995 a s klesající tendencí během celého roku 1998. Mimořádně vysoký průtok nastal při povodních v srpnu 2002 (Mengler Z. 2021, ústní sdělení)

4 HISTORICKÉ TERÉNNÍ ZÁSAHY

V roce 1903 byly zahájeny terénní úpravy a výstavba jezů a bočních hrází v rámci regulace toku řeky Berounky. Úprava břehů řeky při ústí Bubovického potoka v Srbsku byla dokončena až v roce 1913, v rámci 3. etapy úprav koryta (Srbsko 1996).

Dne 29. srpna 1955 byla v Srbsku zahájena výstavba kanálu pro tok Bubovického potoka (Srbsko 1996).

V roce 1999 byly v horní části povodí Bubovického potoka navrženy a doporučeny terénní úpravy. Účelem těchto úprav byla protierozní a protipovodňová ochrana, omezení transportu nerozpuštěných látek a částic, snížení koncentrací dusičnanů, zřízení a doplnění prvků územního systému ekologické stability a zlepšení čistoty vod tekoucích do NPR. Práce měly zahrnout rekonstrukci hrází rybníků (II. a III. rybníka), úpravu mokřadů, vybudování dvou suchých poldrů, vybudování kamenných jízku v korytě vodnějšího pravostranného přítoku, vybudování kořenové ČOV pro obec Bubovice, vybudování biologické ČOV a kanalizace pro obec Srbsko, zavedení monitoringu jakosti vody a výsadbu zeleně podél vodních toků (Voženílek a kol. 1999, s. 93-99).

V srpnu 2008 byla v obci Bubovice dokončena výstavba čistírny odpadních vod a stokové sítě. Kanalizační síť je oddílná tlaková a s vlastní ČOV umístěnou na jihozápadním okraji obce. Výtok odpadních vod byl vyřešen nově vybudovaným výtlačným potrubím od objektu ČOV k objektu vodojemu v nejvyšším bodu trasy a navazujícím gravitačním potrubím do lokality Jánská, kde se nachází jeho vyústění do toku Loděnice (VaK Beroun 2014, s. 8-9).

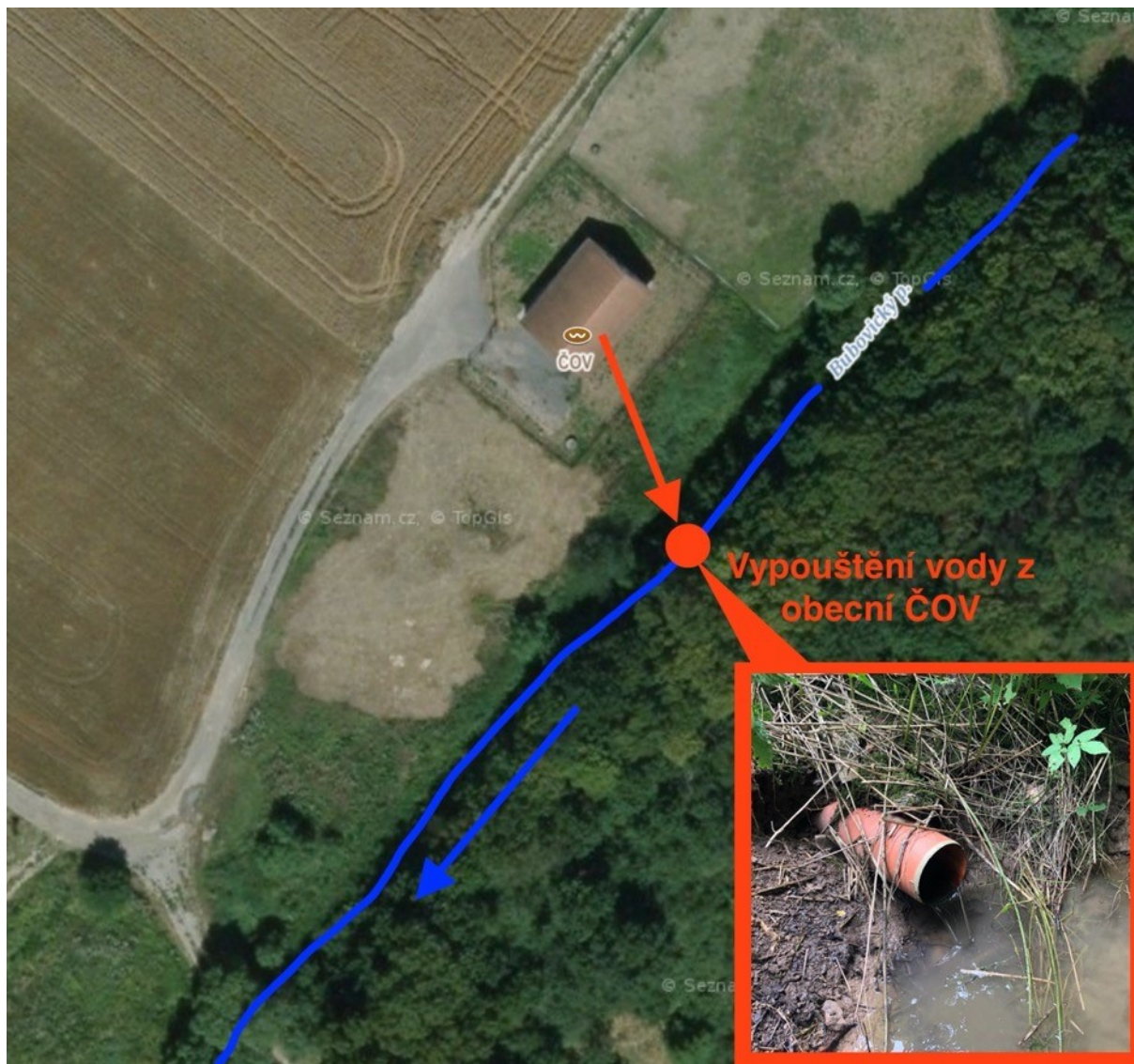
ČOV s kapacitou pro 1000 obyvatel je dvoulinková mechanicko-biologická a je určena pro zneškodnění pouze splaškových odpadních vod z intravilánu obce Bubovice (VaK Beroun 2014, s. 8-9).

Od března 2014 je ČOV a kanalizační síť v trvalém provozu (Ciroková 2014, s. 1-2).

Z důvodu vysoké poruchovosti čerpadel a praskání potrubí výtlačného potrubí bylo nutné výtlačné potrubí uvést trvale mimo provoz (Šimůnek O. 2021, ústní sdělení). Přechodná

odpadní voda z ČOV se nyní vypouští do toku Bubovického potoka (Obr. 4.1) (Šimůnek O. 2021, ústní sdělení).

Na základě návrhu obce Bubovice bylo dne 18. května 2020 se souhlasem Správy CHKO Český Kras, Lesy České republiky a Povodí Vltavy vydáno Městským úřadem v Berouně rozhodnutí o výjimce pro trvalé vypouštění přečištěné odpadní vody do toku Bubovického potoka s platností do 30. června 2023. (Ciroková 2020, s. 1-4)



Obr. 4.1 - Vypouštění z obecní Bubovické ČOV do toku Bubovického potoka. Převzato z: Mapy.cz. Horizontální hrana fotografie má délku 140 m. Obrázek je orientován vrchní částí k severu. Modře jsem na topografickém podkladu vyznačil průběh toku Bubovického potoka. Oranžově jsem kroužkem vyznačil místo vypouštění ČOV do toku Bubovického potoka.

V roce 2017 byla Agenturou ochrany přírody a krajiny navržena obnova stávajících mokřadů.

V rámci navrhovaných prací byly provedeny pasportizace a navrženy úpravy stávajících rybníků/mokřadů (II. a III. rybník). Dále bylo navrženo vyhloubení nové tůně na zamokřeném pozemku mezi stávajícími mokřady. Účelem prací, které proběhly na podzim roku 2018, bylo podle AOPK „vytvoření stabilního biotopu pro obojživelníky, rozšíření aktuální zásoby vody v korytě, posílení infiltrace a zvětšení zásoby nivní podzemní vody a především zadržetí vody v krajině“ (AOPK ČR 2019).

V rámci horního mokřadu (II. Rybníka, který je v provozu trvale) byly navrženy pouze úpravy spočívající v zabezpečení hráze. V pravém zavázání hráze byl vytvořen průleh pro převedení povodňových průtoků. V průlehu byl vybudován přepad navazující na kamenem zpevněné koryto pro převedení běžných průtoků do tůně. (Dobeš 2017, s. 10)

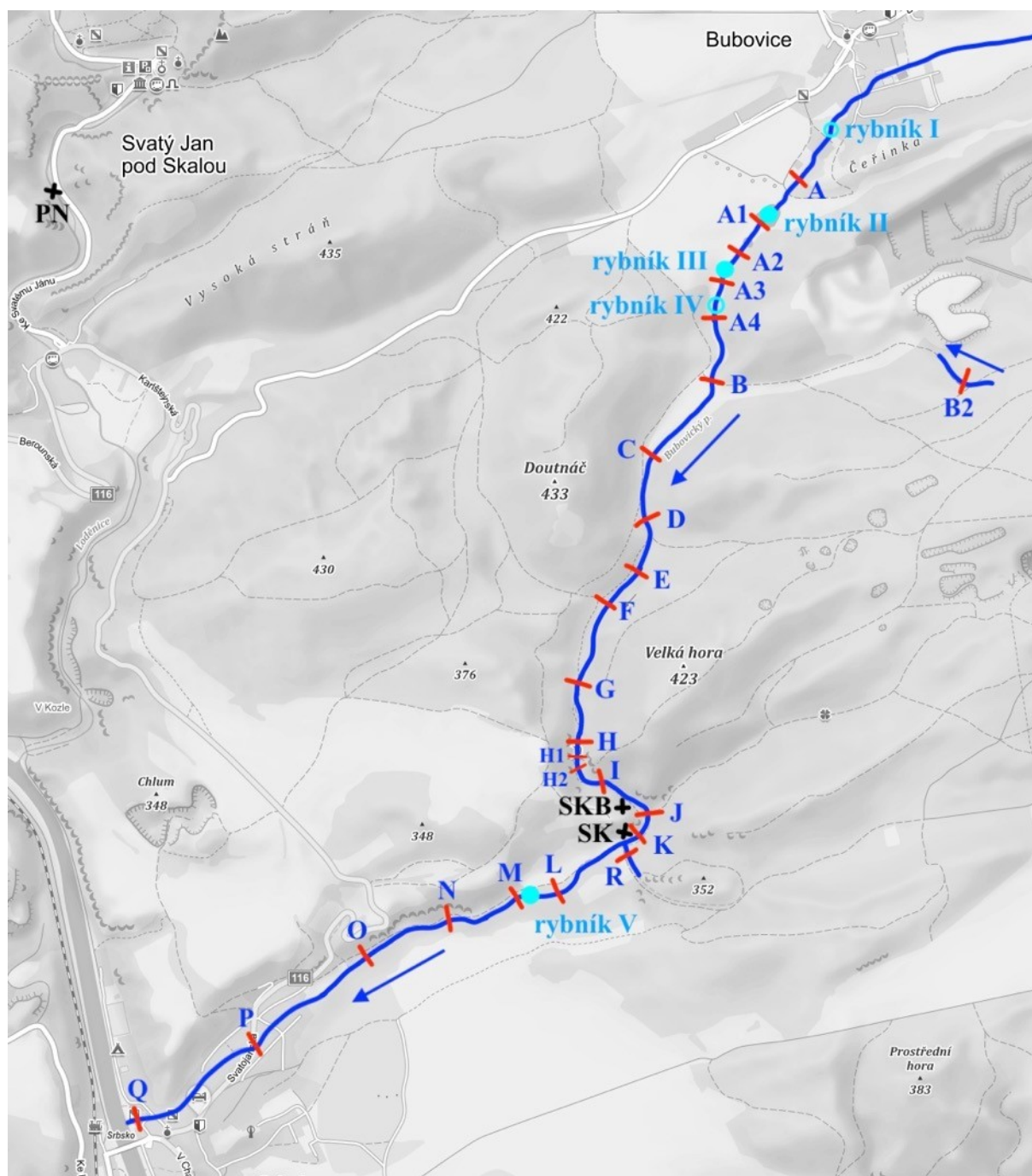
V rámci úprav dolního mokřadu (III. Rybníka, který byl až do vytvoření mokřadu bez vzduť) byl pro převedení průtoků vytvořen přepad v průlehu hráze. Vzdušná strana výtoku přes přepad byla opatřena záhozem z lomového kamene. Za přepadem bylo vyhloubeno přípojovací koryto, které navazuje na koryto, které pokračuje od výtoku hlavníku „i“ (Královcová P. 2021, ústní sdělení). Dále bylo dno mokřadu zbaveno humózní vrstvy, která byla uložena v levém zavázání hráze. Uprostřed dna byly vytvořeny 2 ostrovy o ploše 10 a 12 m². Pro potřeby stavby bylo naplánováno položení potrubí DN200 pro převedení průtoků a po dokončení případně minimálních průtoků do koryta Bubovického potoka. (Dobeš 2017, s. 10). Během stavby ale potrubí položeno nebylo (Královcová P. 2021, ústní sdělení).

Průtok v korytě Bubovického potoka pod dolním mokřadem (III. rybníkem) zajišťuje stávající drenáž (hlavník „i“), do které voda údajně vtéká propadem v korytě mezi tůň a dolním mokřadem (III. rybníkem) (Královcová P. 2017, ústní sdělení).

5 METODIKA

5.1 Terénní měření v povodí Bubovického potoka

Povodí Bubovického potoka jsem běžně procházel v úseku od ČOV Bubovice, na okraji intravilánu Bubovic, až do míst, kde se ztrácel povrchový tok. Od podzimu 2020 jsem podél potoka procházel postupně ke Kubrychtově boudě, k hrázi V. rybníka o 400 m níže a k ústí potoka do Berounky v Srbsku s tím, jak povrchový tok pronikal do nižších částí povodí v závislosti na vodním stavu. V celém mapovaném úseku toku Bubovického potoka, od ČOV po ústí do Berounky, jsem na základě starších měření Bruthanse (1999) vymezil měrné profily A až R a pro potřeby detailnějších měření doplnil několik nových profilů. Situace profilů je popsána na mapě na Obr. 5.1.



Obr. 5.1 - Situace profilů, dokumentačních bodů a rybníků. Převzato z: *Mapy.cz*. Horizontální hrana mapy má délku 3,5 km. Obrázek je orientován vrchní částí k severu. Tmavě modře jsem vyznačil průběh Bubovického potoka. Červeně jsou vymezeny profily. Světle modrými body jsou označeny rybníky (světle modrým kruhem zaniklé rybníky). Černým křížkem jsou označeny dokumentační body.

Profil A se nacházel v betonové rouře při křížení polní cesty (Bruthans 1999). Protože v současnosti již betonová roura kvůli zanesení neumožňovala měřit průtok, byl profil přesunut 100 m od původního místa proti proudu a byl zde vybudován přeliv. O 200 m dále po proudu se nachází profil A1, který je pod přetokem z hráze II. rybníka. Profil A2 je o dalších 190 m níže po proudu a nachází se těsně nad dolním revitalizovaným mokřadem. Dolní mokřad je situován v bývalém III. rybníku, pod jehož hrázi je profil A3 rovněž opatřený přelivem. Voda tekoucí přes profil A3 vytéká z hlavníku drenáže, do kterého prosakuje Bubovický potok mezi profily A1 a A2 ale navíc zde přispívá i voda z drenáží. Při vyšších stavech přetékala voda z dolního mokřadu i do původního koryta a míjela tak profil A3 s přelivem. V tomto bočním

korytě jsem proto vymezil profil A3B. Celkový průtok Bubovického potoka v tomto místě tak odpovídá součtu průtoků na profilech A3 a A3B. Profil A4 je v úrovni bývalé a pravděpodobně nedostavěné hráze IV. rybníka. O zhruba 220 m dále po proudu, v místě ostrohu, kde se k údolí potoka připojuje zleva výrazné ale suché údolí od lomu Čeřinka, je profil B. Od profilu B teče potok 350 m a téměř v ose louky až k jejímu okraji, kde je profil C. Profil B2 je 900 m východně od profilu B a nachází se v prameni nad Mužíkovým polem a pod výsypem lomu Čeřinka. Profil D se nachází bezprostředně nad křížením potoka s lesní cestou od lomů Amerika. Od profilu D se koryto prudce zařezává a jsou v něm odkryty velké balvany. Pod tímto strmým úsekem potoka se nachází profil E. Další profil F je v úrovni, kde se do údolí zprava připojuje červená turistická značka od Svatého Jana pod Skalou pod vrchem Doutnác. Profil G se nachází v meandru potoka, 50 m pod místem, kde turistická cesta 2x kříží Bubovický potok na vzdálenosti pouhých 20 m. Těsně nad Bubovickými vodopády se nachází profil H. Pod 1. stupněm vodopádů, v úrovni jeskyně, jsem vymezil profil H1. Mezi 2. a posledním 3. stupněm vodopádů je profil H2. Následující profil I je pod vodopády, v úrovni Kubrychtovy boudy. O zhruba 140 m níže po proudu, u studánky v pravém břehu potoka (studánka pod Kubrychtovou boudou), se nachází profil K. Pod ním se z levého strmého svahu připojuje cesta od Králova studně a Karlštejna. Po této cestě za vyšších vodních stavů přitékala voda od pramene Králova studánka. Na této cestě, těsně nad křížením s Bubovickým potokem je profil R (tento profil je tedy jediný na přítoku Bubovického potoka, nikoli na potoku samotném). Pod hrázi V. rybníka, 800 m nad Srbskem, je profil M. Od tohoto profilu teče potok úzkým zalesněným údolím až na okraj Srbska. V meandru potoka, v úrovni jeskyně Pod Skalou, se nachází profil N. Na konci údolí je profil O. Po 200 m vtéká potok do intravilánu Srbska a teče mezi oplocenými pozemky. Pod mostem, přes který vede silnice od Hostimi je profil P. Poslední profil Q je potom těsně nad ústím potoka do Berounky. Na břehu Bubovického potoka v úrovni Kubrychtovy boudy (mezi profily I a K) se nachází studna, kterou jsem označil jako dokumentační bod SKB a studánka, kterou jsem označil jako dokumentační bod SK. V břehu potoka Loděnice, 380 m pod Svatým Janem pod Skalou se nachází pramen „v nivě“, označený jako dokumentační bod PN. Tento dokumentační bod je 2,5 km východně od profilu A.

Na vymezených profilech jsem zaznamenával a občasně měřil průtoky a sledoval jsem, v jaké vzdálenosti od profilů se voda ztrácí (profil A4 a profil B) nebo objevuje (profil F).

5.2 Kontinuální záznam průtoků na přelivech, měření průtoků a odběr vzorků vody

Jelikož vodní stav na Bubovickém potoce nebyl nikdy kontinuálně sledován, bylo pro přesné stanovení ztrát vhodné zavést kontinuální měření průtoků v profilech, kam voda dotéká za většiny vodních stavů. Kontinuální měření bylo prováděno v intervalu 30 minut za použití tlakových čidel, instalovaných ve vzduší několik m nad přelivy, které byly vybudovány ve dvou profilech v korytě na horním toku (profil A a profil A3) a později též nad skalním prahem na Bubovických vodopádech (profil H).

Na přelivech a na vodopádech jsem měřil průtok manuálně pomocí stopek a odměrných nádob o objemu 8, 10 nebo 45 litrů. V případě vyšších vodních stavů nebylo možné průtok odměrnými nádobami spolehlivě změřit. Proto jsem průtoky v těchto situacích a na profilech bez přelivů, kde kvůli nízkému spádu nebylo možné měřit nádobou, změřil průtok metodou ředění za použití konduktometrů. Manuální měření průtoků probíhalo od listopadu 2020, vždy po maximálně 30 dnech a zároveň přednostně v závislosti na změnách počasí, které mohly významněji ovlivnit vodní stavy.

Metoda ředění je založena na principu dokonalého promíšení známého množství konzervativního stopovače a je spolehlivá na malých tocích s průtokem do 1000 l/s (Bruthans a kol. 2020, s. 48). Tuto metodu v současnosti rutinně využívá i ČHMU za nižších stavů na

vodních tocích, kdy ostatní techniky kvůli mělké vodě či malé rychlosti proudění selhávají. Po přidání stopovače do toku se průtok určuje z míry jeho zředění (Bruthans a kol. 2020, s. 48). Jako konzervativní stopovač jsem používal naváženou kuchyňskou sůl (NaCl). Změny koncentrace rozpuštěného NaCl v toku jsem sledoval prostřednictvím automatického měření konduktivity konduktometry Cond 3310 s automatickým záznamem 5000 hodnot (výrobce Xylem Analytics Germany Sales GmbH & Co. KG, WTW). Krok měření konduktivity byl 5 sekund. Průběh měření metodou ředění popisuje Kopáč (2007, s. 19). Vztah mezi konduktivitou a koncentrací injektované NaCl byl získán kalibrací přístroje pomocí kalibračního roztoku, běžně s koncentrací 10 g/l NaCl (Kopáč 2007, s. 17). Na vhodném profilu na začátku měřeného úseku toku jsem injektoval navážený stopovač, rozpuštěný ve vodě. Rozpuštěný stopovač jsem lil do toku úměrně k množství vody v každé proudnici (Kopáč 2007, s. 19). Měření konduktivity probíhá od injektáže až po pokles konduktivity na původní požadovanou hodnotu v toku (Kopáč 2007, s. 19). Výpočet průtoku z naměřených hodnot konduktivity jsem prováděl v aplikaci prtok.xls, vytvořené ve Visual Basic for applications Jiřím Bruthansem a Ondřejem Zemanem.

Hladinu jsem měřil ve studni u Kubrychtovy boudy (dokumentační bod SKB), ve studánce pod Kubrychtovou boudou (dokumentační bod SK) a na hrázi V. rybníka (profil M). Na obou přelivech jsem měřil přepadovou výšku. K měření hladin ve studních jsem používal akustický hladinoměr (Rangovu písťalu připevněnou k měřicímu pásmu). K měření přepadové výšky na přelivech jsem používal obyčejný svinovací metr.

Teplotu vody a konduktivitu jsem měřil na měrných profilech společně s průtoky. Ke změření teploty, a konduktivity jsem používal také konduktometry Cond 3310.

Tab. 5.1 - Odběr vzorků vody. X značí odebraný vzorek v profilu a v den.

datum	profil A	profil A3	profil B	profil B2	profil F	profil H	profil M	dok. bod SKB	dok. bod SK	dok. bod PN	jeskyně Arnoldka	propast Čerínka	pramen Ivanka
10.11.2020		X							X				
08.12.2020	X							X					
25.01.2021						X							
18.02.2021	X					X	X		X				
20.02.2021						X							
16.03.2021						X							
02.05.2021			X			X							
13.05.2021					X	X							
17.05.2021					X	X							
24.05.2021				X	X	X							
30.05.2021										X	X	X	X
12.06.2021	X					X	X						

Na několika vybraných profilech v toku jsem od listopadu 2020 do června 2021 odebíral vzorky vody (Tab. 5.1). Odběr jsem prováděl dle metodiky pro odběr vzorků pitné vody, uvedené v manuálu Středočeských vodáren, a.s. Tedy po důkladném vypláchnutí vzorkovnice vzorkovanou vodou se odebere vzorek bez viditelných nečistot a při uzavírání vzorkovnice se omezí přítomný vzduch na minimum (Karasová 2005). Uzavřené vzorkovnice se před dopravením do laboratoře uchovávají v chladu (Karasová 2005). Odebrané vzorky byly předány do laboratoře geologických ústavů PŘF UK na chemický rozbor.

5.3 Konstrukce přelivů, síta a instalace tlakových čidel

Dne 8.12.2020 jsem v korytě Bubovického potoka, ve spolupráci se školitelem, vytvořil 2 přelivy a do vzdutí za ně umístil čidla barologer Solinst (Kanada) zaznamenávající tlak vody + vzduchu. První přeliv byl umístěn 10 m pod výtokem z ČOV (profil A) (Obr. 5.2) a druhý přeliv pak 20 m pod hrází III. rybníka (profil A3), v korytě od hlavníku drenáže. K vybudování přelivů jsem použil hliníkové plechy (o rozměrech 35 x 120 cm) zasazené vertikálně, kolmo na tok do jílovitého dna koryta tak, aby voda přetékala pouze přes horní hranu přelivu. Plechy byly vyztuženy zaraženými 1 m dlouhými ocelovými tyčemi (roxory). Plechy přelivů byly mízně ukloněny k jedné straně koryta tak, aby za nízkých stavů voda přetékala přeliv jen při jedné straně a aby za vyšších vodních stavů byl naopak přetékán přeliv v celé jeho šířce. Dno ve vzdutí přelivů jsem zpevnil jílovitým materiálem z břehu a na bocích koryta vyskládal plochými kameny, aby nedocházelo k nežádoucímu vymílání okrajů přelivu a jeho obtékání. Podobným způsobem jsem kameny vyskládal dno bezprostředně nad přelivem, aby při vyšších průtocích nebylo dno zbytečně vymíláno a prohlubováno a nedocházelo tak k oslabování míst v břehu, ve kterých jsou nyní přelivy pevně zasazené. Tlaková čidla (barologery) jsem nainstaloval přibližně 1 m ve vzdutí nad přelivem v dostatečné hloubce, vhodné pro zastížení i velmi nízkých stavů na obou profilech. Zároveň jsem čidla umístil v krátké a úzké novodurové trubce chránící před změnami teploty během dne. Novodurové trubky jsem patřičně zamaskoval a upevnil v břehu přírodním materiálem, aby nedošlo k jejich poškození nebo uvolnění.



Obr. 5.2 - konstrukce přelivu v profilu A. Foto: autor.

Dne 18.5.2021 bylo umístěno třetí tlakové čidlo pod 1. stupeň Bubovických vodopádů pro monitoring průtoku na vodopádech. Dne 22.12.2020 jsem nad horním přelivem v profilu A vybudoval provizorní česle/síto, aby se zamezilo zablokování přelivu větvemi a jiným naplaveným materiálem a nedocházelo tak k ovlivňování hladiny na přeřadu (Obr. 5.3). Síto bylo vybudováno zhruba 2 m za přelivem. Použil jsem 1 m dlouhé a 0,5 cm tlusté ocelové pruty

(betonářská výztuž), které jsem následně kladivem zapravil do jílovitého dna. V obou březích jsem 3 pruty spojil do „trojnožky“ pro zajištění stability síta. Z návodní strany jsem na pruty vázacím drátem připevnil plastové „králíčky“ pletivo s 1 cm velkými oky. Pletivo jsem vyřezal na tvar koryta a na okrajích koryta ho upevnil na zbylé 2 pruty. Pletivo jsem nainstaloval tak, aby bylo směrem dolů skloněno proti proudu a mezi ním a dnem koryta bylo ponecháno 15 cm volného prostoru pro průtok vody bez plovoucích částic. Síto nad horním přelivem ale bylo nedopatřením nainstalováno pod tlakové čidlo (barologger), a proto jsem ho 23.3.2021 přesunul o 5 m dále proti proudu, aby plnilo svou funkci.



Obr. 5.3 - konstrukce síta nad přelivem v profilu A. Foto: autor.

5.4 Konstrukce měrných křivek profilu

Pro vyčíslení průtoků z datových řad hladiny vody se používají měrné (konsumpční) křivky profilu, které lze sestavit na základě manuálně měřených průtoků za nízkých a středních vodních stavů (Hrdinka 2015, s. 21). Měrná křivka je vztahem mezi 2 proměnnými, které jsou měřitelné na vodním toku. Obvykle to bývá průtok, vztažený k výšce hladiny nad odměrným bodem (Willis 2011).

Pro výpočet jsem použil data z tlakových čidel, která byla zaznamenávána od listopadu po 30 minutách a manuálně naměřené průtoky v rámci terénního měření. Data tlaku vody + vzduchu uvedená v jednotkách kPa jsem převedl na výšku hladiny v metrech, odečetl od nich tlak vzduchu měřený ve středních Čechách (Čerčany).

Konstrukce křivek bývá prováděna pomocí lineární nebo nelineární regrese, kde se pro vložení parametrů aplikuje metoda nejmenších čtverců (Willis 2011). Metoda nejmenších čtverců vychází z principu, že nejvěrohodnější požadované hodnoty neznámé jsou získány, pokud je součet čtverců chyb minimální (Stewart 1913). Metoda je používána pro určení nejvhodnějšího

odhadu z dat zatížených chybou. Aplikací této metody je proložení dat funkcí, kterou jsem použil pro sestavení měrných křivek horního a dolního přelivu. Do grafu jsem vynesl na osu y manuálně naměřený průtok, na osu x pak tomu odpovídající hodnotu hladiny z tlakového čidla. Vynesené body jsem v programu MS Office Excel proložil nejvhodnější polynomickou spojnicí trendu takovou, aby součet čtverců chyb byl co nejmenší. Použitím funkce spojnice trendu bylo možné z dat tlaku převedených na hladinu vypočítat příslušný průtok.

5.5 Postup při vytváření hydrologické bilance a určování ztrát

Zpracováním poskytnutých a naměřených dat jsem zjistil hodnoty jednotlivých prvků vodní bilance pro povodí Bubovického potoka. Vzájemný vztah prvků bilance určuje, jaký bude odtokový proces z určitého povodí (Kemel 1996, s. 65). Vztah bilančních prvků popisuje bilanční rovnice, která říká, že množství srážek spadlých na povodí je rovno evapotranspiraci (množství vody vypařené z plochy povodí) + celkovému odtoku (množství vody odtéká uzávěrovým profilem povodí) + změn zásob vody v povodí (Kemel 1996, s. 65).

Jednotlivé ztrátové, přispívající a infiltrační části povodí jsem vymezil v mapové aplikaci Analýzy výškopisu – Geoprohlížeč (aplikaci pro provádění analýz výškopisu nad daty ČÚZK). Vymezení povodí jsem provedl ručně nakreslením rozvodnic. Infiltrační část povodí (nivu) mezi profily A, A3, B a C jsem vymezil v nejnižších částech rovinného údolního dna v nejbližším okolí podél toku. U všech vymezených mezipovodí jsem určil jejich plochu.

Z Českého hydrometeorologického ústavu jsem stahl volně dostupná denní data teplot z klimatologické stanice Ondřejov (ČHMÚ 2021). Měsíční data o vypouštění přečištěné odpadní vody z ČOV Bubovice mi poskytl pan Jan Soukup ze společnosti Vodovody a kanalizace Beroun a.s. A také jsem použil naměřené průtoky Bubovického potoka z let 1995 až 1998, které jsem získal z práce Bruthanse (1999).

Kromě úhrnů srážek je důležitým prvkem hydrologické bilance celkový výpar, tzv. evapotranspirace (Hamon 1960, s. 1). Evapotranspirace je, podobně jako srážkový úhrn, fyzikálním procesem, který ale zároveň závisí na stavu rostlinného krytu (Thornthwaite, 1948, s. 56). Jako meteorologický proces představuje evapotranspirace zpětný tok vody do atmosféry (Thornthwaite, 1948, s. 57). Je kombinací evaporace, která představuje výpar z povrchu půdy a transpirace, která představuje spotřebu vody a následný výpar skrze rostliny (Thornthwaite, 1948, s. 55). Skutečnou evapotranspiraci je ale obtížné zjistit, protože kromě klimatických parametrů závisí i na rozložení srážek, na obsahu vody v půdě a na dodávání vody do míst, kde je zjišťována (Kristensen a Jensen 1975, s. 170). Kromě těchto parametrů velikost evapotranspirace závisí i na rostlinném krytu a na způsobu obdělávání půdy (Thornthwaite, 1948, s. 59). Ke zjišťování evapotranspirace se proto využívají jednodušší nepřímé metody odhadů tzv. potenciální evapotranspirace (dále PET) (Hamon 1960, s. 1). PET je při konkrétní teplotě maximální evapotranspirací, která nastává při dostatku zásob vody v půdě (Thornthwaite, 1948, s. 56). Je to tedy evapotranspirace v situaci, kdy má vegetace neomezený přístup k půdní vodě (vodě z nenasyčené zóny) a výpar odpovídá pouze vstupující energii potřebné k přeměně skupenství vody (Bruthans a kol. 2020, s. 48). Odhady PET, na základě souvislosti s meteorologickými prvky, tedy spočívají v zanedbání vodního deficitu (Hamon 1960, s. 1). Podle Blaneho (1956) lze na základě pozorování podle odpařování z volné vodní plochy odhadnout potenciální evapotranspiraci pro území s vegetačním krytem (Hamon 1960, s. 26). Podle Linsleyho a Kohlera (1958) je evapotranspirace z volné vodní plochy přímo rovna PET (Hamon 1960, s. 26). Avšak v přírodě běžných podmínkách je evapotranspirace z vegetačního krytu vlivem albeda nižší než evapotranspirace z volné vodní plochy (Hamon 1960, s. 26). Skutečnou evapotranspiraci lze z hodnot potenciální evapotranspirace zjistit na základě dostupných dat vlhkosti (Hamon 1960, s. 1).

Odhad PET je podmíněn dostupností dat teploty a podle konkrétní výpočetní metody pracuje s různými korekčními faktory, které uvažují roční období a polohu zájmové oblasti (Hamon 1960, s. 1). Pro odhady PET je široce využívána Penmanova kombinační metoda (1948), která je hydrology (Jensen et al. 1990; Shuttleworth 1993; Beven 2001) považována za fyzicky nejspokojivější (Oudin et al. 2005, s. 292). V případech, kdy byla využita totiž metoda poskytuje odhady PET, které jsou nejadekvátnější s měřením lyzimetry. Penmanova metoda využívá koeficienty, které závisí na klimatu v zájmové oblasti (Hamon 1960, s. 25). Porovnáním jednotlivých modelů PET se zabýval Oudin a kol. (2005, s. 292, 303), který zjistil, že z hlediska účinnosti, jsou modely založené na Penmanově metodě, vyžadující 4 klimatické proměnné, srovnatelné s jednoduššími modely, které vyžadují pouze data o teplotě a extraterestriální záření. Oudin (2005, s. 303) na základě těchto jednoduchých modelů vytvořil jedinou rovnici pro výpočet PET, která s méně proměnnými poskytuje hodnoty srovnatelné s komplikovanějšími modely na základě Penmanovy metody. Vzhledem k nižším požadavkům na data je tedy výhodnější používat jednoduché modely (Oudinovu rovnici) (Oudin et al. 2005, s. 303). K výpočtu PET jsem použil rovnici navrženou Oudinem a kol. (2005), která je v ČR široce využívána i v modelu Bilan a ze vstupních hodnot vyžaduje pouze teplotu vzduchu.

$$PE = \begin{cases} \frac{0.408R_e(T+5)}{100} & \text{if } (T+5) > 0 \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}$$

Obr. 5.4 - Rovnice pro výpočet PET podle Oudina (2005). Převzato z: Oudin, 2010, s. 213.

V rovnici na Obr. 5.4 představuje PE míru potenciální evapotranspirace v mm/den. T_a je průměrná denní teplota (°C) a R_e je extraterestriální záření (MJ/m²/den). Rovnici pro výpočet extraterestriálního záření popisuje Allen et al. (1998) (VÚV TGM 2015, s. 37). K jejímu výpočtu je třeba sluneční konstanta (0,082 MJ/m²/min) a časově proměnlivé parametry jako inverzní relativní vzdálenost Země od Slunce, deklinace Slunce, hodinový úhel západu Slunce a zeměpisná šířka povodí (VÚV TGM 2015, s. 37). Ke zjištění hodnot PET jsem použil denní data teplot z klimatologické stanice Ondřejov, která je nejbližší stanicí s kontinuálním měřením, dostupnou na portálu ČHMU.

5.6 Přímé ztráty průtoku Bubovického potoka a nepřímé ztráty vody z dílčích povodí Bubovického potoka

Protože Bubovický potok má několik ztrátových úseků, které se střídají s úseky, kde se vodnost toku naopak zvyšuje, rozdělil jsem profily na potoce, kde jsem měřil průtok do skupin tak, aby všechny ztrátové úseky za sebou byly v jedné skupině. Toto dělení jsem rovněž využil pro rozdělení orografického povodí Bubovického povodí na dílčí povodí. Dílčí povodí byla tedy vždy buď tvořena ztrátovými úseky, nebo naopak úseky kde docházelo k přírům podzemní vody (Obr. 6.10).

Manuálně naměřené průtoky v profilech Bubovického potoka jsem použil ke stanovení přímých ztrát z toku. Přímé ztráty odpovídají rozdílu průtoku mezi profilem, kde tok do ztrátového úseku vstupuje a profilu kde ztrátový úsek končí. Dílčí ztráta je pak rozdíl průtoku mezi následujícími profilem na povrchovém toku.

Vedle přímých ztrát se voda může vsakovat do vápenců a odtékat jimi mimo povodí, aniž by se vůbec dostala do povrchového toku. Takové ztráty se žádnou ztrátou průtoku toku neprojeví. Nepřímé ztráty jsem kvantifikoval postupem Kukačky a kol. (2012). Postup předpokládá, že všechna povodí v určité oblasti by měla mít v určitém čase stejný specifický odtok, tedy že průtok vydělený plochou povodí by měl být na všech povodích stejný. U povodí, kde se vyskytují vápence nelze nikdy vyloučit přetok vody do/z jiného povodí. Na Bubovickém potoce

je jediné dílčí povodí, kde nevystupují vápence a plocha povodí i odtok by měl odpovídat orografickému povodí, jde o povodí 1 nad profilem A (Obr. 6.10).

Odtok z povodí 1 jsem považoval za neovlivněný. Vydělením průtoku na profilu A plochou povodí 1 jsem získal neovlivněný specifický odtok pro dané datum měření. Ve všech ostatních povodích (2, 3, 4 a 5) jsem předpokládal stejný specifický odtok v daném datu měření, jako který jsem vypočítal z povodí 1. Tedy ze vztahu, že odtok z ostatních povodí (2, 3, 4 a 5) je roven neovlivněnému specifickému odtoku z povodí 1, který je vynásoben plochou příslušnou jednotlivým povodím. Pokud by v povodí nedocházelo k přímým ani nepřímým ztrátám, tak by průtok na uzávěrovém profilu povodí byl roven vstupujícímu průtoku v toku a vypočtenému specifickému odtoku, vynásobenému plochou povodí. V situaci, kdy je ale skutečný průtok nižší, než průtok uvažovaný při nulových ztrátách, je povodí ztrátové. V případě, kdy je průtok vyšší, než průtok uvažovaný při nulových ztrátách, je povodí přebytkové.

K výpočtu specifického odtoku jsem použil povodí od pramenné části toku Bubovického potoka až po profil A, které se z větší části nachází na ve srovnání s okolím nejméně propustném srbském souvrství. Jelikož byl ale odtok z této části povodí ovlivněn (zvýšen) režimním vypouštěním z bubovické ČOV, odečetl jsem od něj hodnotu průměru (v l/s) z měsíčního vypouštění ČOV, které měří VaK Beroun. Vypočítané odtoky v litrech za sekundu indikují, zda se voda v jednotlivých částech povodí ztrácí (nižší odtok, než z části povodí s vyváženou bilancí) nebo zda je doplňována z podzemní vody (vyšší odtok, než z části povodí s vyváženou bilancí) (Kukačka a kol. 2012, s. 128).

5.7 Ztráty z náplavů potoka díky evapotranspiraci

Voda Bubovického potoka, která se mezi profily A a C ztrácí do náplavů, se může ztrácet buď průsakem do podložního vápencového kolektoru, nebo se může z náplavů odpařovat. Odtok přímo náplavy není možný, protože pod koncem náplavů je koryto toku vymleto až na skalní dno a tok zde bývá suchý.

Pro kvantifikaci podílu evapotranspirace na ztrátách jsem spočítal ztráty z plochy zamokřené nivy v l/s/km². K výpočtu jsem použil manuálně naměřené průtoky z 90. let a roku 2020 a 2021, změřené délky protékané části koryta pod profilem A3 a hodnoty denní PET, vypočítané z teplot zaznamenávaných ČHMÚ na klimatologické stanici Ondřejov podle postupu Oudina (2005). V rámci postupu ke stanovení ztrát z plochy v zamokřené nivě jsem nejprve mezi profily A, A3, B a C vymezil plochu nivy, tedy ploché údolní dno v nejbližším okolí podél toku, které může být tokem dotováno. Dále jsem přímé ztráty, vypočítané mezi profily A, A3, B a C vztáhl k příslušné ploše nivy (Obr. 6.13). V letech 2020 a 2021, kdy jsem měl k dispozici změřené délky protékané části koryta, jsem plochu nivy vynásobil procentem, které odpovídalo procentu protékané části koryta mezi profily A3 a C. V ostatních případech jsem ztráty vztáhl k celé ploše nivy od profilu A do profilu C nebo od profilu A do profilu B, pokud ztráty mezi profily B a C byly rovny nule. Odečtením hodnoty PET, vypočítané z denní PET a vztažené na příslušnou plochu nivy (PET v l/s/km²), jsem ze ztrát vztažených na plochu nivy zjistil, kolik vody se z nivy vsakuje do podložních hornin a kolika procenty přispívá PET ke ztrátám vody v zamokřené nivě.

5.8 Stopovací zkouška

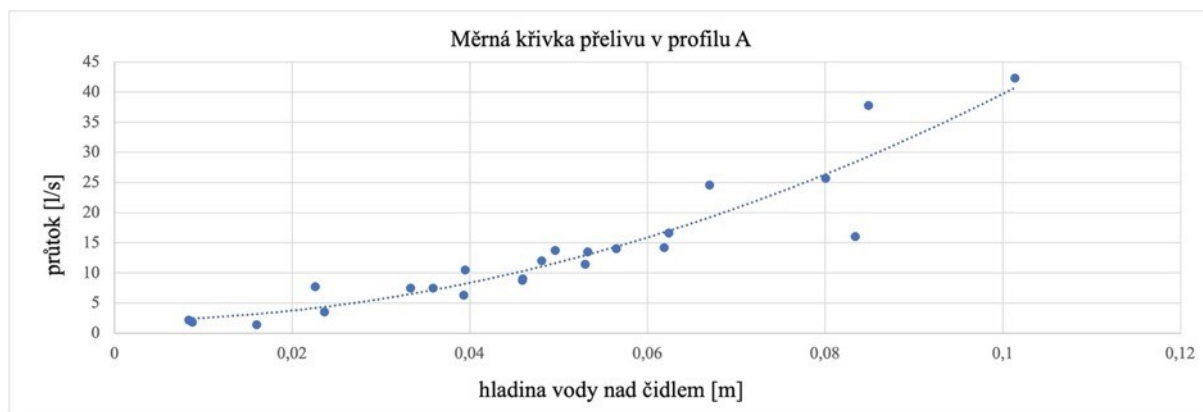
V dubnu až červnu 2021 jsem se podílel na vzorkování stopovací zkoušky prováděné na Bubovickém potoce. Stopovací zkoušku organizoval J. Bruthans ve spolupráci s SCHKO Český kras a VAK Beroun. Jejím účelem bylo pokusit se zjistit kam odtéká voda ztrácející se mezi profily A a C na Bubovickém potoce. Použitým stopovačem byla sodná sůl fluoresceinu C₂₀H₁₀Na₂O₅. První injektáž, které jsem se zúčastnil, proběhla 20. dubna. Do ztrátového úseku

toku mezi profily A1 a A2 bylo na několika místech vloženo 100 g rozpuštěného stopovače. Odebíral jsem vzorky z Bubovických vodopádů (profil H), ze studánky pod Kubrychtovou boudou a z profilu M na potoce. Od 29. do 30. května jsem potom s krokem 2-3 h odebíral vzorky z pramene V nivě Loděnice. Jiné osoby a automatický odběrač vzorků zajišťovaly kontinuální vzorkování z pramen Sv Jan pod Skalou a z jímacího vrtu v Srbsku. Vzorky vody bez viditelných nečistot jsem odebíral do malých skleněných vzorkovnic. Po odebrání jsem vzorkovnice uchovával ve tmě a v chladu až do té doby, než byly předány k vyhodnocení do laboratoře. Analýzu vzorků vody prováděl Jakub Mareš na fluorimetru v laboratoři PŘF UK.

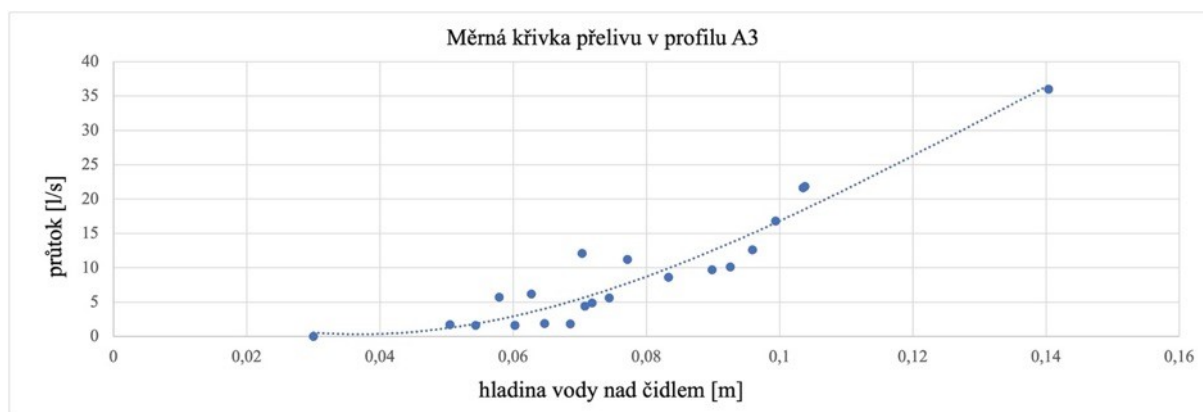
6 VÝSLEDKY

6.1 Průtok Bubovického potoka

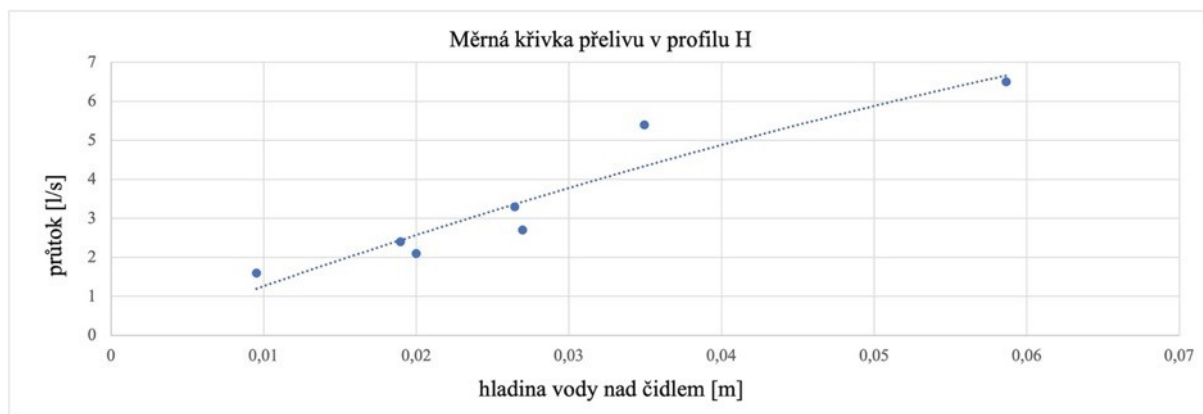
Z hodnot, zaznamenaných tlakovými čidly v půlhodinových intervalech u profilů A, A3 a H, jsem s použitím svých manuálních měření sestavil měrné křivky profilů (Obr. 6.1, Obr. 6.2 a Obr. 6.3). Výšku hladiny vody nad přelivy jsem ze záznamů čidel kalibroval pomocí metrem naměřené hodnoty výšky. Proložením spojnice trendu naměřenými hodnotami jsem následně vytvořil měrné křivky profilů, ze kterých jsem s použitím rovnic spojnice trendu vypočítal průtok. Souhrnný graf vývoje průtoku na profilech A, A3 a H je uveden v příloze 1.



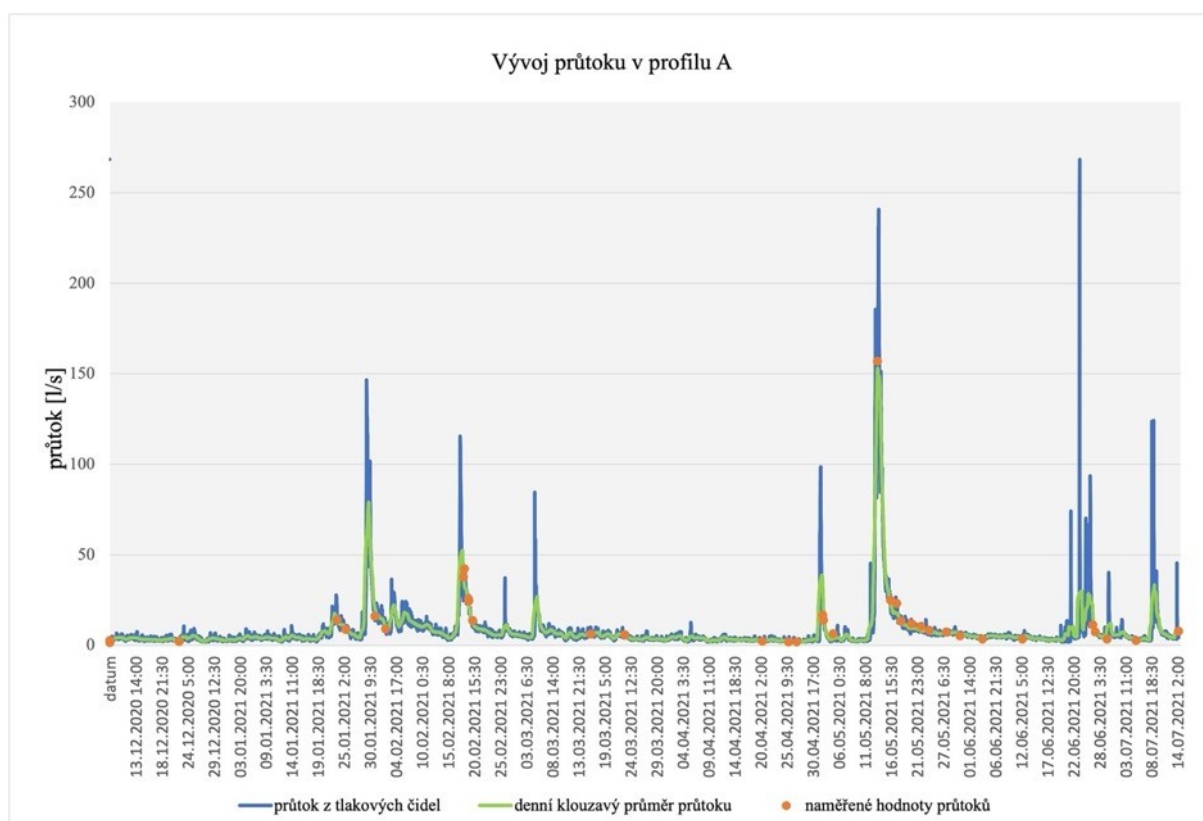
Obr. 6.1 - Měrná křivka přelivu v profilu A.



Obr. 6.2 - Měrná křivka přelivu v profilu A3.

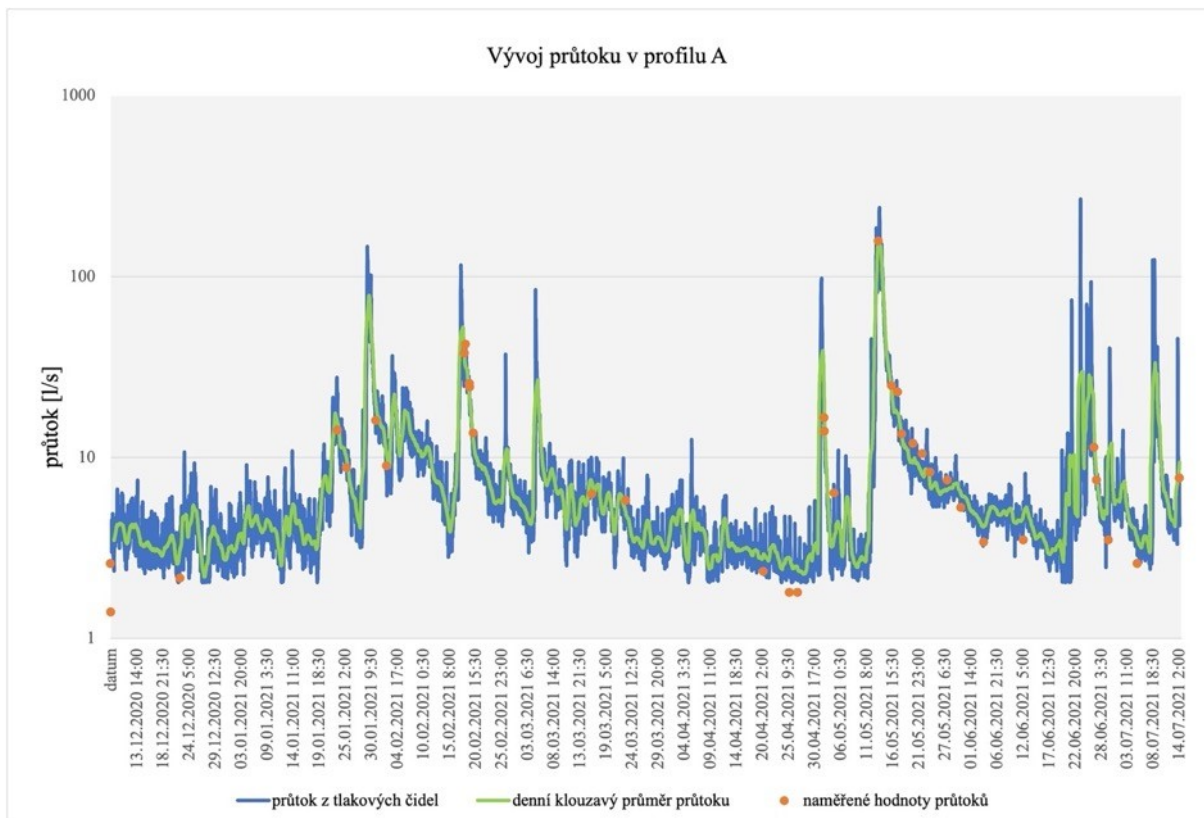


Obr. 6.3 - Měrná křivka přelivu v profilu H.

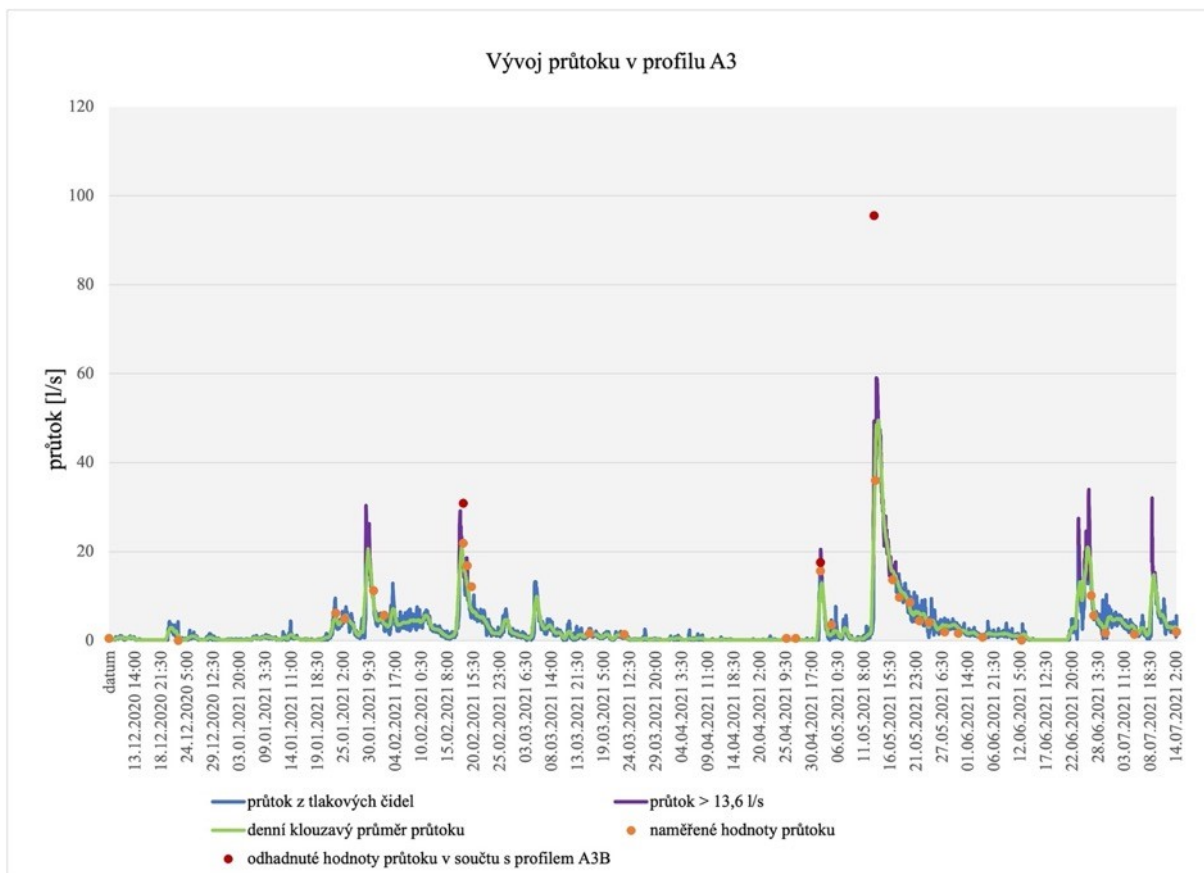


Obr. 6.4 - Graf vývoje průtoku v profilu A.

Obr. 6.4 popisuje vývoj průtoku v profilu A od 8. prosince 2020 do 14. července 2021. Zeleně je zvýrazněn průběh denních klouzavých průměrů průtoku. Průtoky, zjištěné z tlakových čidel jsou doplněny o manuální měření, zvýrazněná oranžovými body. Je patrné, že v několika situacích byl průtok i více než stonásobně vyšší, než za běžného stavu. Vysoký průtok, při tání sněhu, nastal 29.-30. ledna, 3. února, 17.-18. února, 26. února a 4. března 2021. Při jarních srážkových událostech nastal vysoký průtok 2. května, 12.-15. května, 22. června, dále 24., 25., 26. června, 29.-30. června a 8., 9. a 13. července. Minimální průtok 2 l/s byl zaznamenán 19. ledna 2021. Pro lepší zvýraznění rozkolísanosti uvádím průtoky v profilu A i v grafu s logaritmickou osou (Obr. 6.5). I z denních klouzavých průměrů průtoku je zřejmé, že průběh průtoku během sledovaného období je značně rozkolísaný. Rozkolísanost je pravděpodobně dána nejen rychlým povrchovým a hypodermickým odtokem po méně propustných horinách srbského souvrství, ale i vypouštěním z bubovické ČOV, které souvisí s režimem přítoku splaškových vod.

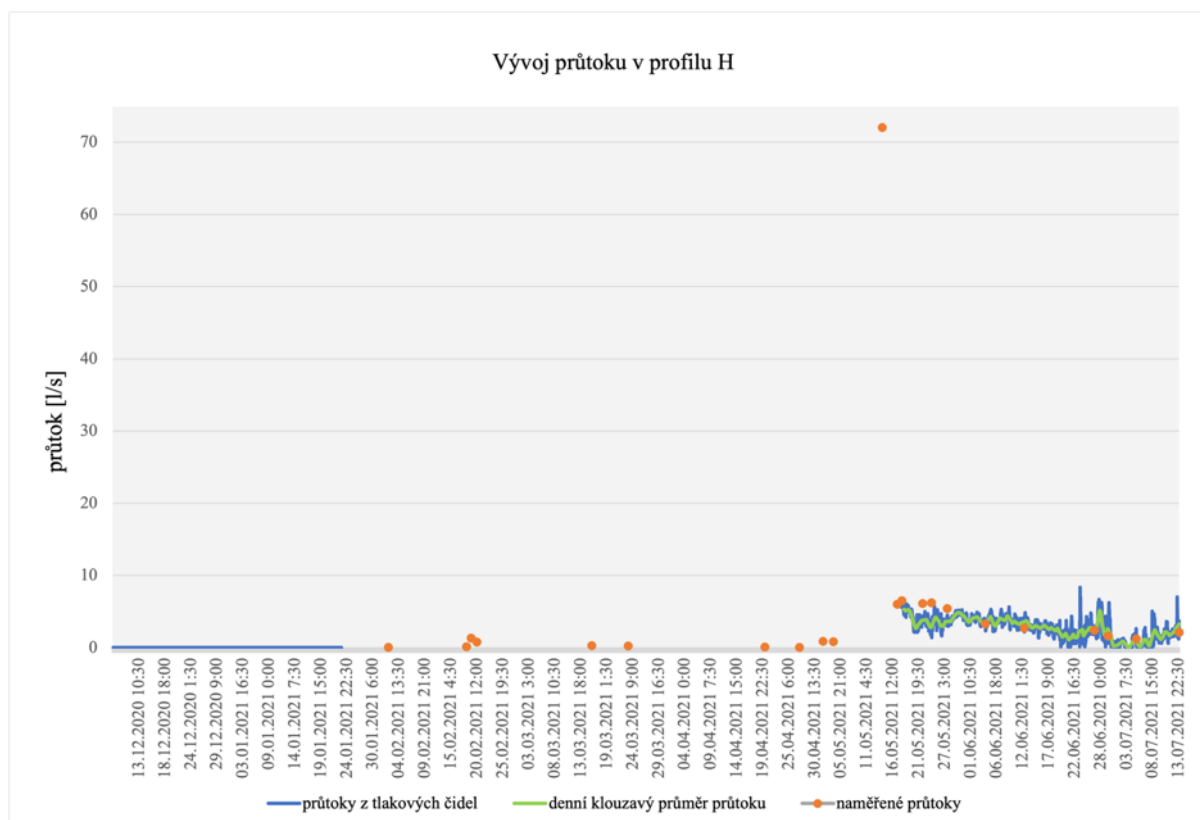


Obr. 6.5 - Graf vývoje průtoku v profilu A s logaritmickou osou y.



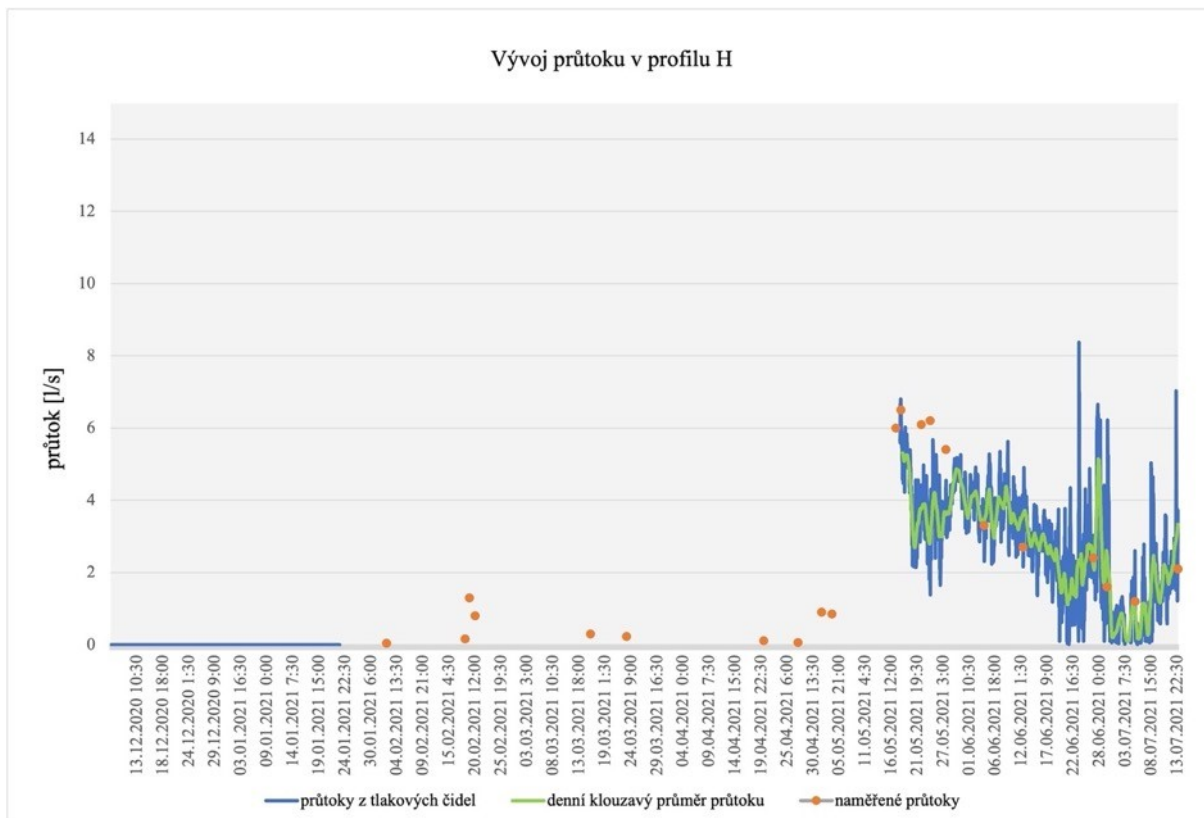
Obr. 6.6 - Graf vývoje průtoku v profilu A3.

Graf vývoje průtoku v profilu A3 jsem sestavil pro stejné období, jako v případě profilu A (Obr. 6.6). Vysoké průtoky kopírují stavy v profilu A, uvedené výše. Nejvyšší průtok zaznamenaný v profilu A3 je roven 59 l/s. Avšak průtok v profilu A3 je zřejmě relevantní, pouze pokud je průtok nižší než 13,6 l/s. Tento hraniční průtok jsem stanovil během terénního mapování, jako nejvyšší průtok, kdy voda protéká pouze profilem A3 a nikoliv i neměřeným vedlejším profilem A3B. Jelikož tento hraniční průtok ale nemusí vždy odpovídat skutečnému stavu v profilech A3 a A3B, uvádím ho zde pouze pro orientaci. V následujících výpočtech počítám jen s hodnotami, které odpovídají průtoku nižšímu než 13,6 l/s. Pro orientaci uvádím v grafu i odhady vysokých průtoků v profilu A3B, sečtené s naměřenými průtoky v profilu A3. V profilu A3 byl několikrát i během terénního mapování zaznamenán jen nepatrný a neměřitelný průtok (zhruba 0,01 l/s). Kvůli tvaru konzumpční křivky vychází z měrné křivky minimální vypočtený průtok roven 0,32 l/s, přičemž skutečné naměřené průtoky pro tyto vodní stavy se často blížily 0 l/s. Ve všech případech jsem nižší průtok než 0,32 l/s nahradil hodnotou 0 l/s.

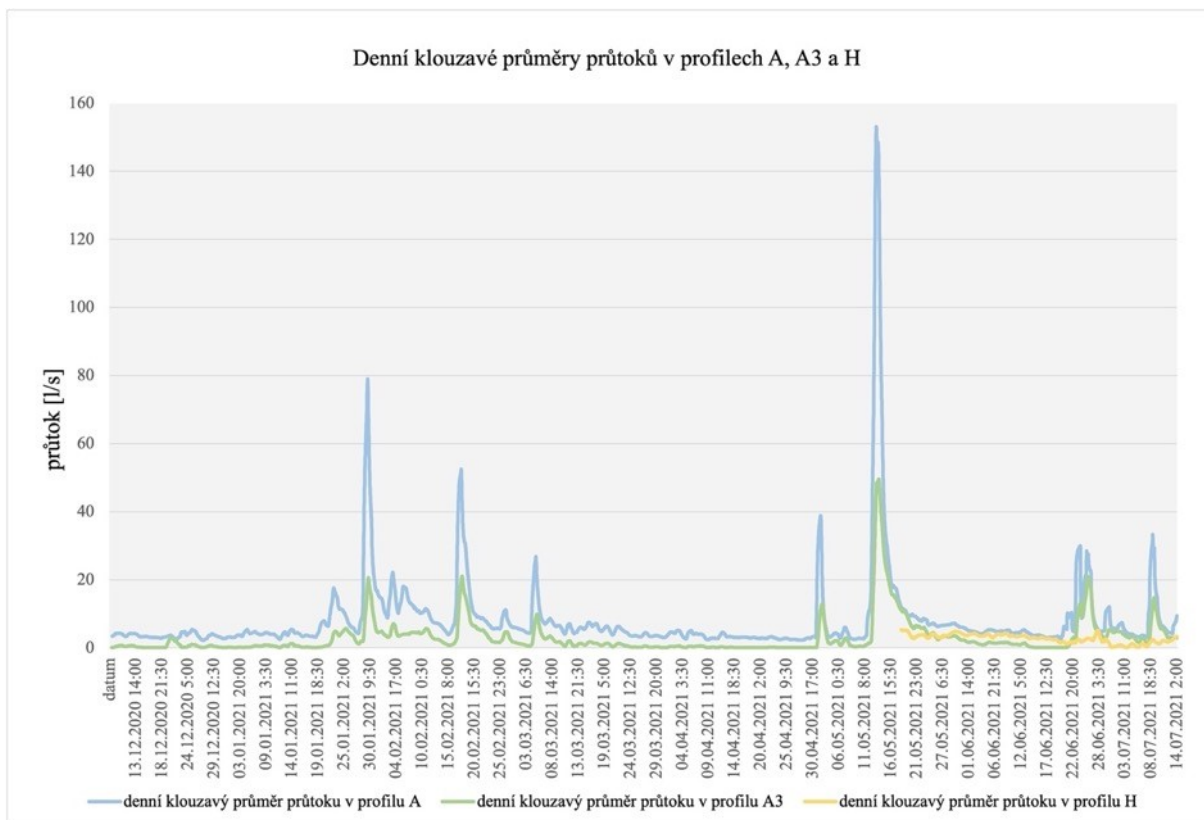


Obr. 6.7 - Graf vývoje průtoku v profilu H.

Průtok v profilu H byl kontinuálně sledován až od 18. května 2021 (Obr. 6.7). Z terénních pochůzek je jisté, že od 10. listopadu 2020 do 23. ledna 2021 byly Bubovické vodopády (profil H) zcela bez průtoku. Přestože nejvyšší stav ze 14. května 2021 (72 l/s - metodou ředění) nebyl ještě čidlem zastížen, je zřetelný na něj vázaný klesající trend. Od 18. května generelně klesal průtok ze 7 l/s, až na 0,1 l/s. Po několika rychlých výkyvech se 13. července průtok začal opět vracet ke 3 l/s. Lepší znázornění vývoje a kolísání průtoku v profilu H, bez nejvyššího průtoku (72 l/s), je v grafu s osou shora omezenou 15 l/s (Obr. 6.8).



Obr. 6.8 - Graf vývoje průtoku v profilu H bez nejvyšší naměřené hodnoty.

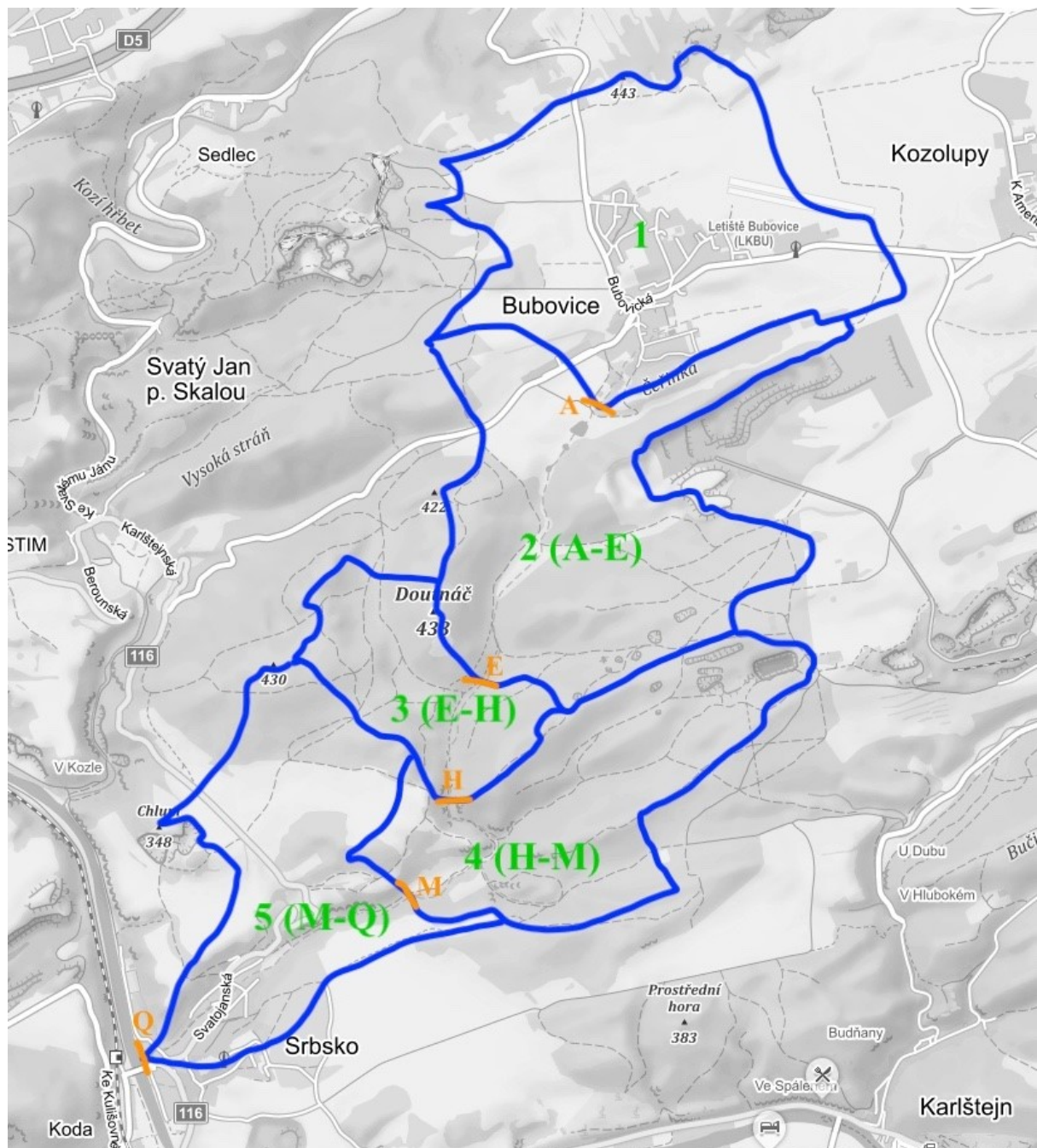


Obr. 6.9 - Graf denních klouzavých průměrů průtoku v profilech A, A3 a H.

Rozkolísanost průtoků v celém sledovaném období je zřejmá z Obr. 6.9 s denními klouzavými průměry průtoku v profilech A, A3 a H. Pokud neuvažují situace, kdy Bubovický potok protéká

celý úsek od profilu A až na vodopády (profil H), a kdy je rozkolísanost průtoku na vodopádech tedy určována rozkolísaností na profilu A, má profil H (vodopády) mnohem nižší rozkolísanost než profil A. Průtok na profilu H klesá mnohem pozvolněji a vrcholy průtoku jsou mnohem nižší než na A (Obr. 6.4). Z nízké rozkolísanosti i velmi pomalého poklesu průtoku na vodopádech je patrné že zdrojem vody pro vodopády je podzemní voda, nikoli dotace z rychlého odtoku.

6.2 Ztráty v dílčích částech povodí Bubovického potoka



Obr. 6.10 - Schematické vymezení dílčích částí orografického povodí Bubovického potoka. Převzato z: *Mapy.cz*. Horizontální hrana mapy má délku 5,2 km. Obrázek je orientován vrchní částí k severu.

Dílčí části povodí Bubovického potoka, pro které jsem počítal ztráty, jsem schematicky vymežil na Obr. 6.10 tak, aby se jednalo buď o povodí, kde dochází příronům do potoka nebo naopak ke ztrátám. Jedná se o povodí 1 nad profilem A, které leží na izolátoru srbského souvrství a které považuji za neovlivněné, protože voda z něho nemůže prosakovat do vápenců. Dále se jedná o povodí mezi profily A a E (povodí 2) o rozloze 2,15 km², povodí mezi profily E a H (povodí 3) o rozloze 0,74 km², povodí mezi profily H a M (povodí 4) o rozloze 1,57 km² a povodí mezi profily M a Q (povodí 5), která má rozlohu 1,46 km². Nepřímé ztráty z jednotlivých povodí jsem zjistil vynásobením jejich plochy specifickým neovlivněným odtokem, z povodí 1 (viz metodika).

Tab. 6.1 - Tabulka přímých ztrát průtoku potoka ve ztrátových úsecích, nepřímých ztrát z dílčích povodí a celkových ztrát z povodí Bubovického potoka. *při průtoku na profilu A pod 1l/s je pravděpodobně, že významná část vody teče náplavy a průtok na profilu je nižší, než skutečný.

datum měření	odtok A (l/s/km2)	přímá ztráta (-) / nárůst (+) průtoku toku A-E (l/s)	odtok z povodí A-E by měl podle referenčního povodí A být (l/s)	v A-E se z toku a okolní krajiny celkově ztrácelo (l/s)	přímá ztráta (-) / nárůst (+) průtoku toku E-H (l/s)	odtok z povodí E-H by měl podle referenčního povodí A být (l/s)	plocha povodí odpovídající nárůstu průtoku E-H (km2)	přímá ztráta (-) / nárůst (+) průtoku toku M-H (l/s)	odtok z povodí H-M by měl podle referenčního povodí M být (l/s)	v H-M se z toku a okolní krajiny ztrácelo(+)/ odtékalo (-) (l/s)	přímá ztráta (-) / nárůst (+) průtoku toku Q-M (l/s)	odtok z povodí M-Q by měl podle referenčního povodí M být (l/s)	v M-Q se z toku a okolní krajiny ztrácelo (l/s)	v A-Q se z toku a okolní krajiny celkově ztrácelo (l/s)
16.03.1995	*0,7	-1,5	1,5	3,0										5,6
22.04.1995	2,3	-5,0	4,9	9,9										18,6
21.05.1995	3,2	-7,0	6,9	13,9	2,1	2,4	0,7	2,9	5,0	2,1	-5,0	4,7	9,7	26,0
03.09.1995	3,2										-7,5	4,7	12,2	26,0
08.10.1995	*0,7	-1,5	1,5	3,0							-0,9	1,0	1,9	5,6
16.12.1995	*0,6	-1,4	1,4	2,8										5,2
29.12.1995	2,1	-4,2	4,4	8,6	1,2	1,5	0,6	0,3	3,2	2,9	-1,8	3,0	4,8	16,7
14.01.1996	2,3	-5,0	4,9	9,9	1,5	1,7	0,7							18,6
04.04.1996	2,7	-6,0	5,9	11,9	1,8	2,0	0,7	1,0	4,3	3,3	-2,8	4,0	6,8	22,3
21.04.1996	1,4	-3,0	3,0	6,0	2,0	1,0	1,5	1,3	2,2	0,9	-3,3	2,0	5,3	11,1
01.07.1996	1,1	-0,8	2,5	3,3										9,3
04.08.1996	1,3	-1,2	2,8	4,0	3,4	0,9	2,7							10,4
01.10.1996	1,1							-0,7	1,8	2,5	-1,8	1,7	3,5	9,3
06.11.1996	*0,8	-1,3	1,8	3,0	1,1	0,6	1,3	-0,6	1,3	1,9	-1,0	1,2	2,2	6,7
13.12.1996	1,1							-1,4	1,7	3,1	-0,9	1,5	2,4	8,5
22.09.1997	*0,1	-0,3	0,3	0,6										1,1
10.11.2020	*0,8	-1,9	1,8	3,7	0,0	0,6	0,0	0,0	1,3	1,3	0,0	1,2	1,2	6,9
08.12.2020	*0,3	-0,7	0,7	1,3	0,0	0,2	0,0	0,0	0,5	0,5	0,0	0,5	0,5	2,5
22.12.2020	*0,4	-0,8	0,8	1,5	0,0	0,3	0,0	0,0	0,6	0,6	0,0	0,5	0,5	2,9
23.01.2021	5,1	-11,2	11,0	22,2	0,0	3,8	0,0	0,0	8,1	8,1	0,0	7,5	7,5	41,6
25.01.2021	2,8	-6,1	6,0	12,0							0,0	4,1	4,1	22,5
31.01.2021	6,9	-15,2	14,9	30,1							0,0	10,2	10,2	56,3
02.02.2021	3,7	-8,1	8,0	16,1	0,0	2,7	0,0	0,0	5,8	5,9	0,0	5,4	5,4	30,0
19.02.2021	10,8	-23,7	23,3	47,0	1,3	8,0	0,1	-1,3	17,0	18,3	0,0	15,8	15,8	87,8
20.02.2021	5,9	-12,8	12,6	25,4	0,8	4,3	0,1	-0,8	9,2	10,0	0,0	8,6	8,6	47,5
16.03.2021	2,5	-5,5	5,4	10,9	0,3	1,9	0,1	-0,3	4,0	4,3	0,0	3,7	3,7	20,4
23.03.2021	2,4	-5,3	5,2	10,5	0,2	1,8	0,1	-0,2	3,8	4,0	0,0	3,5	3,5	19,6
20.04.2021	*0,7	-1,6	1,6	3,2	0,1	0,5	0,2	-0,1	1,1	1,3	0,0	1,1	1,1	5,9
25.04.2021	*0,5	-1,0	1,0	2,1							0,0	0,7	0,7	3,9
27.04.2021	*0,6	-1,3	1,3	2,7	0,1	0,5	0,1	-0,1	1,0	1,0	0,0	0,9	0,9	5,0
04.05.2021	2,5	-5,5	5,4	10,9	0,9	1,9	0,3	-0,9	3,9	4,8	0,0	3,7	3,7	20,3
18.05.2021	5,8	-12,6	12,4	25,0	6,5	4,3	1,1	20,2	9,1	-11,1				46,7
20.05.2021	5,1	-11,1	10,9	22,0										
22.05.2021	4,4	-9,6	9,4	19,0	6,1	3,2	1,4	11,8	6,9	-4,9	-17,9	6,4	24,3	35,6
24.05.2021	3,4	-7,4	7,3	14,7	6,2	2,5	1,8	9,6	5,3	-4,3	-15,8	4,9	20,7	27,4
27.05.2021	3,0	-6,6	6,5	13,1	5,4	2,2	1,8							24,4
30.05.2021	2,0	-4,4	4,3	8,7										16,3
04.06.2021	1,2	-2,7	2,7	5,4	3,3	0,9	2,7							10,0
12.06.2021	1,3	-2,8	2,8	5,5	2,7	0,9	2,1							10,4
26.06.2021	4,9				2,4	3,6	0,5							39,7
29.06.2021	1,3	-2,8	2,8	5,5	1,6	0,9	1,2							10,4
05.07.2021	*0,9	-2,1	2,0	4,1	1,2	0,7	1,3	-1,2	1,5	2,7	0,0	1,4	1,4	7,6
14.07.2021	3,2	-7,0	6,9	13,9	2,1	2,4	0,7							26,0

Veškeré ztráty z dílčích částí povodí Bubovického potoka za různých vodních stavů jsem kvantifikoval a uvedl v tabulce ztrát (Tab. 6.1). V povodí nad profilem A, které leží na srbských břidlicích byl vždy zjištěn průtok vody. Specifický odtok z tohoto povodí je uveden v druhém sloupci Tab. 6.1. Z tohoto neovlivněného povodí jsou vypočítány předpokládané odtoky, které by se v ostatních povodích (2-5) vytvořily, pokud by z těchto povodí voda vápenci neodtékala

prýč (v tabulce viz sloupce 4,7,10,13). V případech, kdy specifický odtok z neovlivněného povodí byl nižší, než 1 l/s/km^2 , lze počítat s tím, že profil A byl podtékán (významná část vody potoka proudila náplavy mimo profil), tedy specifický odtok na tomto profilu a tím i ztráty v ostatních povodích byly ve skutečnosti vyšší, než vypočtené. Tyto specifické odtoky nižší než 1 l/s/km^2 jsem v tabulce označil hvězdičkou (*).

Zatímco v 90. letech byly přímé ztráty v korytě v povodí 2 mezi 0,3-7 l/s, v roce 2020 a 2021 byly přímé ztráty v rozmezí 0,7-23 l/s. Povodí 2 je tak pouze ztrátové. Již v 90. letech byly ale přímé ztráty v povodí 2 zdaleka nejvyšší ze všech dílčích povodí Bubovického potoka. Téměř ve všech případech se do profilu E ztrácela veškerá voda z Bubovického potoka. Hltnost koryta tedy převyšovala množství přitékající vody a velikost ztrát tak odpovídala množství vody proudící na profilu A. Skutečná maximální hltnost přesahuje nejvyšší zjištěné přímé ztráty a tedy 24 l/s. V 90. letech dosahovaly celkové ztráty až 13,9 l/s, v roce 2020 a 2021 dosahovaly celkové ztráty až 47 l/s (Tab. 6.1). Rozdíl mezi 90. roky a 2021 je dán pravděpodobně většími průtoky, které bylo možné v roce 2021 měřit.

V povodí 3 (mezi profily E a H) byly vždy zastiženy pouze přímé nárůsty průtoku. Povodí 3 je totiž typické drobnými výrony vody v korytě potoka. Za nejsušších stavů je celé koryto potoka suché (např. listopad 2020). Obvykle se ale voda objevuje alespoň těsně nad vodopády. Se zvyšující se vodností se začátek vývěřů stěhuje proti proudu a nejvyšší zjištěné vývěry byly zjištěny právě na profilu E, což tento úsek vymezuje. Množství vyvěrající vody v tomto úseku je malé, nárůst vodnosti Bubovického potoka dosahoval 1,1-3,4 l/s v 90. letech. V roce 2020 byl zjištěn dokonce nulový odtok z tohoto povodí, kdy na vodopádech nic neteklo a koryto toku bylo suché až na skalní dno. Veškerá voda tedy musela z tohoto povodí odtékat podzemním vápenci do jiných povodí. V květnu 2021 došlo k maximálnímu odtoku 6,5 l/s z tohoto povodí.

Z velikosti nárůstu průtoku mezi profily E a H a specifického neovlivněného odtoku z profilu A jsem spočítal pro každé datum měření plochu povodí, která by odpovídala naměřenému nárůstu průtoku:

$$P = (Q_H - Q_E) / Q_{A \text{ spec}}$$

Kde Q_H je průtok na profilu H, Q_E je průtok na profilu E, $Q_{A \text{ spec}}$ je specifický neovlivněný průtok na profilu A, P je plocha povodí z které se tvoří přítok mezi profily E a H

Z rozdílů přímých nárůstů průtoku a vypočítaných odtoků je ale patrné, že plocha P, z níž odtéká voda do profilu H na vodopádech, je značně proměnlivá (Tab. 6.1). Na konci roku 2020 bylo drénované území 0 km^2 , protože povodí nad vodopády i vodopády samotné byly zcela suché. Zatímco medián plochy drénovaného území povodí v 90. letech ($0,7 \text{ km}^2$) dobře odpovídá ploše orografického povodí 3 (mezi profily E a H), medián plochy drénovaného území v roce 2020 a 2021 ($0,2 \text{ km}^2$) je oproti ploše orografického povodí méně než třetinový. Je to dáno nulovými nárůsty průtoků mezi profily E a H, které převažovaly do konce ledna 2021. V některých případech je plocha drénovaného území i vyšší, než plocha orografického povodí. Může to být patrně dáno menší rozkolísaností odtoku mezi profily E až H oproti odtoku z neovlivněného povodí nad profilem A. Zatímco se tedy specifický odtok z povodí budovaného břidlicemi nad profilem A snižuje po srážkových událostech rychle, specifický odtok z profilů E až H klesá pomalu a odtok se tak rozkládá do delšího časového období.

Dílčí povodí č. 4 (mezi profily H a M) je za většiny vodních stavů ztrátové. Profil M je obvykle suchý. Veškerá voda tekoucí od profilu H se běžně ztrácela už nad profilem I. Přímé ztráty z toku dosáhly v 90. letech maximálně 1,4 l/s a v roce 2020 a 2021 jen 1,2 l/s. Protože voda se ztrácí do náplavů, přímé ztráty jsou tedy řádově nižší než v horním ztrátovém úseku. Pod profilem I se nachází významné občasně prameny pod Kubrychtovou boudou, které se aktivují po vydatnějších deštích a které mohou spolu s dalšími prameny v povodí výrazně snižovat

přímé ztráty v povodí 4, případně dokonce způsobovat nárůst průtoku v rámci povodí 4. Projevuje se to v přímých nárůstech průtoku, které převažovaly v roce 1995, první polovině roku 1996 a v květnu 2021. Zatímco v 90. letech byl maximální přímý nárůst průtoku 2,9 l/s, v roce 2020 a 2021 dosáhl nárůst průtoku až 20,2 l/s. K takovému nárůstu průtoku došlo po vydatných deštích v květnu 2021. Celkový odtok z povodí 4 byl až takový, že povodí 4 nebylo ztrátové ale naopak o 11 l/s přebytkové vůči neovlivněnému povodí. Takový nárůst odtoku mohl být způsoben dočasným nasycením kvartérních sedimentů a dočasným odtokem vody z nich. Nárůst odtoku ale mohl být způsoben i rychlým odtokem z vápenců jiného sousedního povodí.

Povodí 5 (od profilu M až k ústí Bubovického potoka v profilu Q) je čistě ztrátové. Zatímco v 90. letech dosáhly přímé ztráty 7,5 l/s, v roce 2020 a 2021 dosáhly přímé ztráty až 18 l/s. Obvykle jsou přímé ztráty nulové, protože profil M není protékán vodou. Pod profilem M se průtok vždy snižuje, takže celé povodí 5 přispívá nepřímým ztrátám. Úsek M-Q je tedy druhým nejvýraznějším ztrátovým úsekem.

Celkové ztráty (přímé + nepřímé) v povodí Bubovického potoka uvádí poslední sloupec Tab 6.2. Celkové ztráty v jednotlivých měřicích dnech dosahovaly až 88 l/s. Na celkových ztrátách v povodí Bubovického potoka se i více než z jedné poloviny podílí ztráty v dílčím povodí 2. Pokud nepočítám s největšími celkovými ztrátami v povodí 2, v 90. letech se na celkových ztrát z největší části podílely ztráty v povodí 4 a v roce 2020 a 2021 převažovaly celkové ztráty, kromě května 2021, v povodí 5. Z porovnání celkových ztrát vyplývá, že v roce 2020 a 2021 (20,4 l/s) byly dvojnásobné oproti 90. létům (9,8 l/s).

6.3 Přímé ztráty v jednotlivých úsecích

Postup, který jsem zvolil ke kvantifikaci ztrát, spočívá ve stanovení úbytku vody v l/s mezi jednotlivými profilem. Tok Bubovického potoka jsem rozdělil na 7 úseků (ztráty nebo nárůsty průtoku v úsecích A-B, B-C, C-E, E-H, H a I, I-M a M a Q) (Tab. 6.2). Veškeré ztráty vypočítávám pouze z měřicích dnů, kdy nedocházelo k výraznému nárůstu průtoku a ke kulminaci průtoku. V případě nárůstu průtoku a kulminace mohou být vypočtené ztráty mnohem vyšší než reálné, protože kulminační průtok ještě na spodní profily nestačil dorazit (ztráty jsou pak pouze zdánlivé a vyplývají z výrazně nevyrovnaného průtoku v čase).

Ztráty ve všech úsecích a celkové ztráty celého Bubovického potoka jsem stanovil pouze z průtoků, naměřených manuálně při terénním mapování a porovnal je se ztrátami z 90. let. Srovnání průměrných ztrát a rozsahu ztrát popisují v Tab. 6.2.

Tab. 6.2 - Tabulka průměrných ztrát v úsecích Bubovického potoka.

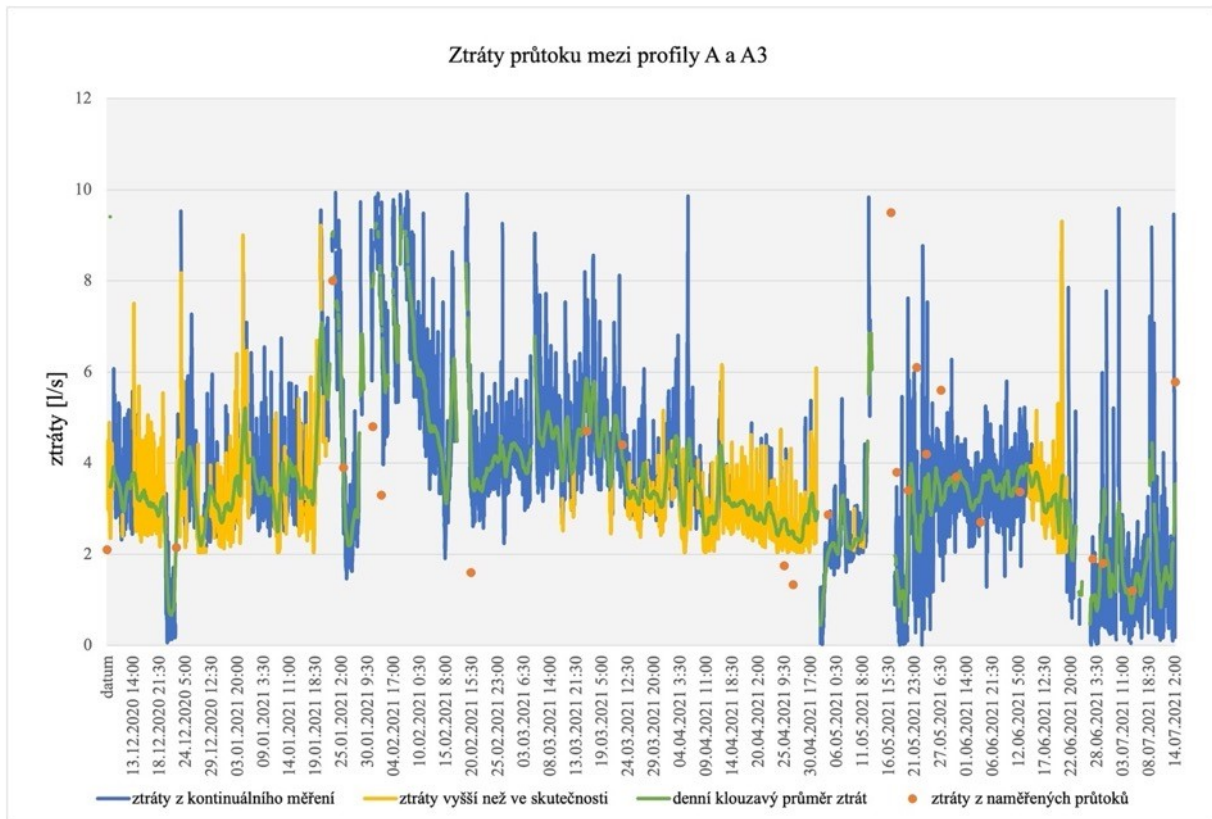
ztrátové úseky	průměr ztrát 2021 [l/s]	rozsah ztrát 2021 [l/s]	průměr ztrát 90. roky [l/s]	rozsah ztrát 90. roky [l/s]
A-B	5,7	0-17,7	1,5	-0,5-5
B-C	0,4	0-5,4	0,3	0-1
C-E	0,1	0-2	0,7	0-3,7
E-H	-2,0	-6,5-0	-2,1	-15-0,5
H-I	0,6	0-1,9	1,5	0,7-2,5
I-M	-3,0	-30,5-0	-1,5	-4,5-0,005
M-Q	4,3	0-56	2,4	0-7,5
celkové ztráty v úseku celého potoka		-37-83		-19,3-20,2

Ztráty v úseku C-E byly v roce 2021 výrazně nižší, protože voda úsekem protékala pouze za kulminací (Tab. 6.2). V úseku mezi profily I a M docházelo výraznému nárůstu průtoku i delší dobu po vydatných deštích. Důvodem byly zřejmě i v 90. letech výrony z občasného pramene pod suťovým kuželem u profilu K a z občasného pramene nad profilem R. Podle Bruthanse (1999, příloha č. 1-3, s. 24-25) je pravděpodobné, že vydatný pramen pod suťovým kuželem u Kubrychtovy boudy odvodňuje pás hlavního kolektoru v srbsko-mořinské synklinále a že voda z pramene nad profilem R pochází z chotečských a třebotovských vápenců, odvodňujících pramen Králova studně, který je na rozhraní se srbskými vápenci. Vysoké ztráty v nejspodnějším úseku mezi profily M a Q nastaly v roce 2020 a 2021 po květnových deštích. Oproti 90. létům bylo koryto pod profilem M zřejmě již delší dobu suché a po květnové kulminaci se tak voda do nenasyčených náplavů ztrácela ve větším množství.

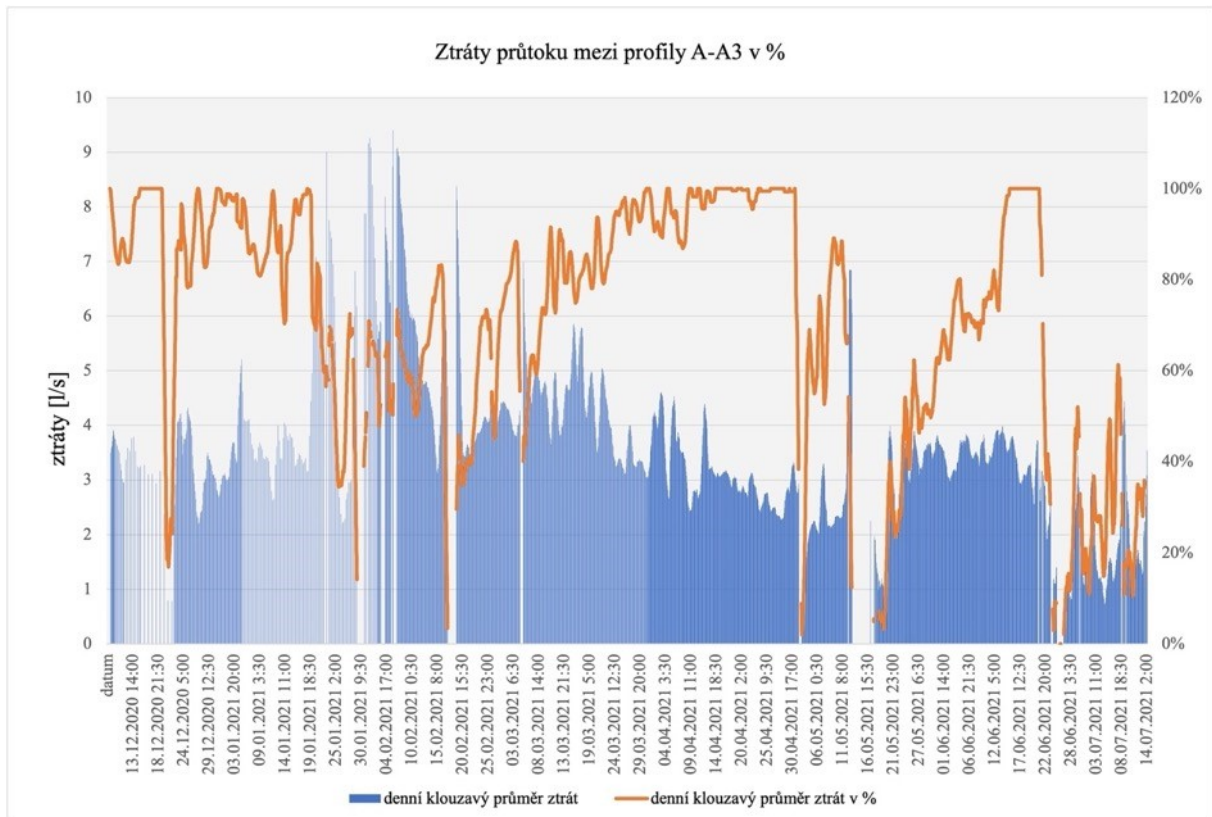
Ztrátovým úsekem jsou i samotné Bubovické vodopády, které se nachází mezi profilem H a I. Z měření průtoku v profilech H, H1 a H2 v roce 2021 vyplývá, že pod prvním velkým stupněm vodopádů, v úrovni jeskyně, se do 0,3 l/s vsakuje veškerá voda pod 3. jezírkiem (5 m nad profilem H1). Zjistil jsem také, že pokud teče v profilu H 0,85 l/s, 18% průtoku se ztrácí do profilu H1. Při stejném průtoku se v profilu H2 pod 2. stupněm vodopádů ztrácelo 71% původního průtoku. Pokud je průtok v profilu H nižší než 0,85 l/s, může se do profilu H2 patrně ztráct i přes 90% průtoku. Průtok a do profilu H2 se ztrácelo 71% průtoku. Dále z měření vyplývá, že pokud je průtok v profilu H nižší než 1,2 l/s, veškerá voda se může vsáknout v jezírku pod posledním stupněm vodopádů, ještě před profilem I.

Mezi profily A a A3 se nachází úsek toku, kde koryto teče soustavou mokřadů, přes hráze rybníků (II. rybníka a III. rybníka). Ztráty mezi profily A a A3 jsem vypočetl z rozdílů průtoků, zjištěných ze záznamů tlakových čidel (Obr. 6.11). Jak je popsáno výše, profil A3 zaznamenával veškerý průtok jen do 13 l/s. Při přesažení tohoto průtoku voda zčásti tekla i neměřeným profilem A3B. Z toho důvodu jsem ztráty shora omezil 10 l/s, nejvyšší ztrátou, kterou jsem zjistil v případě, kdy voda protéká pouze profilem A3. V případech kdy se průtoky na profilu A3 blížily 0 l/s jsou ztráty vyznačeny žlutě (Obr. 6.11) Celý ztrátový úsek byl vždy přetékán a nepřesnost kalibrace průtoku na A3 může vést k mírnému přecenení ztrát. Tyto ztráty tak mohou být vyšší, než ve skutečnosti. Zeleně je zvýrazněn denní klouzavý průměr vypočtených ztrát. Ztráty, zjištěné z rozdílů naměřených průtoků během terénního mapování, jsou vyznačeny oranžovými body (Obr. 6.11). Z výsledků je zřejmé, že jak ztráty mezi profilem A a A3 z manuálně změřených průtoků tak i z průtoků vypočtených z tlakových čidel dosahovaly obvykle 2-6 l/s a klesly k 1-2 l/s v srpnu 2021. Za povšimnutí stojí, že ztráty jsou nejvyšší právě po kulminaci průtoku, což zřejmě souvisí s plněním suché půdy okolo koryt a mokřadů, které byly zvodněny teprve díky kulminaci. Při nízkém průtoku jsou ztráty patrně limitovány menším rozsahem vodních ploch a toků a tedy i menší plochou, přes kterou se voda může zasakovat.

Pokud se na ztráty mezi profily A a A3 podívám v souvislosti s úbytkem průtoku v % vodnosti Bubovického potoka nad ztrátovým úsekem, je zřejmé, že při vysokých průtocích je úbytek průtoku minimální (Obr. 6.12). Ztráty klesají na minimum při vydatných deštích, kdy je potok dotován povrchovým a podpovrchovým odtokem z okolí. Podle vydatnosti se pak procentuální ztráty průtoku rychleji či pomaleji zvyšují. Po vydatné srážce z 13. května 2021 byly ještě měsíc ztráty mezi profily A a A3 pod 80%. Z terénního měření navíc vyplývá, že jen polovina vody, která se ztrácí mezi profily A a A3, se ztrácela do profilu A2.

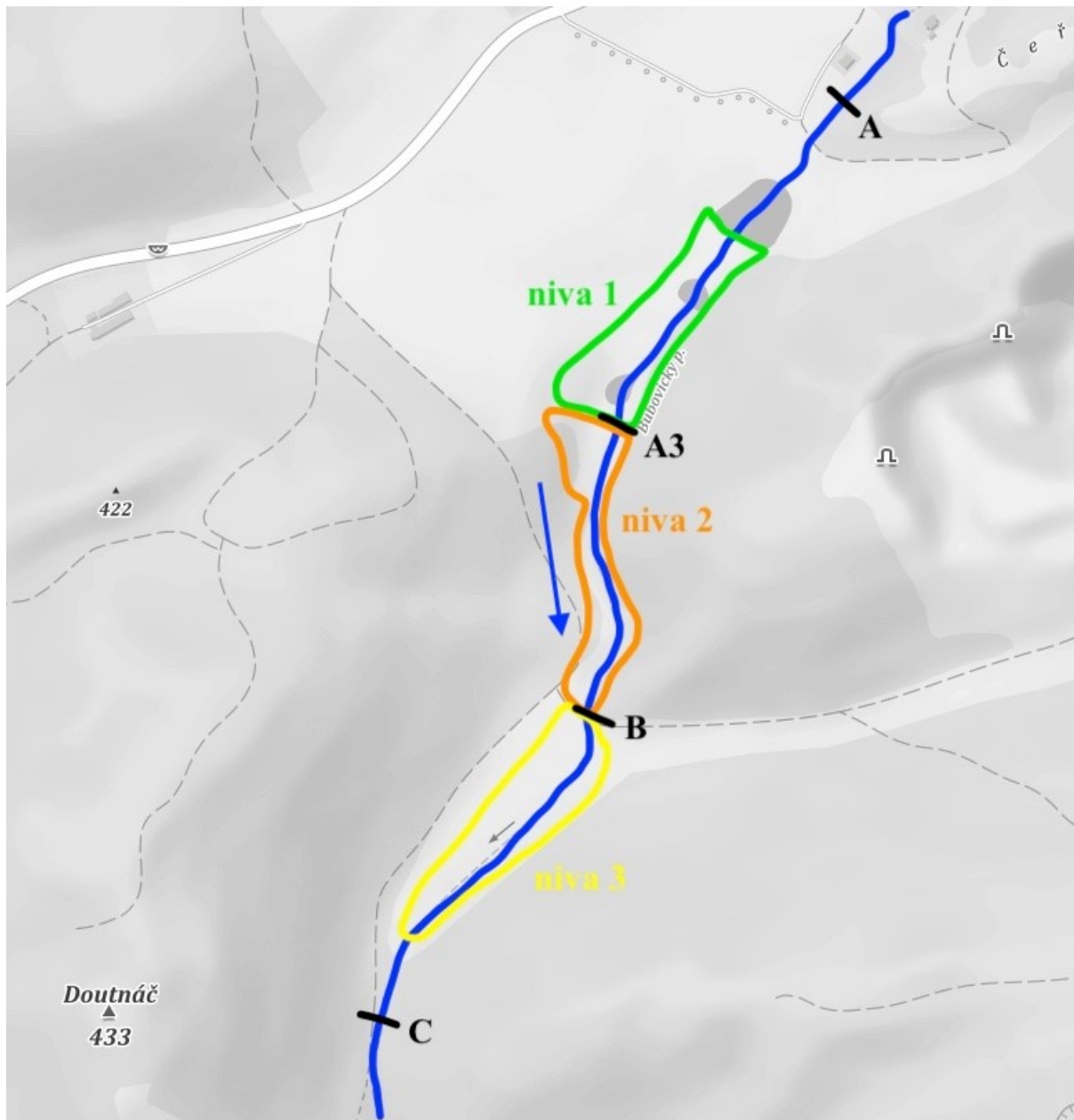


Obr. 6.11 - Graf vývoje ztrát mezi profily A a A3.



Obr. 6.12 – Kolik % tvoří ztráty na profilu A3.

6.4 Ztráty v zamokřené nivě



Obr. 6.13 - Schematické vymezení částí nivy, ze kterých byla počítána potenciální evapotranspirace a vsak do vápenců. Pro srovnání jsou vymezené profily na Bubovickém potoce. Převzato z: *Mapy.cz*. Horizontální hrana mapy má délku 1,2 km. Obrázek je orientován vrchní částí k severu.

Ztráty vodnosti Bubovického potoka mohou být způsobeny evapotranspirací ze zvodnělé nivy potoka. Pro otestování této možnosti jsem v horním ztrátovém úseku (profily A až C) rozdělil plochu nivy Bubovického potoka na 3 části, popsané na Obr. 6.13. Počítal jsem s tím, že první část (niva 1), mezi profily A až A3 (A3B), má rozlohu 12690 m² (obr. X). Druhá část (niva 2), vymezená mezi přelivy A3 až B, má rozlohu 12085 m² a poslední třetí část (niva 3), vymezená mezi profily B až C má rozlohu 11225 m². Využil jsem výše vypočítané ztráty (rozdíly průtoků) mezi jednotlivými měrnými profily (A, B, C, a D) a vztáhl je k vypočítaným plochám nivy. Kromě naměřených průtoků jsem využil i odhady průtoků z Bruthans (1999). Ztráty jsem vypočítal až po první profil na potoce, který byl suchý. V případě roku 2020 a 2021 jsem odhady průtoků ke stanovení ztrát nepoužil.

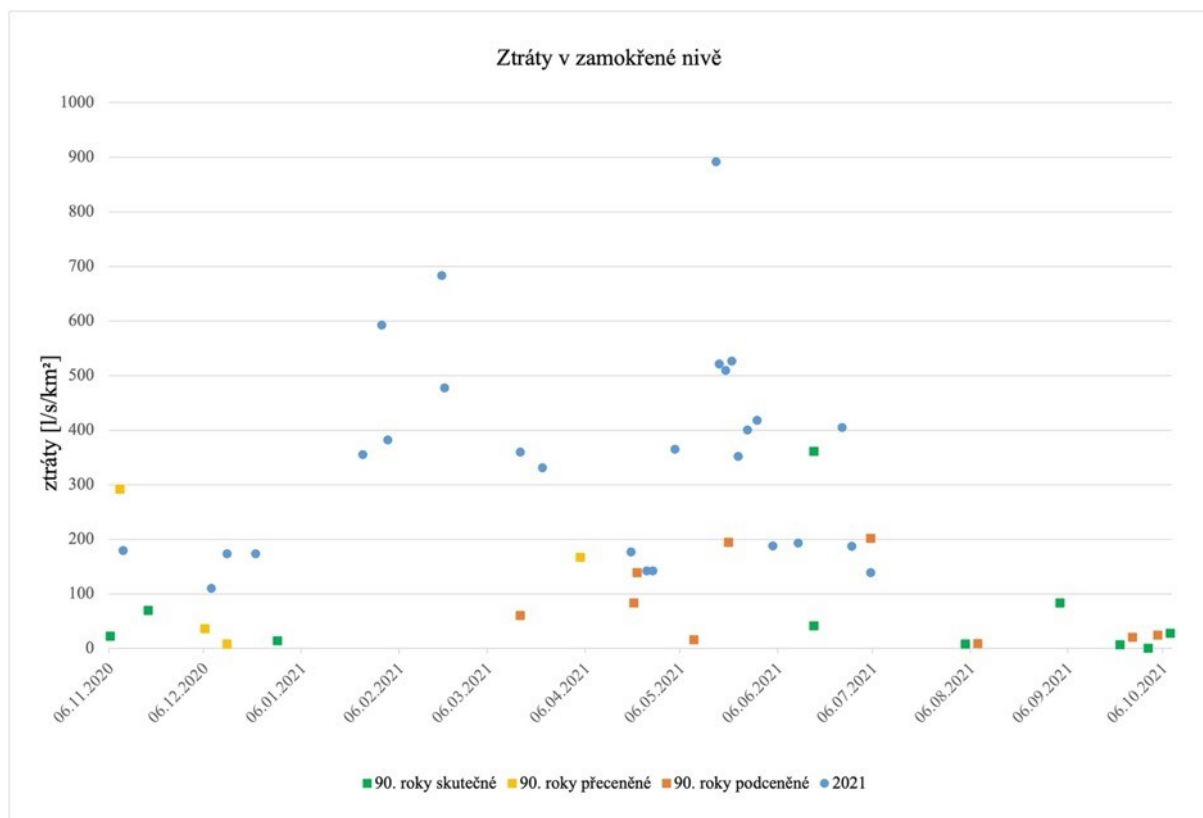
Z průměrných denních teplot od roku 1961, z klimatologické stanice Ondřejov, jsem vypočítal denní PET v l/s/km². Odečtením PET od vypočítaných ztrát jsem zjistil, jaké množství vody se v úseku vsakuje a jakou částí se PET na ztrátách podílí. Výsledky výpočtu uvádím v Tab. 6.3.

Tab. 6.3 - Tabulka ztrát v zamokřené nivě [l/s/km²].

<u>datum</u>	<u>ztráty</u> [l/s/km ²]	<u>PET</u> [l/s/km ²]	<u>podíl PET</u> <u>na ztrátě</u>	<u>datum</u>	<u>ztráty</u> [l/s/km ²]	<u>PET</u> [l/s/km ²]	<u>podíl PET</u> <u>na ztrátě</u>
16.03.1995	60,5	4,6	7,64%	10.11.2020	179,2	5,2	2,9%
22.04.1995	138,9	37,4	26,95%	08.12.2020	110,3	2,8	2,6%
21.05.1995	194,4	25,6	13,18%	22.12.2020	173,3	3,6	2,1%
17.06.1995	361,1	35,9	9,94%	25.01.2021	355,2	2,8	0,8%
03.09.1995	83,3	22,6	27,08%	31.01.2021	592,1	1,5	0,2%
08.10.1995	27,8	16,8	60,31%	02.02.2021	381,8	3,9	1,0%
09.11.1995	291,6	3,8	1,31%	19.02.2021	683,3	6,8	1,0%
18.11.1995	69,4	0,7	1,01%	20.02.2021	477,2	5,4	1,1%
16.12.1995	36,1	1,1	2,95%	16.03.2021	359,5	0,0	0,0%
29.12.1995	13,9	0,0	0,00%	23.03.2021	330,9	0,0	0,0%
04.04.1996	166,7	6,7	4,02%	20.04.2021	176,7	16,8	9,5%
21.04.1996	83,3	34,3	41,16%	25.04.2021	141,8	15,2	10,7%
17.06.1996	41,7	43,0	100,00%	27.04.2021	141,8	13,8	9,7%
04.08.1996	8,3	32,0	100,00%	04.05.2021	364,6	19,4	5,3%
01.10.1996	0,0	19,5		18.05.2021	521,2	31,7	6,1%
21.10.1996	86,1	9,3	10,83%	20.05.2021	509,1	24,0	4,7%
06.11.1996	22,2	7,3	32,98%	22.05.2021	526,5	28,5	5,4%
13.12.1996	8,3	1,6	19,77%	24.05.2021	352,2	27,4	7,8%
22.09.1997	6,9	17,3	100,00%	27.05.2021	400,3	29,2	7,3%
10.05.1998	16,1	42,7	100,00%	30.05.2021	417,6	26,0	6,2%
05.07.1998	201,8	33,9	16,81%	04.06.2021	187,5	37,8	20,1%
08.08.1998	8,9	47,9	100,00%	12.06.2021	193,0	45,1	23,4%
26.09.1998	20,2	17,9	88,86%	26.06.2021	405,0	45,1	11,1%
04.10.1998	24,2	10,6	43,78%	29.06.2021	186,8	47,6	25,5%
				05.07.2021	138,8	45,0	32,5%

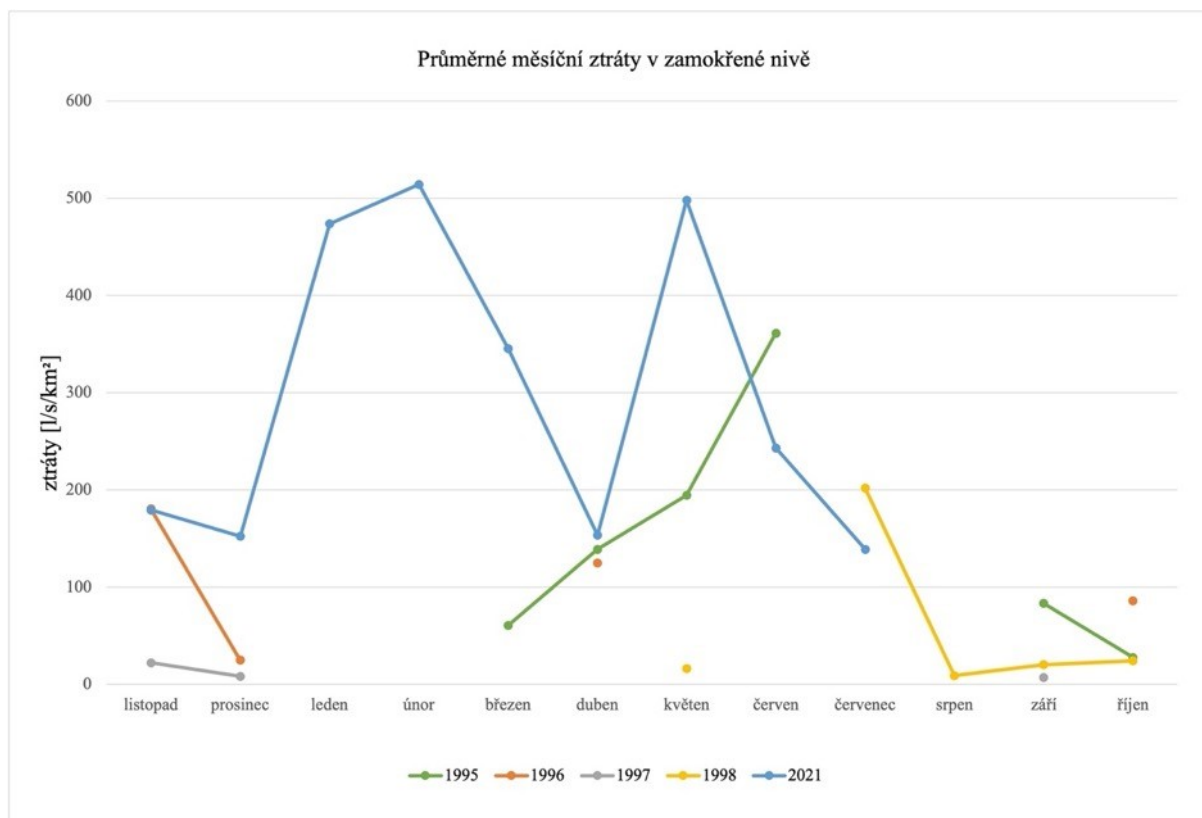
Z Tab. 6.3 je zřejmé, že ztráty jsou často tak vysoké že nemohou být tvořeny evapotranspirací a z velké většiny musí být způsobeny průsakem vody z náplavů do krasového prostředí. Z tabulky je patrné, že ztráty v zamokřené nivě byly v 90. letech výrazně nižší, než v roce 2020 a 2021. Vsak v zamokřené nivě od 90. let výrazně vzrostl. Z porovnání stavu z 90. let a v roce 2020 a 2021 ale vyplývá, že PET se nijak významně nezvýšila a v současné době je její vliv na ztráty v zamokřené nivě zanedbatelně malý.

Pro srovnání velikosti ztrát v zamokřené nivě v 90. letech a v roce 2020-2021 jsem vynesl veškeré ztráty zjištěné z naměřených odhadnutých průtoků z Bruthans (1999) do bodového grafu na Obr. 6.14



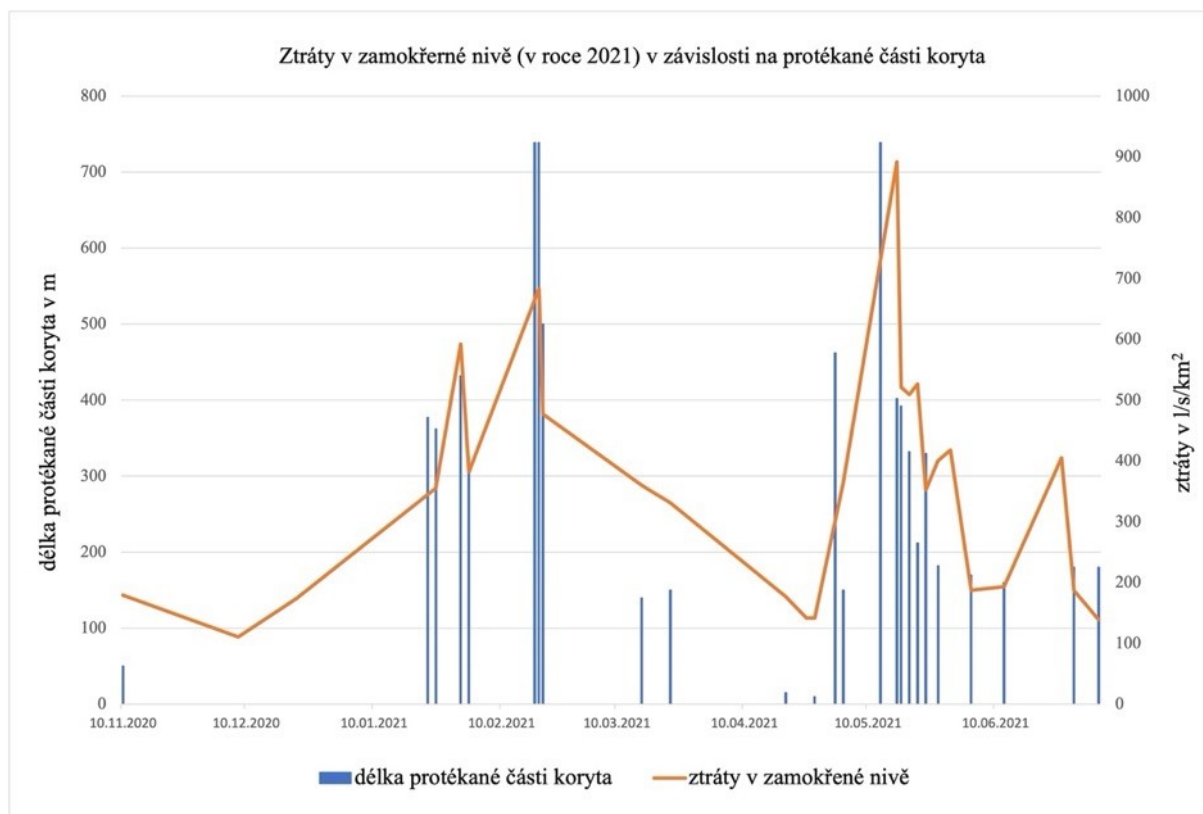
Obr. 6.14 - Graf vývoje ztrát v zamokřené nivě (v l/s/km²) v roce 2020-2021 a letech 1995-1998.

Z Obr. 6.14 je patrné, že v roce 2020-2021 docházelo k výrazně větším ztrátám z plochy nivy, než v 90. letech. Zatímco v 90. letech byla nejvyšší zjištěná ztráta rovna 361 l/s/km², v roce 2021 byly zjištěny i ztráty, které byly více než dvakrát vyšší. V 90. letech se ztráty běžně pohybovaly do 100 l/s. V roce 2020 a 2021 ztráty neklesly pod 100 l/s/km². Za nízkých stavů dosahovaly ztráty v roce 2020 a 2021 maximálně 200 l/s/km². Po deštích byly ztráty v zamokřené nivě i nad 600 l/s/km².



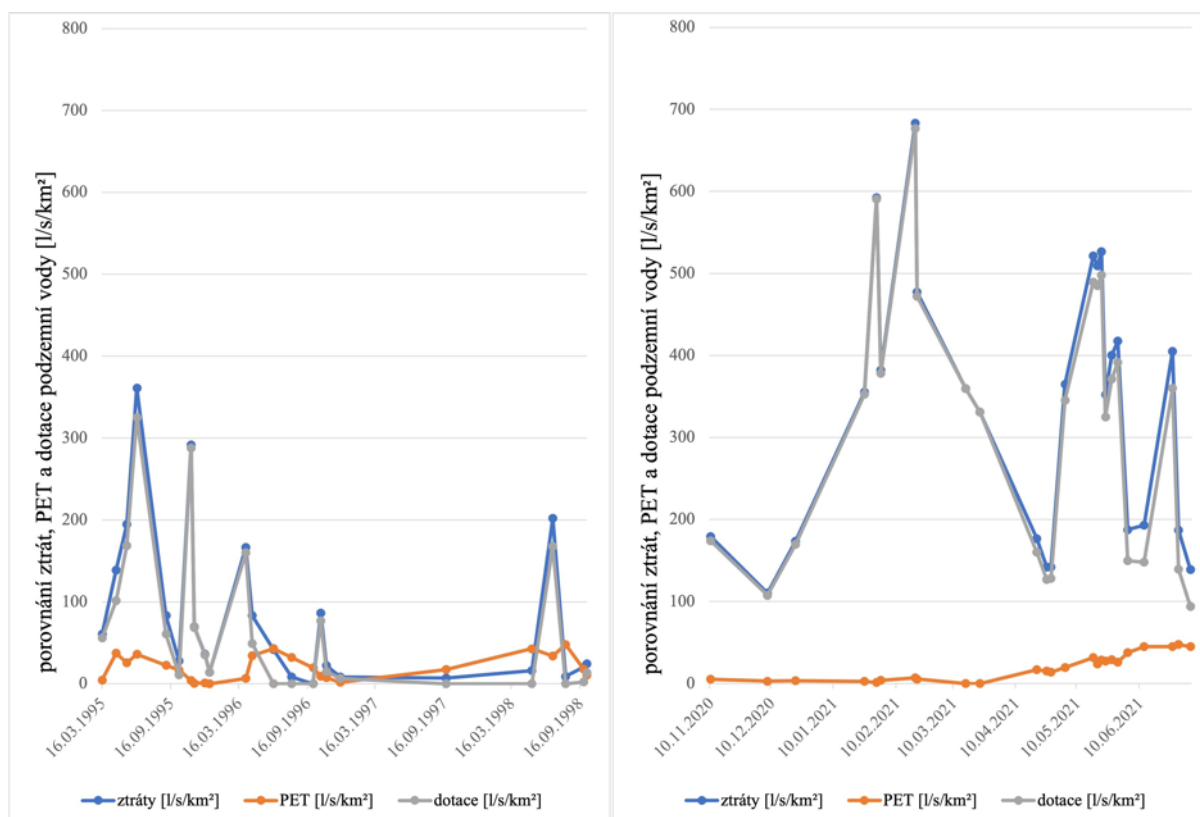
Obr. 6.15 - Průměrné měsíční ztráty v zamokřené nivě v l/s/km².

V grafu na Obr. 6.15 porovnávám průměrné měsíční ztráty v celé zamokřené nivě. Oproti ztrátám z 90. let byly ztráty v roce 2020-2021 vyšší v listopadu (dvojnásobně), v prosinci, v březnu (oproti roku 1995 téměř 6krát), v dubnu (ztráty jen mírně vyšší), a v květnu (dvojnásobně). V červnu 2021 byly ztráty již o 118 l/s/km² nižší, než v červnu 1995 a o 41 l/s/km² nižší, než v červenci 1998. Přestože byly ztráty pravděpodobně v celém roce 2021 nadnormální, došlo na konci měření (v červenci) k výraznému snížení ztrát. Důvodem s největší pravděpodobností bylo promletí hráze z naplaveného dřeva v korytě mezi profily A3 a B, která do té doby odkláněla velkou část vody z koryta na louku v nivě. Na větší zaplavené ploše v korytě i na louce tak do té doby docházelo k větším ztrátám. Dalším důvodem nižších ztrát bude pravděpodobně fakt, že potok se do úrovně propustnějších hornin bazálního devonského až svrchního silurského souvrství dostává až někde mezi profilem A3 a B. Odpovídalo by to minimálním ztrátám v prosinci 2020 a dubnu a červenci 2021, kdy potok dotékal jen několik desítek m pod profil A3.



Obr. 6.16 - Ztráty v zamokřené nivě v závislosti na protékané části koryta.

Porovnáním délky protékané části koryta a ztrát v zamokřené nivě v roce 2020-2021 na Obr. 6.16 lze potvrdit, že nejvyšší ztráty jsou vázány na vysoké průtoky po srážkových událostech, kdy je protékána delší část koryta. Délka protékané části koryta byla měřena od profilu A3 (a A3B), přes který voda běžně protékala (0 m), k profilu B (362 m) a profilu C (739 m). Je patrné, že s délkou toku se zvyšují i ztráty v nivě. Předpokládám, že hlavním důvodem nízkých ztrát, v obdobích méně bohatých na srážky, je nedostatek vody, který limituje vsak. Dalším důvodem by pravděpodobně mohla být rostoucí propustnost horninového podloží od profilu A, směrem k profilu C.



Obr. 6.17 - Porovnání ztrát a jejich rozdělení na PET a dotaci do krasového prostředí v 90. letech a v roce 2021.

Grafy na Obr. 6.17 znázorňují jednotlivé složky ztrát v l/s/km² nivy. Jsou to PET (tedy kolik se maximálně z nivy mohlo vypařit) a dotace podzemní vody (tedy kolik se vsáklo z náplavů do horninového podloží). Zatímco v 90. letech se voda patrně ztrácela do podzemí v prvních desítkách l/s/km² až zhruba 370 l/s/km², v roce 2020 a 2021 neklesala dotace pod 90 l/s/km². Maximální dotace po srážkových událostech byly oproti 90. letům v roce 2021 až dvojnásobné. Je zřejmé, že vliv PET hrál oproti dotaci do podzemí mnohem menší roli jak v 90. letech, tak i v roce 2021. Jelikož v případech, kdy voda v roce 2020 a 2021 dotékala pouze do profilu A3 nebyly ztráty nižší než 90 l/s/km², je zřejmé, že revitalizační opatření, provedená od roku 1998, výrazně podporují infiltraci a tedy dotaci vápenců a tedy ztrátu vody z povodí. A to v takové míře, že ztráty během sledovaného období v roce 2020 a 2021 bývaly minimálně o 80 l/s/km² nivy vyšší, než byly v 90. letech. Je jisté, že většina vody se skutečně vsakuje do krasového prostředí. Kdyby tomu tak nebylo, voda by se velmi pravděpodobně opět objevovala v mnohem větší míře v místech, kde se koryto toku zahlubuje do vápenců. To lze doložit i nízkými průtoky v profilech E, F, G a H.

6.5 Analýza iontů z odebraných vzorků vody

Během terénních průzkumů jsem několikrát v profilech A, A3, B, F, H, K a M odebral vzorky vody pro chemickou analýzu. Vzorky jsem odebíral také ve studni a studánce pod Kubrychtovou boudou (dok. body SKB a SK), z pramene nad Mužikovým polem (profil B2). Získal jsem též vzorky z jezer v jeskyni Arnoldka a propasti Čerínka, z pramene Ivanka ve Svatém Janu pod Skalou, a z pramene v nivě Loděnice (dok. bod PN). Vzorky byly analyzovány v laboratoři geologických ústavů PřF UK. Koncentrace aniontů byla měřena metodou vysoce účinné kapalinové chromatografie (HPLC), kationty pak pomocí indukčně vázaného plazmatu s optickou emisní spektrometrií (ICP-OES), obsah hydrogenuhličitanů byl titrován.

Tab. 6.4 - Tabulka analyzovaných iontů.

datum	vzorkované místo	Ca ²⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	P (mg/l)	Si (mg/l)	SR ²⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)
10.11.2020	profil A3	103	9,05	12,3	38,9	0,09	3,33		36,2	82,1	13,3	302
	dok. bod SK	140	2,42	16,1	4,87	<0,03	4,48		3,80	89,9	7,73	430
08.12.2020	profil A	87,3	17,0	14,0	79,9	0,27	4,97	0,310	72,2	137	21,2	282
	dok. bod SKB	223	7,23	31,6	23,8	0,046	4,38	0,648	31,6	432	25,7	415
25.01.2021	profil H	89,9	6,67	6,81	4,21	0,031	3,5	0,178	6,66	114	16,7	212
18.02.2021	profil A	84,1	6,66	9,09	43,6	0,18	6,79	0,242	78,7	62,3	39,7	192
	profil H	168	4,02	11,1	7,71	<0,03	2,87	0,283	9,56	200	55,3	377
	dok. bod SK	138	1,98	15,4	4,07	<0,03	3,91	0,262	4,06	117	12,3	442
	profil M	162	6,13	14,4	7,79	0,065	5,15	0,342	6,53	162	47,3	413
20.02.2021	profil H	173	3,97	11,5	9,61	<0,03	3,12	0,292	23,0	180	62,7	366
16.03.2021	profil H	149	2,87	10,6	8,63	<0,03	3,31	0,294	10,8	103	37,9	422
02.05.2021	profil H	165	2,76	10,4	7,47	0,035	3,75	0,29	5,70	100	37,0	416
	profil B	84,8	8,7	10	46,8	0,303	2,3	0,25	55,4	76,4	7,24	229
13.05.2021	u profilu F (dešťová voda)	16,3	6,03	1,37	0,42	0,148	4,97	0,021	<0,1	5,23	2,21	64
	profil H	97,5	7,71	8,05	22,1	0,212	4,05	0,204	31,1	61,5	11,1	258
17.05.2021	profil F	111	7,21	10	17,1	0,181	5,36	0,279	20,8	61,3	4,66	336
	profil H	157	4,23	10,2	10,8	0,042	4,5	0,289	6,84	114	20,2	398
24.05.2021	profil H	164	3,9	10,8	8,69	0,033	4,25	0,297	5,95	112	15,7	427
	profil F	116	7,9	11,2	20,2	0,193	5,56	0,309	26,2	51,6	36,2	340
	profil B2	172	1,94	5,97	4,03	<0,03	4,1	0,311	2,96	84,3	8,97	464
30.05.2021	dok. bod PN	144	2,76	11,9	11,6	<0,03	4,08	0,271	22,4	98,2	37,2	355
	jeskyně Arnoldka	123	1,07	7,82	3,31	<0,03	2,74	0,159	4,45	89,9	66,3	235
	propast Čerínka	123	0,66	2,65	1,56	<0,03	2,94	0,103	1,61	50,0	2,56	346
	pramen Ivanka	144	2,36	13,7	12,6	<0,03	4,06	0,296	22,1	110	57,3	314
12.06.2021	profil M	156	3,67	13,5	7,45	<0,03	3,57	0,335	4,77	125	12,9	406
	profil H	171	3,73	11,1	7,68	<0,03	4,21	0,306	5,56	115	12,6	448
	profil A	119	12,7	12,4	51,5	0,963	5,07	0,332	56,7	101	36,5	307

Koncentrace důležitých iontů uvádím v Tab 6.4. Tabulka s veškerými analyzovanými ionty je v příloze 2. Nejvyšší, ale v krasu běžné koncentrace byly zjištěny u iontů vápenatých a hydrogenuhličitanových. Zatímco na horním toku, který odvodňuje břidlice srbského souvrství (profily A, A3 a B) byly koncentrace vápenatých iontů nižší (v rozmezí 84-119 mg/l), na profilech níže a na vodopádech (profily F, H, M) byly koncentrace vápníku o něco vyšší (v rozmezí 116-171 mg/l). Zdaleka nejnižší koncentrace vápníku (16,3 mg/l) byla zastižena 13. května 2021 při mohutných srážkách v dočasném toku na lesní cestě u profilu F. V tomto případě se ale prokazatelně jednalo o ionty neobohacenou vodu ze srážek. Nejvyšší koncentrace vápenatých iontů (223 mg/l) byla zastižena ve studni u Kubrychtovy boudy, ve vodě zřejmě nabohacené ionty díky výparu (dok. bod SKB). V průměru byly koncentrace vápenatých iontů na horním toku (95 mg/l) relativně nízké. O něco vyšší průměrné koncentrace byly zastiženy v profilu H (150 mg/l) a v profilu M (159 mg/l). Vyšší koncentrace vápenatých iontů (172 mg/l)

a hydrogenuhličitanových iontů (464 mg/l) byly zastiženy i v prameni nad Mužíkovým polem (profil B2).

Hořečnaté ionty byly zjištěny v koncentracích běžně o řád menších, než byly koncentrace vápenatých iontů. Na horním toku byly koncentrace nižší, v rozmezí 9-12,4 mg/l a níže (od profilu F) byly koncentrace vyšší, v rozmezí 6,8-14,4 mg/l. Dále bývají vápenaté ionty doprovázeny i ionty stroncia. Jejich koncentrace ale byly v rámci všech vzorků velmi podobné (v rozmezí 0,18-0,34 mg/l). Výrazně vyšší koncentrace byly zastiženy pouze ve studni u Kubrychtovy boudy (dok. bod SKB) (0,65 mg/l) opět zřejmě díky nabohacení výparem. Nejnižší koncentrace stroncia byly zaznamenány v propasti Čerinka (0,1 mg/l) a v jeskyni Arnoldka (0,16 mg/l). Stroncium se do povrchových vod nejčastěji dostává z půdy, v níž je přirozeně obsaženo (Pitter 2015, s.134). Běžně doprovází i vápenaté ionty (Hem 1985, s. 135).

Hydrogenuhličitanové ionty byly ve všech profilech a dok. bodech zastiženy v koncentracích nad 190 mg/l. Průměrné koncentrace v profilech H a M byly o 116 mg/l a 147 mg/l vyšší, než v profilech A, A3 a B. Nejvyšší koncentrace hydrogenuhličitanových iontů byla zjištěna ve studánce pod Kubrychtovou boudou (dok. bod SK) (430 mg/l). Nejnižší koncentrace byly zjištěny ve vzorku z dešťové vody z profilu F (64 mg/l) a v profilu A (192 mg/l).

Zdrojem vápníku, hořčíku i hydrogenuhličitanu je v přírodě běžné rozpouštění vápenců, dolomitu, magnezitu a jiných minerálů (Pitter 2015, s. 125, s. 313). Podmínkou pro rozpouštění karbonátů a hlinitokřemičitanů je obsah rozpuštěného oxidu uhličitého, který rozpustnost a zvětrávání výrazně zvyšuje (Pitter 2015, s. 125). Relativně vysoké koncentrace vápenatých, a hydrogenuhličitanových iontů jsou typické u pramenů, které vyvěrají z vápenců (Hem 1985, s. 89). Koncentrace vápenatých iontů ale klesají při stagnaci vod a při probíhající degazaci CO₂ např. při srážení pěnvců. Odlišné koncentrace těchto iontů v horním a dolním úseku toku dobře odráží geologickou stavbu povodí. Nižší koncentrace jsou na profilu A, s povodím budovaným srbskými břidlicemi, nižší na profilech H a M s povodím převážně ve vápencích.

Draselné ionty byly ve vyšších koncentracích (6,7-17 mg/l) zjištěny na horním toku. Od profilu F níže byly koncentrace nižší (2,9-7,7 mg/l). Nejvyšší koncentrace draselných iontů (17 mg/l) byla zastižena 8. prosince 2020 v profilu A a nejnižší koncentrace byly zjištěny v propasti Čerinka (0,66 mg/l), v jeskyni Arnoldka (1,1 mg/l), v profilu B2 (1,9 mg/l) a ve studánce pod Kubrychtovou boudou (dok. bod SK) (2 mg/l). V průměru byly koncentrace draselných iontů v profilech A, A3 a H (10 mg/l) relativně vysoké oproti průměrným koncentracím v profilu H (4 mg/l) i M (2 mg/l).

Ionty sodíku byly v nejvyšších koncentracích zjištěny na horním toku (v profilech A, A3, B) v rozmezí 40-80 mg/l. V profilech F, H, M a v dok. bodu SK byly koncentrace v rozmezí 4-22 mg/l. Nejvyšší koncentrace v profilu H (22 mg/l) byla zjištěna ve vzorku z 13. května, který byl odebrán za situace, kdy Bubovický potok protékal od Bubovic kontinuálně celé údolí přes všechny profily a většinu průtoku na vodopádech tehdy výjimečně tvořila voda z horní části povodí od Bubovic. V průměru byly koncentrace sodných iontů na horním toku (49 mg/l) relativně vysoké oproti průměrným koncentracím v profilu H (9 mg/l) a v profilu M (8 mg/l). Nejnižší koncentrace byly zjištěny ve vzorku srážkové vody, odebraném nad profilem F (0,42 mg/l), v propasti Čerinka (1,56 mg/l), v profilu B2 (4 mg/l) a ve studánce pod Kubrychtovou boudou (dok. bod SK) (4,1 mg/l).

Draslík a sodík se do tekoucích vod většinou dostává ze solných ložisek a vyluhováním z hlinitokřemičitanů a některých minerálů (Pitter 2015, s. 122). Nižší koncentrace sodíku pochází ze srážkové vody, kam se dostává z mořské tříště (Hem 1985, s. 100-101). Sodík se ale do vody může dostat i výměnou kationtů vápenatých za sodné, při kontaktu vody s jílovými minerály (Pitter 2015, s. 122). Draslík se na rozdíl od sodíku špatně transportuje a rychle se váže na půdu (Bruthans J. 2021, ústní sdělení). Antropogenními zdroji sodných a draselných

iontů bývají komunální odpadní vody, a dále splachy z hnojených polí a zimního posypu komunikací (Pitter 2015, s. 122). Množství draslíku, které se dostává do povrchových vod, závisí na způsobu a efektivitě hnojení a obdělávání polí (Bertol 2007, s. 143). V Bubovickém potoce byly podle očekávání nejvyšší koncentrace draslíku v profilu A pod vyústěním z ČOV, které je zřejmě jeho hlavním zdrojem. Vlivem rychlé sorpce byly na profilech níže koncentrace draslíku nižší.

Sodné ionty běžně doprovázejí chloridy, jejichž koncentrace v Bubovickém potoce jsou řádově stejné, jako koncentrace právě sodných iontů. Chloridy byly v nejvyšších koncentracích (v rozmezí 36-79 mg/l) zastíženy v profilech A, A3 a B. V profilech níže (profil H a M) byly koncentrace chloridů v průměru 6krát a desetkrát nižší. Koncentrace v profilech F, H a M byly v rozmezí 4,8-31 mg/l. Maximální koncentrace chloridů 79 mg/l byla zaznamenána 8. prosince 2020 v profilu A. Nejnižší koncentrace byly zjištěny ve vzorku dešťové vody z profilu F (<0,1 mg/l), v propasti Čerínka (1,6 mg/l), v profilu B2 (3 mg/l) a ve studánce pod Kubrychtovou boudou (dok. bod SK) (3,8 mg/l). U chloridů jsou přirozenými zdroji vyluhování hornin deštěm a atmosférická depozice (Pitter 2015, s. 239). Přirozená pozadová koncentrace je v rozmezí 5-10 mg/l (Hem 1985, s. 117-120). Vyšší koncentrace bývají způsobeny antropogenním znečištěním (Bruthans J. 2021, ústní sdělení). Významnými antropogenními zdroji bývají špatně zajištěné skládky, odpadní vody z obecních a domovních ČOV a z různých odvětví průmyslu, zimní posyp silnic, ale i spalování uhlí (Pitter 2015, s. 240). V Bubovickém potoce je jistým zdrojem zvýšených koncentrací chloridů ČOV v Bubovicích. Pro určení, zda voda z horní části povodí dotéká na Bubovické vodopády a níže jsem použil zejména rozdíly v koncentracích právě chloridových iontů ale i sodíku. Chloridový aniont lze použít pro zjištění původu vody, jelikož se nesráží ani nesorbují, pokud jeho koncentrace nedosáhne stovek g/l a tedy hranice nasycení halitem (Pačes 2011, s. 47). Zároveň jsou chloridy ve formě kuchyňské soli nejčastěji využívanými chemickými stopovači dle normy (ISO 9555-3) (Kopáč 2007, s. 3). Pokud neuvažují případy, kdy protékalo koryto od profilu A po profil H a níže, tak lze na základě šesti až desetinásobně odlišných koncentrací chloridů říci, že voda v profilu F, H a M je zcela jiná, než která se vsakuje mezi profily A, B, C a E.

Jelikož chloridy se v povrchové ani podzemní vodě nesráží ani nesorbují, je jednoznačné, že voda objevující se nad Bubovickými vodopády mezi profily H a M nepochází ze ztráty vody na profilech A-C pod Bubovicemi. Voda ztrácející se mezi profily A a C tedy odtéká vápenci mimo povodí Bubovického potoka. Stejný závěr lze vyvodit i z vysokých rozdílů v koncentracích sodných kationtů.

Obsah fosforu byly nejvyšší v profilech A, A3 a B, v rozmezí 0,1-1 mg/l. V profilu H a M byly jejich koncentrace v průměru čtvrtinové, tedy v rozmezí <0,03-0,2 mg/l. Nejvyšší koncentrace iontů fosforu (0,96 mg/l) byla zjištěna ve vzorku z profilu A z 12. června. V profilech níže, ve studních i v jeskyních byly koncentrace v některých případech pod mezí detekce 0,03 mg/l. Přirozeným zdrojem fosforu ve vodě je vyluhování některých půd, minerálů (apatitu) a hornin (Pitter 2015, s. 267). Antropogenními zdroji mohou být odpadní vody obsahující zbytky pracích a čistících prostředků, splachy z hnojených polí či živočišné odpady (Pitter 2015, s. 268). V rámci splachů z polí závisí množství fosforu v povrchových tocích podle Gillinghama a Thorrola (2000) především na míře eroze a na fyzikálních vlastnostech hnojiv a načasování jejich aplikace (Riemersma et al. 2006, s. 13). Fosfor se však extrémně rychle váže na půdu (Bruthans J. 2021, ústní sdělení). V Bubovickém potoce je to zřejmé z koncentrací fosforu, které byly lehce vyšší jen v profilech na horním toku (profily A, A3, B).

Křemík se ve všech odebíraných profilech pohyboval v podobných koncentracích (2,3-6,8 mg/l). Koncentrace křemíku v povrchových vodách je dána především zvětráváním křemičitanů a hlinitokřemičitanů (Pitter 2015, s. 218). V Bubovickém potoce zastížená koncentrace jsou v přírodních vodách běžné (Pitter 2015, s. 221).

Koncentrace síranů byly vždy o něco vyšší v profilech H a M, než v profilech na horním toku. V průměru byla koncentrace v profilu A 92 mg/l, v profilu H 120 mg/l a v profilu M dokonce 144 mg/l. Nejvyšší koncentrace síranů (432 mg/l) byla zaznamenána 8. prosince 2020 ve studni u Kubrychtovy boudy (dok. bod SKB) a 18. února 2021 v profilu H (200 mg/l). Síraný byly v propasti Čerínka v nižší koncentraci (50 mg/l), než v jeskyni Arnoldka (90 mg/l). Koncentrace síranových aniontů je v případě Českého krasu vázána na jemně dispergovaný pyrit, obsažený ve vápencích (Bruthans, 2020, ústní sdělení). Pyrit je jeden z nejhojnějších sulfidických minerálů, obsažených i jako akcesorický v mořských sedimentech (Vávra, 2006). Zvětrávání pyritu probíhá za uvolnění kyseliny sírové (Vávra, 2006).

Dusičnany ve vyšších koncentracích byly po většinu sledovaného období v profilech H a M vyšší, než v horní části povodí (v profilech A, A3 a B). Zatímco v profilu H a M byly dusičnany v rozmezí 11-62 mg/l, v horní části povodí byly v rozmezí 7,2-47 mg/l. V průměru byly koncentrace v profilech A, A3 a B 24 mg/l a v profilech H a M 28 mg/l a 30 mg/l. Otevřenou otázkou je původ zvýšené koncentrace dusičnanů na profilu H (bubovické vodopády). Celé orografické povodí od profilu E je zde tvořené lesy, které by měla mít nízkou koncentraci dusičnanů. Nelze vyloučit že vody na vodopády přitéká zčásti ze vzdálenějšího okolí kde existují či existovaly pole, např z prostoru Mužikových polí jižně od lomu Čerínka. Nejvyšší zaznamenaná koncentrace dusičnanů byla 30. května v jeskyni Arnoldka (66 mg/l) a 20. února v profilu H (63 mg/l). Za zmínku stojí, že koncentrace dusičnanů a síranů v jeskyni Arnoldka a propasti Čerínka byly 30. května 2021 zcela odlišné. Zatímco v propasti Čerínka byly dusičnany v koncentraci 2,6 mg/l, v jeskyni Arnoldka byly v koncentraci 66,3 mg/l. Zdrojem dusičnanů je především rozklad dusíkatých organických látek (Pitter 2015, s. 299).

Dusičnany se do povrchových vod běžně dostávají i z atmosférické depozice (oxidace dusíkatých látek, emise ze spalování paliv) a splachy z hnojených polí (Pitter, 2015, s. 299). Zejména dusičnany bývá hnojena kořenová zelenina (Kodeš V. 2020, ústní sdělení). V povodí Bubovického potoka je problém dusičnanů patrný a v minulosti již byla provedena opatření, která měla za cíl mimo jiné i snížení koncentrací dusičnanů (viz. kapitola Historické terénní zásahy). Od 18.2.2021, kdy byl vysoký průtok z tání, zřejmě došlo ke splachu dusičnanů uložených podél koryta potoka a na dně rybníků a mokřadů (Bruthans J. 2021, ústní sdělení). Od konce února až do května 2021 byla potom výrazně zvýšena koncentrace dusičnanů na vodopádech.

Ve studánce pod Kubrychtovou boudou (dok. bod SK), která byla odebírána 10. listopadu 2020 a 18. února 2021, byly zjištěny vyšší koncentrace iontů Mg^{2+} a zároveň výrazně nižší koncentrace iontů NO_3^- a Cl^- , než v profilu H. Voda ve studánce tak pravděpodobně musela být alespoň z části z jiného zdroje, než voda tekoucí přes vodopády. Dne 18. února 2021 Bubovický potok pod vodopády ještě netekl. Přesto byly v profilu M zastíženy podobné koncentrace sodných a dusičnanových iontů jako v profilu H. Koncentrace chloridů byly ale o třetinu nižší než v profilu H. Pravděpodobně tedy mohla být voda i v profilu M částečně z profilu H.

Zvýšené koncentrace více iontů (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Sr, Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) ve studni u Kubrychtovy boudy, zjištěné na konci mnohaletého suchého období, kdy byl Bubovický potok v tomto úseku zcela vyschlý, (dok. bod SKB) byly pravděpodobně způsobeny zvýšením koncentrace zbytkové podzemní vody díky výparu vody vegetací. Vegetace odebírá čistou vodu k transpiraci, čímž se zbylá podzemní voda nakoncentrovává těmito ionty.

Jelikož koncentrace iontů lithia, fluoru a fosforečnanů byly trvale pod mezí detekce, uvádím je pouze v tabulce v příloze 2, stejně jako ionty železa a manganu, které jsou kvůli redoxním procesům ve vodě nestálé a pro určení původu vody nepoužitelné.

Fluorecsein ze stopovací zkoušky z 20. května 2021 (injekce 1000 g rozpuštěného stopovače v profilu A3) se objevil v jediném prameni, v prameni v nivě Loděnice (dokumentační bod PN),

který se nachází v pravém břehu toku Loděnice a zhruba 400 m pod Svatým Janem pod Skalou. Pramen v nivě je od místa vsaku na Bubovickém potoce vzdálen vzdušnou čarou 2,3 km (Obr. 6.18). Obarvená voda překonala tuto vzdálenost za méně než 48 hodin. Dne 27. června 2021 byla provedena poslední injektáž s 510 g fluoresceinu, který se v prameni v nivě Loděnice objevil v čase mezi 28 a 39 h po injektáži. Na Bubovických vodopádech ani nikde jinde na Bubovickém potoce ani na jiných profilech nebyl fluorescein zachycen. Ze stopovací zkoušky tedy jednoznačně vychází že voda z horní části Bubovického potoka opouští orografické povpodí Bubovického potoka a vápencových kolektorem odtéká do orografického povodí Loděnice. Voda z horního ztrátového úseku (A-C) se tedy již neobjevuje znovu na Bubovickém potoce a voda vyvěrající nad vodopády má tedy jiný zdroj než je ztrátový úsek A-C.



Obr. 6.18 - Směr proudění vody v podzemí. Převzato z: *Mapy.cz*. Horizontální hrana mapy má délku 2,8 km. Obrázek je orientován vrchní částí k severu.

6.6 Mapování pramenné oblasti

Během terénního mapování jsem prošel pramennou oblast. Zaznamenal jsem 2 prameniště a výrazný přítok z ústí dosud funkčních drenáží, které se nachází v celém okolí obce Bubovice. Levostranný přítok Bubovického potoka je vlivem přítoků z drenáží vodnější, než přítok pravostranný. Situace pramenné oblasti je znázorněna na Obr. 6.19.



Obr. 6.19 - Popis pramenné oblasti. Převzato z: *Mapy.cz*. Horizontální hrana mapy má délku 1,2 km. Obrázek je orientován vrchní částí k severu. Modře jsem na podkladu z *Mapy.cz* vyznačil průběh hlavních přítoků toku. Modře čárkovaně je vyznačen přítok od požární nádrže v Bubovicích, nad níž se nachází ústí z drenáže. Světle modře je vyznačeno vyústění z drenáže.

7 ZÁVĚR

Ve své práci jsem se pokusil objasnit hlavní příčiny ztráty vodnosti Bubovického potoka. V první řadě jsem proto z dostupných zdrojů shrnul historické stavy potoka a popsal terénní úpravy v celém povodí. Provedl jsem terénní měření průtoků, doplněná o trvalé sledování průtoku na několika profilech. Z naměřených hodnot jsem se potom různými metodami pokusil popsat ztrátové úseky potoka, kvantifikovat ztráty a zjistit jejich příčiny. Otázku původu vody v úsecích potoka přerušených suchým korytem jsem se pokusil řešit pomocí chemického složení vody.

Zjistil jsem, že úbytek průtoku je dán v první řadě geologickými poměry v oblasti, zejména vsakem do paleozoických vápenců. Dále je pak průtok významně ovlivněn vývojem klimatu a zasyčeností náplavů v korytě. Již v 40. letech minulého století potok na některých úsecích vysychal. Celé koryto potoka až po ústí do Berounky je protékáno jen v nejlhčích obdobích.

Povodí Bubovického potoka jsem rozdělil na 5 dílčích povodí, kde převažují buď výronové nebo ztrátové úseky. Horní povodí po profil A, které je na nepropustných srbských břidlicích a je výronové, má jako jediné vždy přítomný povrchový tok. Profil A je hned pod intravilánem Bubovic, v místě pod výpustí ČOV. Ostatní povodí alespoň někdy v minulosti (např. listopad 2020) zcela vyschly a žádný tok v nich nebyl přítomen. Druhým dílčím povodím mezi profily A a E kde je horní ztrátový úsek. Zde vždy dochází ke ztrátám vodnosti, obvykle se zde Bubovický potok ztrácí zcela. Profil E se nachází pod vrchem Doutnác a zhruba 1,5 km pod profilem A. Mezi profily E a H (vodopády) se obvykle objevuje voda v celkovém množství desetin až prvních l/s, nicméně v posledních několika letech až po rok 2020 byl i na vodopádech tok suchý. Profil H je těsně nad vodopády a 650 m pod profilem E. Mezi profily H a M dochází k menším ztrátám, ale i k přítokům v závislosti na vodním stavu. Pod profilem M je pak poslední čistě ztrátový úsek s poměrně značnými ztrátami. Profil M je pod rybníkem, který se nachází zhruba 800 m nad Srbskem. Celkově z povodí Bubovického potoka odtéká vápenci do jiných povodí až 80 l/s.

V povodí 2 pod Bubovicemi dochází k takovým ztrátám, že překračují polovinu ztrát v celém povodí Bubovického potoka. Ztráty v zamokřené nivě pod nově vybudovanou soustavou mokřadů Bubovického potoka byly v roce 2021 oproti ztrátám v 90. letech i více než dvojnásobné. Podle výpočtů je podíl evapotranspirace na ztrátách vody v horní části povodí minimální, drtivá většina vody z potoka mizí evidentně přes nivu do vápenců. Na základě obsahu chloridů a sodíku jsem zjistil, že za běžného stavu, kdy se voda v horním ztrátovém úseku v korytě úplně vsakuje, vyvěrá nad Bubovickými vodopády jiná voda, než voda mizící v horním ztrátovém úseku. Z výsledků stopovací zkoušky, která byla provedena paralelně s mým měřením, navíc vyplývá, že voda, která se vsákne v horním ztrátovém úseku opouští orografické povodí Bubovického potoka a vápenci pod holyňsko-hostimskou synklinálou teče do povodí Loděnice.

I z porovnání přímých ztrát v korytě toku a ztrát vody v zamokřené nivě v horním ztrátovém úseku v 90. letech a v roce 2020 a 2021 je zřejmé, že retenční prvky v horní části povodí Bubovického potoka podporují infiltraci, nikoliv však rozšiřování zásob vody v korytě protože voda vápenci povodí Bubovického potoka rychle opouští. Z výsledků práce vyplývá, že efektivita retenčních opatření, která by mohla vést k nadlepšování průtoku v korytě, je v prostředí s takto velkým vsakem do podložního krasu minimální. I z porovnání průtoků z 90. let a roku 2020 a 2021 je zřejmé, že retenční opatření, vybudovaná od roku 1998, naopak výrazně snižují průtok v korytě Bubovického potoka. Pokud by cílem revitalizací v povodí Bubovického potoka v budoucnu bylo obnovení minimálního zůstatkového průtoku v co nejdelším úseku koryta, zcela jistě by zde nebylo vhodné vodu v jakémkoliv množství více zdržovat či jinak zvyšovat její vsak. Vzhledem k současné hltlosti horního ztrátového úseku

přes 24 l/s nelze očekávat že by voda z horního povodí od Bubovic pronikala korytem až k vodopádům s výjimkou krátkých, velmi vodných období.

Seznam obrázků

Obr. 2.1 - Povodí Bubovického potoka. Vizualizováno na základě dat ČÚZK (2021) a VÚV TGM (2021).	3
Obr. 2.2 - Geologická rastrová mapa 1:25 000. Převzato z: ČGS, 2021. Tmavě modře jsem na rastrovém podkladu zvýraznil průběh toku Bubovického potoka. Červeně jsem vyznačil přibližný průběh os synklinál.	10
Obr. 4.1 - Vypouštění z obecní Bubovické ČOV do toku Bubovického potoka. Převzato z: Mapy.cz. Horizontální hrana fotografie má délku 140 m. Obrázek je orientován vrchní částí k severu. Modře jsem na topografickém podkladu vyznačil průběh toku Bubovického potoka. Oranžově jsem kroužkem vyznačil místo vypouštění ČOV do toku Bubovického potoka.	15
Obr. 5.1 - Situace profilů, dokumentačních bodů a rybníků. Převzato z: Mapy.cz. Horizontální hrana mapy má délku 3,5 km. Obrázek je orientován vrchní částí k severu. Tmavě modře jsem vyznačil průběh Bubovického potoka. Červeně jsou vymezeny profily. Světle modrými body jsou označeny rybníky (světle modrým kruhem zaniklé rybníky). Černým křížkem jsou označeny dokumentační body.	17
Obr. 5.2 - konstrukce přelivu v profilu A. Foto: autor.	21
Obr. 5.3 - konstrukce síta nad přelivem v profilu A. Foto: autor.	22
Obr. 5.4 - Rovnice pro výpočet PET podle Oudina (2005). Převzato z: Oudin, 2010, s. 213.	24
Obr. 6.1 - Měrná křivka přelivu v profilu A.	26
Obr. 6.2 - Měrná křivka přelivu v profilu A3.	26
Obr. 6.3 - Měrná křivka přelivu v profilu H.	27
Obr. 6.4 - Graf vývoje průtoku v profilu A.	27
Obr. 6.5 - Graf vývoje průtoku v profilu A s logaritmickou osou y.	28
Obr. 6.6 - Graf vývoje průtoku v profilu A3.	28
Obr. 6.7 - Graf vývoje průtoku v profilu H.	29
Obr. 6.8 - Graf vývoje průtoku v profilu H bez nejvyšší naměřené hodnoty.	30
Obr. 6.9 - Graf denních klouzavých průměrů průtoku v profilech A, A3 a H.	30
Obr. 6.10 - Schematické vymezení dílčích částí orografického povodí Bubovického potoka. Převzato z: Mapy.cz. Horizontální hrana mapy má délku 5,2 km. Obrázek je orientován vrchní částí k severu.	32
Obr. 6.11 - Graf vývoje ztrát mezi profily A a A3.	37
Obr. 6.12 – Kolik % tvoří ztráty na profilu A3.	37
Obr. 6.13 - Schematické vymezení částí nivy, ze kterých byla počítána potenciální evapotranspirace a vsak do vápenců. Pro srovnání jsou vymezené profily na Bubovickém potoce. Převzato z: Mapy.cz. Horizontální hrana mapy má délku 1,2 km. Obrázek je orientován vrchní částí k severu.	38
Obr. 6.14 - Graf vývoje ztrát v zamokřené nivě (v l/s/km ²) v roce 2020-2021 a letech 1995-1998.	40

Obr. 6.15 - Průměrné měsíční ztráty v zamokřené nivě v l/s/km ²	41
Obr. 6.16 - Ztráty v zamokřené nivě v závislosti na protékané části koryta.	42
Obr. 6.17 - Porovnání ztrát a jejich rozdělení na PET a dotaci do krasového prostředí v 90. letech a v roce 2021.....	43
Obr. 6.18 - Směr proudění vody v podzemí. Převzato z: Mapy.cz. Horizontální hrana mapy má délku 2,8 km. Obrázek je orientován vrchní částí k severu.	48
Obr. 6.19 - Popis pramenné oblasti. Převzato z: Mapy.cz. Horizontální hrana mapy má délku 1,2 km. Obrázek je orientován vrchní částí k severu. Modře jsem na podkladu z Mapy.cz vyznačil průběh hlavních přítoků toku. Modře čárkovaně je vyznačen přítok od požární nádrže v Bubovicích, nad níž se nachází ústí z drenáže. Světle modře je vyznačeno vyústění z drenáže.	49

Seznam tabulek

Tab. 5.1 - Odběr vzorků vody. X značí odebraný vzorek v profilu a v den.....	19
Tab. 6.1 - Tabulka přímých ztrát průtoku potoka ve ztrátových úsecích, nepřímých ztrát z dílčích povodí a celkových ztrát z povodí Bubovického potoka. *při průtoku na profilu A pod 1l/s je pravděpodobné, že významná část vody teče náplavy a průtok na profilu je nižší, než skutečný.....	33
Tab. 6.2 - Tabulka průměrných ztrát v úsecích Bubovického potoka.....	35
Tab. 6.3 - Tabulka ztrát v zamokřené nivě [l/s/km ²].	39
Tab. 6.4 - Tabulka analyzovaných iontů.	44

8 LITERATURA

AOPK ČR, 2019. *V CHKO Český kras vznikly nové mokřadní plochy*. In: AOPK ČR [online]. 17. ledna 2019 [cit. 2021-03-28]. Dostupné z: <https://strednicechy.ochranaprirody.cz/aktuality-rp-stredni-cechy/v-chko-cesky-kras-vznikly-nove-mokradni-plochy/>

BERTOL, I., et al., 2007. *Phosphorus, potassium and organic carbon concentrations in runoff water and sediments under different soil tillage systems during soybean growth*. *Soil and Tillage Research*. 94(1): 142-150. Dostupné z: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167198706001644>

BOSÁK, Pavel, 1995. *Některé výsledky vyhodnocení vrtných prací v oblasti lomu Čeřinka (Český kras)*. Česká speleologická společnost, základní organizace 1-05, Geospeleos [online]. 1995 [cit. 2021-7-13]. Dostupné z: <https://www.geospeleos.com/Lokality/Literatura/LiteraturaB/B046-NektereVysledky.htm>

BRUTHANS, Jiří, 1999. *Hydrogeologické poměry Českého krasu severně od řeky Berounky*. Praha. Diplomová práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce doc. RNDr. Jiří KRÁSNÝ, CSc.

BRUTHANS, Jiří a Ondřej ZEMAN, 2000. *Nové poznatky o hydrogeologii Českého krasu*. *Český kras*. Beroun: Muzeum Českého krasu, 2000, 25(26), 41-49. ISSN 1211-1643.

BRUTHANS, Jiří, Renáta KADLECOVÁ, Martin SLAVÍK, Magdalena KRÁLOVÁ, Tomáš FRYČ, Jan ČURDA, 2020. *Příčina prudkého snížení průtoků některých menších toků ve středních Čechách v létě 2019 a extrémně nízkých specifických odtoků: vliv evapotranspirace*

z příbřežní zóny toku a ploch s mělkou hladinou podzemní vody. Geoscience Research Reports, 53(1), 47–54. ISSN 2336-5757.

CHALUPA, Jaroslav, 1984. *Hydrogeologické poměry v Českém krasu východně od Berouna*. Praha. Diplomová práce. Katedra hydrogeologie a inženýrské geologie. Vedoucí práce doc. Ing. Jan ŠILAR, CSc.

CHLUPÁČ, Ivo, Vladimír HAVLÍČEK, Jiří KRÍŽ, Zdeněk KUKAL a Petr ŠTORCH, 1988. *Paleozoikum Barrandienu: (KAMBRIUM-DEVON)*. Praha: Vydavatelství Českého geologického ústavu. 292 s. ISBN 80-7075-055-3

CIROKOVÁ, Jitka, 2014. *Rozhodnutí o schválení kanalizačního řádu*. Husovo nám. 68, 266 01 Beroun-Centrum: Městský úřad Beroun, Odbor životního prostředí, 2014.

CIROKOVÁ, Jitka, 2020. *Rozhodnutí o nakládání s vodami*. Husovo nám. 68, 266 01 Beroun-Centrum: Městský úřad Beroun, Odbor životního prostředí, 2020.

ČGS, 2021. *Skeny geologických map v kladu S, Geologická mapa 1 : 25 000*. In: Geovědní mapy 1 : 25 000 [online]. Praha: Česká geologická služba [cit. 2021-01-23]. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr25/>

ČHMÚ, 2020. *Historická data, Průměrná denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek* [online]. [cit. 13.7. 2021]. Dostupné z: <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/denni-data/Denni-data-dle-z.-123-1998-Sb>

ČHMÚ, 2020. *Historická data, Průměrný denní průtok vody* [online]. [cit. 13.7. 2021]. Dostupné z: http://portal.chmi.cz/historicka-data/hydrologie/denni_data/denni-data-dle-z.-123-1998-Sb

ČÚZK, 2021. Základní báze geografických dat České Republiky. Dostupné z: [https://geoportal.cuzk.cz/\(S\(jkw0fe0f11hr4omxlb4az05s\)\)/Default.aspx?mode=TextMeta&text=dSady_zabaged&side=zabaged&head_tab=sekce-02-gp&menu=24](https://geoportal.cuzk.cz/(S(jkw0fe0f11hr4omxlb4az05s))/Default.aspx?mode=TextMeta&text=dSady_zabaged&side=zabaged&head_tab=sekce-02-gp&menu=24)

DOBEŠ, Martin, 2017. *Obnova mokřadů v CHKO Český kras: Projektová dokumentace*. Praha 6: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR.

HAMON, W. Russell, 1961. *Estimating potential evapotranspiration*. Journal of the Hydraulics Division, 1961, 87(3), 107-120 s. Dostupné z: <https://dspace.mit.edu/bitstream/handle/1721.1/79479/32827649-MIT.pdf?sequence=2>

HEM, John D., 1985. *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*. 3rd Edition. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper No. 2254. Charlottesville: University of Virginia. 263 s. Dostupné z: <https://pubs.usgs.gov/wsp/wsp2254/pdf/wsp2254a.pdf>

HOMOLA, Vladimír, 1945. *Deníky prof. Homoly z let 1942-1945*. Knihovna Správy jeskyní ČR, Průhonice.

HRDINKA, Tomáš, 2015. *Zkušenosti s měřením vodních stavů ve vodoměrných stanicích VÚV (s využitím soustavy tlakových čidel)*. Vodohospodářské technicko-ekonomické informace [online]. Podbabská 30, 160 00 Praha 6: Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, 2015, 57(4-5), 18-22 [cit. 2021-04-07]. ISSN 0322-8916. Dostupné z: https://www.vtei.cz/wp-content/uploads/2015/08/vtei_2015_4-51.pdf

KARASOVÁ, Gabriela, 2005. *Postup při zadání rozboru pitné (teplé) vody externím zákazníkem (studna, kolaudace)*. Středočeské vodárny a.s. Dostupné z: <https://www.svas.cz/res/archive/1460/230642.doc?seek=1595175689>

KEMEL, Miroslav, 1996. *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. Praha: Vydavatelství ČVUT. 290 s. ISBN 80-010-1456-8.

KOPÁČ, Jiří, 2007. *Měření průtoku pomocí stopovačů: NaCl a měření konduktivity*. Diplomová práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inž. geologie a užité geofyziky. Vedoucí práce doc. RNDr. Jiří BRUTHANS, Ph.D.

KOVANDA, Jiří, 2005. *Překvapivě mocné uloženiny nejmladšího pleistocénu v šachtici Srb 1 v Srbsku (Český kras)*. Český kras 2005, 2005, **31**(15). Dostupné z: [https://books.google.cz/books?hl=cs&lr=&id=INamLLQEaIoC&oi=fnd&pg=PA15&dq=geologie+českého+krasu&ots=T_JX_t-hvq&sig=uPBPDEOva-
qyKM0C24Q87QThflc&redir_esc=y#v=onepage&q=geologie%20českého%20krasu&f=false](https://books.google.cz/books?hl=cs&lr=&id=INamLLQEaIoC&oi=fnd&pg=PA15&dq=geologie+českého+krasu&ots=T_JX_t-hvq&sig=uPBPDEOva-
qyKM0C24Q87QThflc&redir_esc=y#v=onepage&q=geologie%20českého%20krasu&f=false)

KRÁSNÝ, Jiří, 2012. *Podzemní vody České republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod*. Praha: Česká geologická služba. 1143 s. ISBN 978-80-7075-797-0.

KRISTENSEN, K. J. a S. E. JENSEN. *A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration*. Hydrology Research, 1975, **6**(3). 170-188 s. Dostupné z: <https://iwaponline.com/hr/article/6/3/170/1381/A-MODEL-FOR-ESTIMATING-ACTUAL-EVAPOTRANSPIRATION>

KUKAČKA, Jan, Viola ALTOVÁ, Jiří BRUTHANS a Ondřej ZEMAN, 2012. Groundwater Flow in Crystalline Carbonates (Jeseniky Mts., Czech Rep.): Using Stream Thermometry and Groundwater Balance for Catchment Delineation. Acta Carsologica [online]. **37**(1) [cit. 2021-7-22]. ISSN 0583-6050. Dostupné z: https://www.researchgate.net/publication/292646455_Groundwater_Flow_in_Crystalline_Carbonates_Jeseniky_Mts_Czech_Rep_Using_Stream_Thermometry_and_Groundwater_Balance_for_Catchment_Delineation

LOŽEK, Vojen, 1992. *Sít opěrných profilů k vývoji krajiny Českého krasu*. Dostupné z: <https://strednicehy.ochranaprirody.cz/res/archive/174/022585.pdf>

LOŽEK, Vojen, Karel ŽÁK a Jan WAGNER, 2014. *Vývoj Českého krasu v terciéru a kvartéru – nové poznatky uplynulého desetiletí: The Český kras/Bohemian Karst evolution during Tertiary and Quaternary – new findings of the last ten years*. Bohemia centralis [online]. Praha. **32**(32), 15-40 [cit. 2021-7-13]. Dostupné z: <https://strednicehy.ochranaprirody.cz/res/archive/350/046993.pdf>

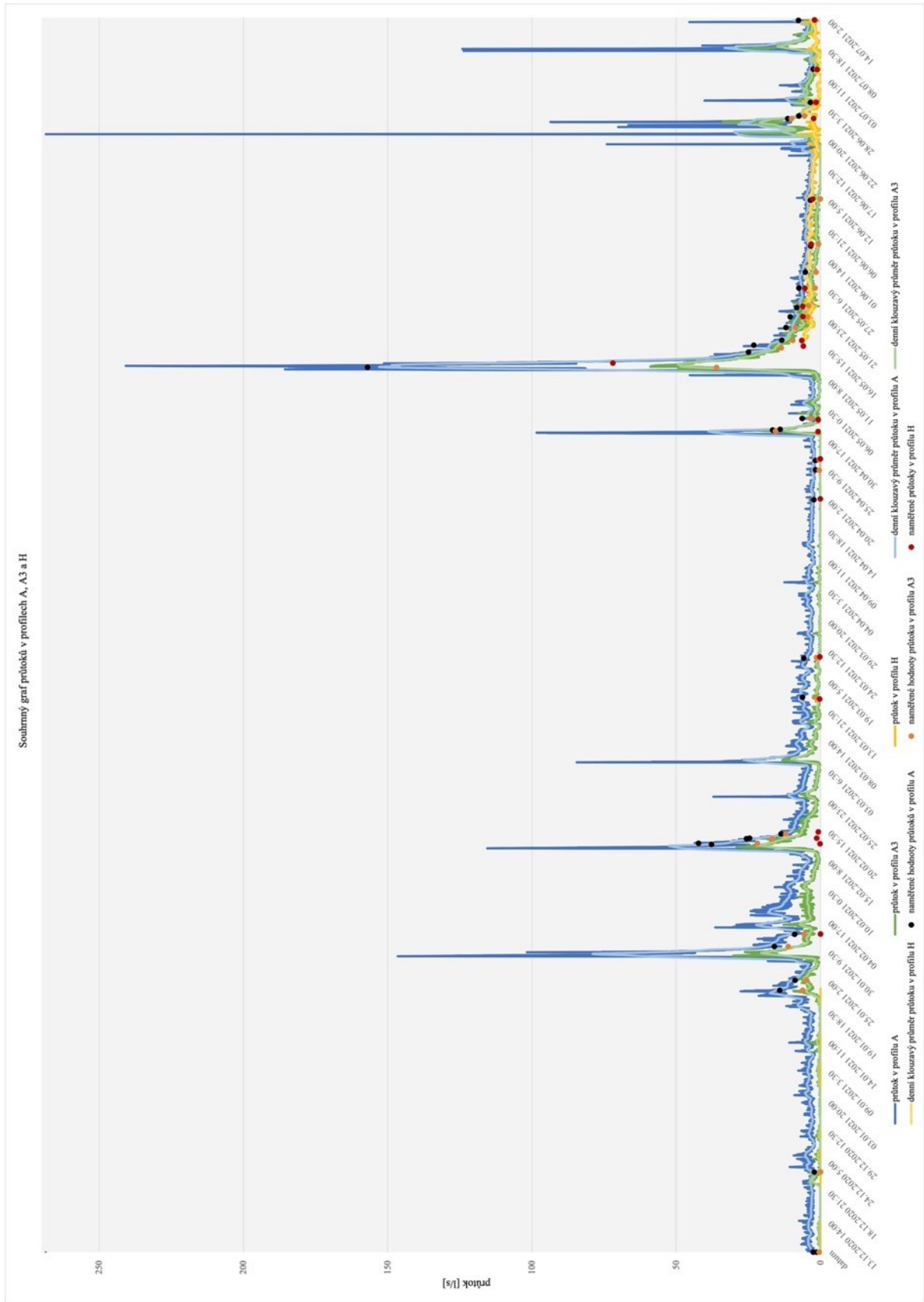
LOUDIN, Ludovic, Frédéric HERVIEU, Claude MICHEL, Charles PERRIN, Vazken ANDRÉASSIAN, François ANCTIL a Cécile LOUMAGNE. *Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?* Journal of Hydrology [online]. **303**(1-4), 290-306 [cit. 2021-7-26]. ISSN 00221694. Dostupné z: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0022169404004056>

LOUDIN, Ludovic, Lætitia MOULIN, Hocine BENDJOURI a Pierre RIBSTEIN, 2010. *Estimating potential evapotranspiration without continuous daily data: possible errors and impact on water balance simulations*. Hydrological Sciences Journal [online]. **55**(2), 209-222 [cit. 2021-03-02]. ISSN 0262-6667. Dostupné z: <https://www.tandfonline.com/doi/pdf/10.1080/02626660903546118>

PAČES, Tomáš. *Úvod do hydrogeochemie* [online]. Praha-Liberec: Technická univerzita v Liberci, 2011 [cit. 2021-04-08]. Dostupné z: <http://artec.tul.cz/index.php?content=upload/uvoddohydrochemie-Paces.pdf&lang=cs>

- PAVELKOVÁ CHMELOVÁ, Renata a Jindřich FRAJER, 2013. *Základy fyzické geografie 1: Hydrologie*. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 2013. ISBN 978-80-244-3843-6.
- PETRÁNEK, Jan, Jiří BŘEZINA, Eva BŘÍZOVÁ, Jan CHÁB, Jan LOUN a Přemysl ZELENKA, 2016. *Encyklopedie geologie*. Praha: Česká geologická služba, 2016. ISBN 978-80-7075-901-1.
- PITTER, Pavel. Hydrochemie. 5. aktualizované a doplněné vydání. Praha: Vysoká škola chemicko-technologická v Praze, 2015. ISBN 978-80-7080-928-0.
- RIEMERSMA, S., et al. *Phosphorus sources and sinks in watersheds: A review*. 82 pp. Alberta soil phosphorus limits project, 2006, 5. 82 s. Dostupné z: [https://www1.agric.gov.ab.ca/\\$department/deptdocs.nsf/all/sag11864/\\$FILE/vol-5-watershed-review.pdf](https://www1.agric.gov.ab.ca/$department/deptdocs.nsf/all/sag11864/$FILE/vol-5-watershed-review.pdf)
- SEZNAM.CZ, 2021. *Letecká mapa*. In: Mapy.cz [online]. Dostupné z: <https://mapy.cz>
- SEZNAM.CZ, 2021. *Základní mapa*. In: Mapy.cz [online]. Dostupné z: <https://mapy.cz>
- SRBSKO, 1996. Pamětní kniha 1902-1976. Srbsko. Dostupné z: <https://www.obecsrbsko.cz/html/soubory/kronika.pdf>
- STEWART, R. Meldrum, 1913. *The Fundamental Principle of Least Squares*. Journal of the Royal Astronomical Society of Canada. Ottawa, Kanada, (7), 359 – 362 s.
- THORNTHWAITE, Charles Warren, 1948. *An approach toward a rational classification of climate*. Geographical review, 38(1): 55-94. Dostupné z: https://web.archive.org/web/20170830005244id_/http://www.unc.edu/courses/2007fall/geog/801/001/www/ET/Thornthwaite48-GeogrRev.pdf
- TOLASZ, Radim, 2007. *Atlas podnebí Česka: Climate atlas of Czechia*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2007. 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1.
- VAK Beroun, 2014. *Kanalizační řád stokové sítě obce Bubovice* [online]. Mostníkovská 255, 266 41 Beroun: Vodovody a kanalizace Beroun, 2014 [cit. 2021-04-09]. Dostupné z: https://www.vakberoun.cz/documents/verejne/bubovice_531103/kanalizacni_rad/kr-bubovice-2014.pdf
- Vávra, V., Losos, Z., 2006. *Multimediální studijní texty z mineralogie pro bakalářské studium* (online). Brno: ÚGV, PřF MU. Dostupné z: <http://www.sci.muni.cz/mineralogie/>
- VOŽENÍLEK, Aleš, Vladimír ŠVIHLA, Ondřej ŠIMŮNEK a Tomáš DOSTÁL, 1999. *Revitalizace v povodí Bubovického potoka - studie*. ING. ALEŠ VOŽENÍLEK - AVOZ. Černošice. 113 s.
- VÚV TGM, 2015. *Model hydrologické bilance Bilan, příručka*. Dostupné z: <http://bilan.vuv.cz/bilan/uzivatelska--prirucka-modelu-bilan/dokumentace-modelu>.
- VÚV TGM, 2021. *Digitální Báze Vodohospodářských Dat*. Dostupné z: <https://dibavod.cz/index.php?id=27>
- Willis, I.C., 2011. Rating Curve. In: Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. (eds) *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht. Dostupné z: https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_43

Příloha 1 – Souhrnný graf průtoků v profilech A, A3 a H



Příloha 2 – Tabulka všech analyzovaných iontů⁶

datum	vzorkované místo	Ca ²⁺ (mg/l)	Fe (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Li (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Mn (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	P (mg/l)	Si (mg/l)	Sr ²⁺ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	PO ₄ ³⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	pH lab
10.11.2020	profil A3	103	0,01	9,05	0,025	12,3	0,002	38,9	0,09	3,33		<1	36,2	82,1	13,3	<2	302	7,42
	dok. bod SK	140	<0,005	2,42	0,02	16,1	<0,001	4,87	<0,03	4,48		<1	3,80	89,9	7,73	<2	430	6,97
08.12.2020	profil A	87,3	<0,005	17,0	<0,002	14,0	<0,001	79,9	0,27	4,97	0,310	<1	72,2	137	21,2	<2	282	7,17
	dok. bod SKB	223	<0,005	7,23	<0,002	31,6	0,001	23,8	0,046	4,38	0,648	<1	31,6	432	25,7	<2	415	7,07
25.01.2021	profil H	89,9	0,019	6,67	<0,002	6,81	0,024	4,21	0,031	3,5	0,178	<1	6,66	114	16,7	<1	212	7,92
18.02.2021	profil A	84,1	0,91	6,66	0,014	9,09	0,007	43,6	0,18	6,79	0,242	<0,2	78,7	62,3	39,7	<0,4	192	7,33
	profil H	168	<0,005	4,02	0,008	11,1	<0,001	7,71	<0,03	2,87	0,283	<0,2	9,56	200	55,3	<0,4	377	7,53
	dok. bod SK	138	<0,005	1,98	0,011	15,4	<0,001	4,07	<0,03	3,91	0,262	<0,2	4,06	117	12,3	<0,4	442	7,17
	profil M	162	<0,005	6,13	0,012	14,4	0,004	7,79	0,065	5,15	0,342	<0,2	6,53	162	47,3	<0,4	413	7,25
20.02.2021	profil H	173	<0,005	3,97	0,009	11,5	0,001	9,61	<0,03	3,12	0,292	<0,2	23,0	180	62,7	<0,4	366	7,21
16.03.2021	profil H	149	<0,005	2,87	<0,002	10,6	<0,001	8,63	<0,03	3,31	0,294	<0,2	10,8	103	37,9	<0,4	422	7,92
02.05.2021	profil H	165	<0,005	2,76	<0,002	10,4	<0,001	7,47	0,035	3,75	0,29	<0,2	5,70	100	37,0	<0,4	416	7,57
	profil B	84,8	0,01	8,7	<0,002	10	<0,001	46,8	0,303	2,3	0,25	<0,2	55,4	76,4	7,24	<0,4	229	7,08
13.05.2021	profil F (dešťová voda)	16,3	0,397	6,03	<0,002	1,37	0,002	0,42	0,148	4,97	0,021	<0,2	<0,1	5,23	2,21	<0,4	64	6,7
	profil H	97,5	0,022	7,71	0,003	8,05	<0,001	22,1	0,212	4,05	0,204	<0,2	31,1	61,5	11,1	<0,4	258	7,52
17.05.2021	profil F	111	<0,005	7,21	0,003	10	<0,001	17,1	0,181	5,36	0,279	<0,2	20,8	61,3	4,66	<0,4	336	7,27
	profil H	157	<0,005	4,23	<0,002	10,2	<0,001	10,8	0,042	4,5	0,289	<0,2	6,84	114	20,2	<0,4	398	7,41
24.05.2021	profil H	164	<0,005	3,9	<0,002	10,8	<0,001	8,69	0,033	4,25	0,297	<0,2	5,95	112	15,7	<0,4	427	7,98
	profil F	116	<0,005	7,9	<0,002	11,2	<0,001	20,2	0,193	5,56	0,309	<0,2	26,2	51,6	36,2	<0,4	340	7,52
	profil B2	172	<0,005	1,94	0,01	5,97	<0,001	4,03	<0,03	4,1	0,311	<0,2	2,96	84,3	8,97	<0,4	464	7,43
12.06.2021	profil M	156	<0,005	3,67	0,01	13,5	<0,001	7,45	<0,03	3,57	0,335	<0,2	4,77	125	12,9	<0,4	406	7,19
	profil H	171	<0,005	3,73	0,008	11,1	<0,001	7,68	<0,03	4,21	0,306	<0,2	5,56	115	12,6	<0,4	448	7,11
	profil A	119	0,02	12,7	0,012	12,4	0,003	51,5	0,963	5,07	0,332	<0,2	56,7	101	36,5	7,16	307	7,09
30.05.2021	dok. bod PN	144	<0,005	2,76	<0,002	11,9	<0,001	11,6	<0,03	4,08	0,271	<0,2	22,4	98,2	37,2	<0,4	355	6,88
	Jeskyňe Arnoldka	123	<0,005	1,07	<0,002	7,82	<0,001	3,31	<0,03	2,74	0,159	<0,2	4,45	89,9	66,3	<0,4	235	7,08
	propast Čičinka	123	0,167	0,66	<0,002	2,65	0,001	1,56	<0,03	2,94	0,103	<0,2	1,61	50,0	2,56	<0,4	346	7,15
	pramen Ivanka	144	<0,005	2,36	0,009	13,7	0,001	12,6	<0,03	4,06	0,296	<0,2	22,1	110	57,3	<0,4	314	6,82