

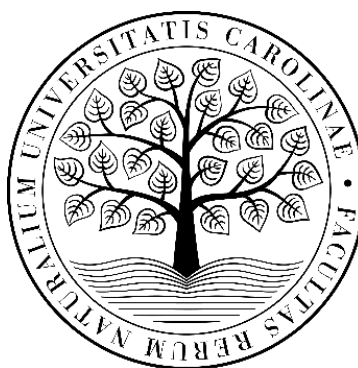
Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Hydrologie a hydrogeologie

Studijní obor: Hydrologie a hydrogeologie



Bc. Eva Šádková

**Zaniklé malé vodní nádrže v Krkonoších: co by
přinesla jejich obnova?**

Small water reservoirs in the Krkonoše Mountains: What would
their regeneration bring?

Diplomová práce

Vedoucí práce: prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.

Praha, 2020

Prohlášení

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

V Praze 12. 4. 2020

.....

Bc. Eva Šádková

Poděkování

Ráda bych na tomto místě poděkovala prof. RNDr. Bohumíru Janskému, CSc. za možnost na tomto tématu pracovat, za odborné vedení a za předané nadšení pro téma. Velký dík patří mým kolegům z Českého hydrometeorologického ústavu za odborné rady a podporu během psaní práce, zejména děkuji RNDr. Radku Čekalovi, Ph.D. a Ing. Tomáši Fryčovi za konzultace k odvození teoretických průtoků pro Lysečinský potok. Dále bych chtěla poděkovat RNDr. Miroslavu Šobrovi, Ph.D. za ochotu a pomoc při vyměřování klauz v terénu a RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za poskytnutou konzultaci a rady týkající se modelu HEC-HMS. Děkuji i Ing. Miroslavu Tesařovi, CSc. a Obci Horní Maršov za poskytnutí vodních stavů na Lysečinském potoce a Českému hydrometeorologickému ústavu za poskytnutí ostatních dat. Také bych chtěla poděkovat Správě Krkonošského národního parku za vstřícnost při zřizování povolení k výzkumu na území národního parku a řediteli Správy KRNAP PhDr. Robinu Böhnischovi za společnou diskuzi nad tématem krkonošských klauz. V neposlední řadě patří velký dík i mé rodině za podporu během celé doby studia a mým kamarádům za rady a pomoc s měřením průtoků v terénu.

Zadání diplomové práce

Název práce

Zaniklé malé vodní nádrže v Krkonoších: co by přinesla jejich obnova?

Cíle práce

Zanalyzovat projevy hydrologického sucha v povrchových vodách v povodí horní Úpy a posoudit vliv vybraných malých vodních nádrží na místě původních klauz na odtok z povodí v období sucha i během povodňových průtoků.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Rešerše způsobu hodnocení hydrologických extrémů (sucha a povodní), jejich dopadů na různé sféry a projevů v zájmovém povodí horní Úpy po soutok s Lysečinským potokem. Přiblížení funkce a významu malých vodních nádrží z hlediska možných opatření pro snížení následků obou hydrologických extrémů. Vyměření objemu nádrže na místě klauzy v Obřím dole a na Lysečinském potoce pomocí totální geodetické stanice. Analýza vlivu vybraných nádrží na snížení kulminačních průtoků a na nadlepšení minimálních průtoků v závěrovém profilu povodí s využitím hydrologického modelu HEC-HMS. Zpracování vstupních dat do modelu na základě poskytnutých meteorologických a hydrologických dat od ČHMÚ, Ing. Tesaře a na základě měření průtoků na Lysečinském potoce. Zhodnocení výsledků včetně posouzení možných negativních dopadů nádrží na krajinu.

Datum zadání: 21. 12. 2017

Jméno studenta: Bc. Eva Šádková

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.

Podpis vedoucího práce:

Abstrakt

Práce se zabývá zhodnocením vlivu malých vodních nádrží na extrémní odtokové události (povodně i sucho) v povodí horní Úpy. Shrnuje poznatky o obou hydrologických extrémech a jejich projevech v zájmovém povodí i o malých vodních nádržích jako o opatření zvyšujícím retenci vody v povodí, a přináší pohled na jejich komplexní využití v období sucha i během zvýšených průtoků. V této práci byly vybrány dvě lokality možných nádrží, a to na místě původní klauzy v Obřím dole a na Lysečinském potoce. K posouzení vlivu nádrží na odtok během dvou povodňových epizod a dvou epizod sucha byl využit hydrologický model HEC-HMS. Výsledky modelové simulace prokázaly u povodňových epizod kladný vliv nádrží na snížení kulminačních průtoků (výjimkou byl souběh transformovaných povodňových vln v závěrovém profilu u jedné epizody), nicméně tento vliv klesal s narůstající rozlohou povodí, menším objemem nádrže i větší extremitou srážek. Kladný vliv nádrží se projevil rovněž u suchých událostí při nadlepšování minimálních průtoků na toku, kde se schopnost snížit deficitní objem a nadlepšit průtoky snižovala s menším objemem nádrže a rostoucí extremitou a délkou sucha. Na závěr jsou uvedeny i některé možné negativní dopady obnovy klauz.

Klíčová slova: malé vodní nádrže, obnova klauz, retence, hydrologické sucho, povodně

Abstract

This thesis deals with the evaluation of influence of small water reservoirs on the extreme runoff events (floods and drought) in the upper Úpa River basin. It summarizes knowledge about both hydrological extremes and their manifestations in the basin of interest as well as about small water reservoirs in the sense of water retention measures and their possible importance during the periods of low flows or floods. In this thesis two localities of possible reservoirs at place of former splash dams in Obří důl and on the Lysečinský Brook were chosen. To assess the influence of small water reservoirs on runoff during two chosen flood events and two periods of drought, the hydrological model HEC-HMS was applied. The results of model simulation proved a positive influence of reservoirs on the reduction of flood peaks (except for a concurrence of transformed flood waves in the outlet that occurred during one flood event), but the effect was decreasing with the increasing catchment area and the intensity of precipitation and with smaller storage capacity of a reservoir. During the low flows, a positive influence of reservoirs was observed as well, relating to the release of stored water. However, the ability of a reservoir to reduce deficit volume and to balance the flow was decreasing with smaller storage capacity of a reservoir and with increasing drought intensity and its duration. In the end, the possible negative impacts of splash dam's regeneration are mentioned.

Key words: small water reservoirs, splash dam's regeneration, water retention, hydrological drought, floods

Obsah

1	Úvod.....	10
1.1	Cíle a hypotézy práce.....	11
2	Hydrologické extrémny.....	12
2.1	Sucho.....	12
2.1.1	Členění sucha.....	13
2.1.2	Metody hodnocení hydrologického sucha.....	15
2.1.2.1	Charakteristiky nízkých průtoků.....	16
2.1.2.2	Charakteristiky nedostatkových objemů.....	18
2.1.2.3	Indexy sucha v podzemních vodách.....	19
2.1.2.4	Komplexní indexy hydrologického sucha.....	20
2.1.3	Výrazná suchá období v Česku.....	21
2.1.4	Dopady hydrologického sucha.....	23
2.1.4.1	Environmentální dopady.....	23
2.1.4.2	Ekonomické dopady.....	24
2.1.4.3	Sociální dopady.....	25
2.2	Povodně.....	25
2.2.1	Typy povodní.....	26
2.2.1.1	Dešťové povodně z trvalých srážek.....	26
2.2.1.2	Dešťové povodně z přívalových srážek.....	27
2.2.1.3	Povodně z tání sněhu.....	27
2.2.1.4	Smíšené povodně.....	28
2.2.1.5	Povodně ledové.....	28
2.2.1.6	Povodně způsobené dalšími vlivy.....	29
2.2.2	Charakteristiky povodní a hodnocení jejich extremity.....	29
2.2.3	Velké povodně v Krkonoších.....	30
2.2.4	Následky povodní.....	32
3	Opatření pro zmírnění následků povodní a sucha.....	34
3.1	Malé vodní nádrže.....	35
3.1.1	Funkce malých vodních nádrží.....	35
3.1.2	Vlastnosti a parametry malých vodních nádrží.....	36
4	Fyzickogeografická charakteristika území.....	39
4.1	Vymezení zájmového území.....	39

4.2	Geologická stavba území	41
4.3	Geomorfologické poměry	43
4.4	Klimatické poměry.....	47
4.5	Půdní poměry	49
4.6	Vegetace a krajinný pokryv	50
5	Hydrografie a odtokové poměry v povodí horní Úpy.....	53
5.1	Hydrografická charakteristika.....	53
5.1.1	Charakteristiky a výškopisné poměry vodních toků.....	54
5.1.2	Charakteristiky říční sítě	55
5.1.3	Charakteristiky povodí.....	56
5.1.4	Výškopisné poměry povodí	57
5.2	Odtokové poměry.....	58
6	Hydrologické modely.....	63
6.1	Klasifikace hydrologických modelů	63
6.1.1	Klasifikace podle stupně kauzality	63
6.1.2	Klasifikace podle časové a prostorové diskretizace.....	64
6.2	Model HEC-HMS	65
6.2.1	Struktura modelu HEC-HMS.....	66
7	Data a metody	68
7.1	Data pro fyzickogeografický popis povodí.....	68
7.2	Výběr klauz a výpočet jejich základních charakteristik.....	68
7.3	Vybrané povodňové události a epizody hydrologického sucha.....	72
7.4	Hydrologická data a odvození průtoků pro Lysečinský potok	75
7.5	Příprava vstupních dat pro modelovou simulaci.....	77
7.5.1	Vytvoření dílčích povodí a projektu pro HEC-HMS.....	77
7.5.2	Zpracování srážkových dat a výpočet jejich plošné distribuce.....	80
7.5.3	Stanovení odtokové ztráty.....	81
7.5.4	Transformace přímého odtoku	83
7.5.5	Stanovení základního odtoku.....	84
7.5.6	Odhad parametrů modelu koryta	85
7.5.7	Výpočet potenciální evapotranspirace	85
7.5.8	Výpočet evaporace z nádrží	87
7.5.9	Kalibrace a validace modelu.....	87

7.5.10 Začlenění klauz do modelu.....	92
8 Výsledky	94
8.1 Simulace vlivu klauz na odtok při povodni 2006	94
8.2 Simulace vlivu klauz na odtok při povodni 2013	96
8.3 Simulace vlivu klauz na odtok během 13denního období sucha v říjnu 2015....	99
8.4 Simulace vlivu klauz na odtok od poloviny srpna do poloviny září 2018.....	101
9 Diskuze.....	103
9.1 Možné chyby a zdroje nejistoty	103
9.2 Porovnání výsledků v kontextu obdobných výzkumů v Česku a v zahraničí...	106
9.3 Otázka ochrany přírody a možné negativní dopady obnovy klauz.....	108
10 Závěr	110
Literatura.....	112
Datové zdroje a mapové podklady.....	122
Seznam obrázků.....	123
Seznam tabulek.....	125
Seznam příloh	126
Přílohy.....	127

1 Úvod

Povodně a hydrologické sucho jsou přirozeně se vyskytující extrémny, které se vyznačují náhlým velkým nadbytkem nebo naopak kumulovaným nedostatkem vody v krajině, a kromě dopadu na místní ekosystémy odedávna způsobují problémy lidské společnosti. Již v dobách starých civilizací patřily povodně a sucho mezi přirozenou součástí života obyvatel, kteří se jim snažili porozumět a co nejlépe přizpůsobit.

Množství povrchové vody v krajině je v Česku v průběhu roku přirozeně variabilní a obvykle odpovídá pluvio-niválnému nebo ve vyšších polohách niválně-pluviálnímu hydrologickému režimu odtoku. Přirozená variabilita ve vodnosti vodních toků není jen sezónní, ale i meziroční či územní v závislosti na sezónním a prostorovém rozložení srážek, celkovém úhrnu srážek, jejich intenzitě i dalších proměnných. Povodně i sucho jsou výsledkem daného klimatu státu nebo meteorologické situace, kdy v případě povodní spadnou na sledovaném území v určitém omezeném období extrémní úhrny srážek, nebo v případě sucha se naopak stále prohlubuje srážkový deficit, který může být tím závažnější, čím je vyšší teplota vzduchu, a tím i vyšší potenciální evapotranspirace. V české společnosti jsou sucho a povodně, jako nejvýraznější přírodní katastrofa, často diskutované téma, i vzhledem k probíhající změně klimatu. Některé studie uvádí, že v souvislosti s klimatickou změnou budou sucha delší a výraznější (Trenberth a kol. 2013), nebo dokonce že bude obou extrémů do budoucna v Evropě přibývat (Feyen, Dankers 2009; EEA 2017; Vizina a kol. 2018).

V Česku naprostá většina vody pochází pouze ze srážek, je tedy důležité umět srážkovou vodu v krajině zadržet, aby okamžitě neodtekla z našeho území. Zadržet vodu v horských oblastech, kde spadne ročně největší množství srážek, se proto jeví jako vhodná strategie. Malá horská povodí jsou v důsledku své exponovanosti, velikosti, sklonu i geologickým poměrům značně náchylná na vyšší úhrny srážek, v jejichž důsledku vznikají často tzv. bleskové povodně. Bleskové povodně jsou se svým rychlým nástupem i koncem pro Krkonoše typické, naposledy udeřily v povodí Úpy v roce 2013 a nejzávažněji postihly okolí Maršova (Sandev a kol. 2014). Ani sucho se však Krkonošim nevyhýbá. Ačkoliv o suchu se obvykle hovoří především v níže položených hustě obydlených nebo zemědělských oblastech, kde je roční či měsíční úhrn srážek mnohem menší než na horách, kde je vyšší průměrná teplota vzduchu, a tedy větší výpar, a kde je velká spotřeba vody na km², začíná se sucho výrazně projevovat v posledních

letech i na horách. Důsledkem je např. vysychání některých pramenů nebo rašelinišť. V kombinaci s kůrovcem navíc sucho přispívá k plošnému odumírání lesů.

V rámci snah o zvyšování retence vody v pramenných oblastech a přizpůsobování se podmínkám sucha proběhlo a probíhá pod vedením Správy Krkonošského národního parku (Správy KRNAP) množství ochranných opatření, např. stabilizace lesních ekosystémů, revitalizace rašelinišť nebo odstraňování melioračních příkopů v lesích. Další možností, která se nabízí, je obnova někdejších klauz. Jedná se o malé vodní nádrže, které sloužily ke splavování dřeva a jejichž pozůstatky jsou v Krkonoších v různé míře zachovány až do současnosti (Šádková 2017). Tyto klauzy by mohly plnit úlohu multifunkčních nádrží a být velkým přínosem především v suchých obdobích, kdy by mohly sloužit jako zásobárny vody nebo uměle vytvořené mokřady. Jednou z možností je také nadlepšování průtoků a snížení počtu dní s průtokem pod hranicí sucha. V období tání sněhu a při zvýšených průtocích by se naopak daly využít jako retenční nádrže na částečné zachycení vody a zpomalení odtoku z povodí.

1.1 Cíle a hypotézy práce

Tato práce si klade následující cíle:

- Zhodnotit projevy hydrologického sucha v povrchových vodách v povodí horní Úpy.
- Posoudit pomocí modelu HEC-HMS, zda by obnova vybraných klauz ovlivnila povodňové průtoky, a zhodnotit potenciální roli nádrží v protipovodňové ochraně.
- Posoudit pomocí modelu HEC-HMS, jak by obnova vybraných klauz ovlivnila minimální průtoky v období sucha, a zhodnotit potenciální roli nádrží v ochraně před suchem.
- Porovnat klady a zápory možné obnovy klauz v Krkonoších.

V této práci byly stanoveny následující hypotézy: 1. během suchých období jsou krkonošské klauzy schopné pozitivně ovlivnit průtok na Úpě a snížit v závěrovém profilu počet dní s průtoky pod hranicí sucha Q_{355d} , 2. vliv klauz na transformaci povodňové vlny se vzhledem k rozloze povodí a počtu vybraných klauz očekává větší v závěrových profilech jednotlivých subpovodích.

2 Hydrologické extrémy

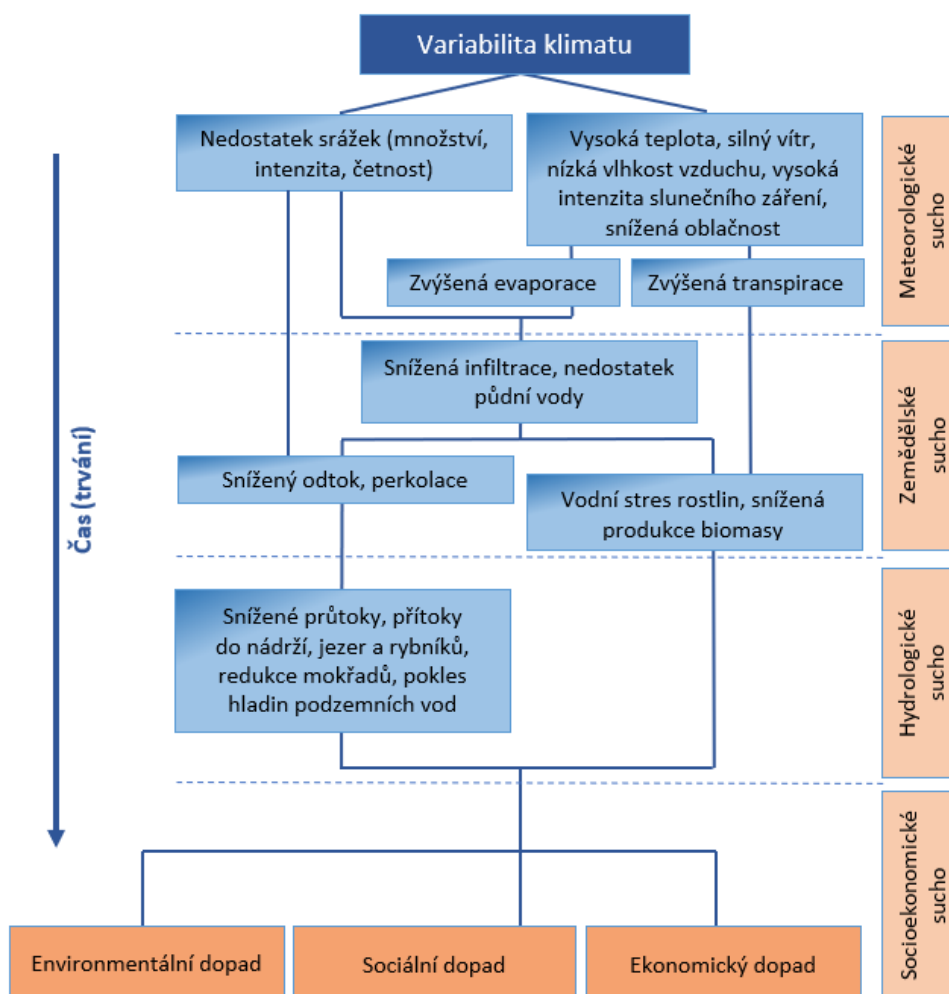
Tato kapitola se zabývá z hydrologického hlediska dvěma opačnými extrémy, suchem a povodněmi, a to zejména jejich charakteristikou, členěním, způsobem určování jejich míry a intenzity, výraznými povodňovými událostmi nebo epizodami sucha na našem území či jejich dopady.

2.1 Sucho

Sucho má obvykle oproti povodním mnohem pomalejší nástup, postihuje rozlehlá území a dlouho je relativně nenápadné, ovšem svými důsledky je velmi závažné. Má velký dopad nejenom na přírodní, ale i ekonomickou a společenskou sféru. Vzhledem k regionálním klimatickým odlišnostem a rozdílnému vnímání sucha napříč vědními obory, není pojem sucho přesně definován. Sucho se může nahodile vyskytovat v různých podnebných pásmech (Wilhite 2000), v oblastech obvykle bohatých i chudých na srážky, tedy i v aridním klimatu. Na rozdíl od aridity se jedná o dočasný jev. Na problematiku definice sucha upozorňoval již např. Yevjevich (1967), který to pokládal za hlavní překážku bránící výzkumu tohoto jevu. Ovšem vzhledem ke své komplexní a různorodé povaze by bylo nepraktické sucho univerzálně definovat (Lloyd-Hughes 2014). Státy mají obvykle svou definici (Wilhite, Glantz 1985; Valiente 2001), uzpůsobenou svým přírodním podmínkám. Velmi obecně může být sucho definováno jako nedostatek vody oproti běžným podmínkám po delší časové období v různých složkách krajiny (Palmer 1965). Poměrně často se sucho definuje také jako odchylka od normálu z hlediska úhrnu srážek za určité delší časové období na daném území (Valiente 2001, Brázdil, Trnka a kol. 2015). Aby se dalo hovořit o suchu, zpravidla se jedná o časové období od několika dní až po několik let. Vedle nedostatku srážek však hraje roli při formování a prohlubování sucha také zvyšování potenciální evapotranspirace, a to v důsledku vyšší teploty vzduchu, nízké relativní vlhkosti vzduchu, vyšší intenzity slunečního záření či většímu proudění vzduchu (Brázdil, Trnka a kol. 2015). Vliv na sucho má také intenzita, trvání a načasování srážek (Wilhite 2000; Mishra, Singh 2010).

2.1.1 Členění sucha

Wilhite, Glantz (1985) vyčleňují sucho do čtyř kategorií podle různých pohledů a sféry dopadu na sucho meteorologické, zemědělské, hydrologické a socioekonomické. Jedná se o nejčastěji používané dělení. Např. Mishra, Singh (2010) ještě zvlášť vydělují sucho podzemní vody, které bývá jinak řazeno do kategorie hydrologického sucha. V každé kategorii je na sucho pohlíženo z jednoho převažujícího hlediska a je definováno v rámci daného vědního oboru. Nicméně je třeba zdůraznit, že jednotlivé kategorie spolu úzce souvisí a navazují na sebe (obr. 1).



Obr. 1: Vztahy mezi jednotlivými druhy sucha a jejich časová posloupnost (vlastní zpracování, inspirace Wilhite 2000).

První v pořadí stojí sucho meteorologické, které je analyzováno na základě hlavního původce jevu, tedy srážek, i dalších meteorologických proměnných. Způsob stanovení meteorologického sucha se vzhledem k rozdílným klimatickým podmínkám

mezi státy mírně liší. Srážky jsou obvykle vztaženy k určité stanovené prahové hodnotě indikující sucho nebo k vypočteným dlouhodobým průměrným měsíčním nebo ročním hodnotám pro dané území a období (Wilhite, Glantz 1985; Valiente 2001). V případě podkročení referenčních hodnot je stanoven tzv. deficit srážek. Závažnost meteorologického sucha se hodnotí jak z pohledu množství srážek, které chybí a vedou k záporné hydrologické bilanci, tak z pohledu trvání sucha (Wilhite 2000). Meteorologické sucho tedy vzhledem ke své definici předchází všem ostatním typům sucha.

Následkem meteorologického sucha může být sucho půdní neboli zemědělské. Projevuje se dočasnou nedostatečnou vlhkostí ve svrchní kořenové vrstvě půdy, která je zásadní pro růst rostlin. Rostlina v podstatě potřebuje více vody, než je v danou chvíli v půdě obsaženo, což má příčinu v deficitních srážkách. To vede k následnému zastavení růstu, potlačenému vývoji plodů, vadnutí či uschnutí části nebo celé rostliny. Půdní sucho se projevuje u jednotlivých rostlin různě, závisí na počasí a jeho předchozím vývoji, druhu rostliny, jejím stáří a vývojové fázi a na fyzikálních vlastnostech půdy a biologickém oživení (Mishra, Singh 2010). Zemědělské sucho má často pro zemědělce velké ekonomické dopady, způsobené uschnutím plodin nebo jejich výnosných částí, nákladnými závlahami nebo šlechtěním a genetickou modifikací plodin. Jedná se zpravidla o první sektor ekonomiky, který je suchem postižen (Wilhite 2000).

Hydrologické sucho vzniká s určitým časovým odstupem jako důsledek déletrvajícího meteorologického sucha, určitou měrou však přispívá k jeho vzniku i antropogenní vliv. Linsley, Kohler, Paulhus (1975) definují hydrologické sucho jako období, během něhož jsou průtoky vodních toků nedostatečné pro dodávky vody ke stanoveným účelům v rámci vodohospodářského managementu. Jindy se termín hydrologické sucho definuje obecně jako přechodný nedostatek zdrojů vody na zemské povrchu (Yevjevich 1967) nebo v povrchových i podzemních vrstvách (Mishra, Singh 2010). Tallaksen, Van Lanen (2004) definují hydrologické sucho jako trvalý a plošně rozsáhlý výskyt podprůměrných zásob vody. Projevuje se nízkými průtoky vodních toků, nízkými hladinami přehrad, jezer nebo poklesem hladin podzemních vod. Pro hydrologické sucho je typické, že se vyskytuje s určitým zpožděním po suchu meteorologickém a zemědělském, nebo dokonce až po jejich odeznění. Doba zpoždění závisí na přírodních faktorech (předchozí půdní nasycení, půdní, hydrogeologické, geomorfologické nebo vegetační podmínky v povodí atp.) i na antropogenním ovlivnění (např. zvyšování podílu nepropustných povrchů či změny land use). Obvykle je nástup

sucha tím pomalejší, čím větší je retenční kapacita daného povodí. Vzhledem k přirozeným odlišnostem v rámci jednotlivých povodí, jsou kritéria pro konkrétní definování sucha a určování závažnosti hydrologického sucha pro každou oblast specifická a mírně se liší (Wilhite 2000). Jednotlivým metodami hodnocení hydrologického sucha se podrobněji zabývá následující podkapitola.

Když sucho opouští přírodní sféry a začíná se dotýkat lidí a jejich aktivit a působit škody, hovoří se o tzv. socioekonomickém suchu. Nastává, když je suchem zasažen i jen jeden sektor ekonomiky (Valiente 2001). Jako první se obvykle jedná o zemědělství, energetiku nebo lodní dopravu. Často je socioekonomické sucho definováno jako okamžik, kdy zásoby vody nejsou schopny vlivem nedostatečných srážek uspokojit poptávku obyvatel nebo nějakého hospodářského sektoru (Wilhite, Glantz 1985; Wilhite 2000; Mishra, Singh 2010; Guo a kol. 2019). V tomto bodě vzniká nedostatek vody. Poptávka po vodě, a tedy i náchylnost společnosti vůči suchu, se zvyšuje vlivem řady faktorů, např. v důsledku rostoucího počtu obyvatel, rozvojem průmyslu nebo vysokou mírou urbanizace (Wilhite 2000). Nebezpečnou roli v souvislosti se suchem hraje především koncentrace obyvatel a aktivit ve městech. I když se spotřeba vody v posledních letech v Česku výrazně nemění (ČSÚ 2019) a v porovnání s dalšími státy v Evropě patří mezi nejnižší, v období sucha může způsobit právě vysoká koncentrace lidí a podniků nadměrné čerpání vody v určité oblasti, které může být vyšší než doplnitelné zásoby vody v povodí, což může vést až k nedostatku vody.

2.1.2 Metody hodnocení hydrologického sucha

Na hydrologické sucho lze pohlížet a studovat ho z několika hledisek. K jeho charakteristice se obvykle využívají tyto ukazatele: doba trvání sucha, velikost neboli magnitudo, intenzita a plošný rozsah výskytu sucha. Dle Dracup, Lee, Paulson (1980) lze velikost sucha (průměrný deficit srážek či průměr nedostatkových průtoků), intenzitu (kumulovaný deficit srážek nebo průtoků) a dobu trvání sucha (počet po sobě následujících let, po které je průměrný roční průtok pod hodnotou dlouhodobého průměru) vyjádřit vztahem:

$$\text{velikost sucha} = \frac{\text{intenzita sucha}}{\text{doba trvání sucha}}$$

Valiente (2001) mezi další ukazatele sucha řadí četnost opakování, rychlost rozvoje sucha od indikace po vyvrcholení, načasování v průběhu roku nebo prostorový rozptyl. Výše uvedené charakteristiky následně slouží jako podklad pro vyhodnocování sucha, tedy především pro porovnání a určení míry jeho závažnosti, přičemž jedny z nejdůležitějších ukazatelů jsou intenzita, velikost a doba trvání sucha. Jejich stanovení je však poněkud komplikované a pro jejich výpočet existuje řada nejrůznějších indexů. Protože cílem této práce není podrobná rešerše používaných indexů, bude následovat jen krátký nástin těch nejpoužívanějších metod pro hodnocení hydrologického sucha.

Z prací, které se podrobněji zabývají různými možnostmi kvantifikace hydrologického sucha, lze jmenovat především rozsáhlou publikaci o suchu (Brázdil, Trnka a kol. 2015), která se věnuje této problematice velmi komplexně a poskytuje mimo jiné rešerši různých hydrologických a meteorologických indexů či indexů využívaných při hodnocení půdní vlhkosti. V české literatuře se často objevuje i práce Novického a kol. (2008), kteří uvádí různé příklady vymezení hydrologického sucha z literatury. Rešerši různých metod pro stanovení hydrologického sucha se zabývaly i některé diplomové práce, např. Skála (2017). Ze zahraniční literatury lze uvést např. Hisdal a kol. (2004) nebo Niemeyer (2008), který uvádí spíše výčet různých hydrologických indexů a metod.

2.1.2.1 Charakteristiky nízkých průtoků

Jedním ze způsobů hodnocení hydrologického sucha v povrchových vodách jsou charakteristiky odvozené přímo z analýzy dostupných průtokových dat, kterými jsou percentil čáry překročení, průměrný roční minimální průtok, low flow nebo base flow indexy. Nevýhodou těchto metod je, že neposkytují žádnou informaci o začátku, konci, trvání nebo intenzitě sucha (Hisdal a kol. 2004). Poskytují však informaci o přítomnosti nebo četnosti období nízkých průtoků za zvolený časový úsek, což lze využít především ve vodohospodářském plánování.

Čára překročení poskytuje informaci o tom, po jakou dobu byl ve sledovaném období překročen nebo dosažen určitý průtok. Zároveň tedy podává i přehled o tom, jaké rozmezí průtoků lze v daném profilu očekávat. Smakhtin (2001) uvádí, že jako nízké průtoky jsou obvykle označovány průtoky v rozmezí 70–99% (nejčastější je hranice Q_{75} , Q_{90} a Q_{95}) pravděpodobnosti překročení (percentilu). Např. Q_{95} tedy znamená, že dané průtoky jsou dosaženy nebo překročeny v 95 % případů v rámci sledovaného období.

Pomocí této metody lze tedy přibližně určit četnost výskytu velmi nízkých průtoků, které mohou způsobit např. problémy s dodávkami vody. Hranice Q_{90} nebo Q_{95} se obvykle používá pro perenní řeky, naproti tomu pro efemerní nebo intermitentní toky či řeky v polárních oblastech je interval pro vymezení nízkých průtoků vyšší, neboť zde nízké průtoky přirozeně zaujímají větší část roku (Hisdal, Gustard 2008).

Další charakteristikou je průměrný roční minimální průtok, což je aritmetický průměr ročních minim vypočítaný z n-denních minimálních průměrných průtoků. Tato metoda umožňuje meziroční porovnání, kdy nízké výsledné hodnoty indikují hydrologické sucho.

S ročními minimálními průtoky pracuje i Low Flow index, který se vypočítá jako podíl průměru nejnižších denních průtoků v roce a průměrného ročního průtoku (Poff, Ward 1989). Čím je index menší a vzdálenější od 1, tím více se v daném roce projevovalo na vodních tocích sucho.

Na principu separace hydrogramu jsou založeny base flow indexy. Asi nejznámější je Base Flow Index (BFI), který počítá s průměrnými denními průtoky a stanovuje, jaký podíl na celkovém říčním odtoku tvoří voda uložená v povodí neboli základní odtok (Gustard, Bullock, Dixon 1992; Hisdal a kol. 2004). Jedná se zejména o podzemní vodu či vodu v jezerech nebo rašeliništích. Výpočet obsahuje rozdělení denních průtoků do skupin po pěti dnech, z každé skupiny jsou vybrána průtoková minima a stanoveny zlomové body mezi těmito minimy, které se následně spojí a vznikne hraniční linie základního odtoku v hydrogramu. Base Flow index nabývá hodnot v rozmezí od 0,99 pro povodí s propustným horninovým a půdním prostředím a pravidelným odtokovým režimem do 0,10 pro povodí s velmi nepropustným prostředím a nepravidelným režimem odtoku (Gustard, Bullock, Dixon 1992). Vysoké hodnoty BFI značí, že na celkovém odtoku se podílí z převážné části podzemní voda, což je typické především v období sucha. Index byl původně vyvinut ve Velké Británii a sloužil pro účely stanovení hydrologické odezvy na různé půdní a geologické poměry v povodí, proto je využíván i jako indikátor vlivu geologických podmínek na nízké průtoky (Smakhtin 2001; Gustard, Tallaksen 2008). Protože byl navržen původně pro oceánský dešťový režim řek, způsob výpočtu se v nastavení jednotlivých parametrů může pro další hydrologické režimy mírně lišit.

2.1.2.2 Charakteristiky nedostatkových objemů

Charakteristiky nedostatkových objemů jsou založené na stanovení prahové hodnoty průtoku, kdy při podkročení limitní hodnoty je daný průtok klasifikován do kategorie sucha. Suchá epizoda končí opětovným vzestupem průtoku nad prahovou hodnotu. Výhodou deficitních charakteristik je možnost stanovit začátek, konec a trvání sucha, jeho intenzitu nebo právě nedostatkový objem (Hisdal a kol. 2004). Existují dvě základní metody charakteristik nedostatkových objemů, a to metoda prahové hodnoty a algoritmus následných vrcholů.

Nejčastěji používaná je metoda prahové hodnoty. Vychází z teorie běhů (runs), kterou poprvé publikoval Yevjevich (1967). Na základě délky běhu s negativní odchylkou stanovil dobu trvání sucha a podle plochy běhu pod limitní hodnotou nedostatkový objem, a tedy i velikost a intenzitu sucha. Intenzitu je zde možné vypočítat jako podíl nedostatkového objemu a trvání sucha (Hisdal a kol. 2004). Zásadní je zde stanovení vhodné prahové hodnoty, která vymezuje epizodu sucha. Nejčastěji se stanovuje pomocí percentilu čáry překročení (Brázdil, Trnka a kol. 2015). Takto vymezená prahová hodnota může být konstantní nebo proměnlivá v průběhu roku, záleží, za jakým účelem byl průtokový deficit vymezen. Proměnlivá hodnota se využívá pro stanovení odchylky od normálu v jednotlivých částech roku, která jsou přirozeně různě vodná, záporná odchylka může být tedy stanovena i v období s nejvyššími průtoky. Konstantní hodnota naopak slouží k vymezení skutečně nejméně vodného období. V Česku je v povrchových vodách za hranici sucha obvykle považována hodnota Q_{355d} v rámci M-denních průtoků (ČHMÚ 2020a). Tedy pokud je průtok menší nebo roven 355dennímu průtoku, nastává hydrologické sucho. Jedná se o průtok, který je na základě referenčního období 1981–2010 dosažen nebo překročen 355 dní v roce a který byl stanoven jako minimální pro zachování základních vodohospodářských a ekologických funkcí toku.

Pro vyhodnocování a definování suchého období je nutné vyřešit dvě základní otázky: (1) minimální časový úsek (např. počet dní), po které je průtok menší nebo roven zvolené prahové hodnotě, aby bylo možné hovořit o suchu a (2) zda je sucho ukončeno opětovným (i jen krátkodobým) překročením limitní hodnoty. Řiřicová a kol. (2004) např. sucho vymezili v případě alespoň pěti po sobě následujících dní s průtoky pod nebo na hranici Q_{355d} . Hladný (2009) pak bere jako minimum 3 po sobě jdoucí dny. Stanovení konce sucha je však rovněž velmi problematické, často je i obtížné určit, zda se jedná stále o jedno velké suché období nebo o několik separovaných kratších suchých epizod.

Z tohoto hlediska je oproti metodě prahové hodnoty lepším nástrojem k hodnocení sucha algoritmus následných vrcholů (Sequent Peak Algorithm, SPA), který počítá s kumulovaným deficitem vody a spojuje jednotlivá kratší období sucha do jednoho celku, v rámci něhož nebyly zásoby vody obnoveny do výchozího stavu a jsou stále podlimitní (Van Lanen a kol. 2008). Překročení stanovené limitní hodnoty sucha tedy neznamená automaticky ukončení suchého období. Algoritmus byl původně vytvořen pro účely navrhování vodních nádrží (Hisdal a kol. 2004) a v podstatě pracuje na principu plnění nádrží, kdy v případě podlimitních průtoků dochází k prázdnění nádrže a v případě překročení limitní hodnoty k jejímu plnění.

Kromě výše uvedených metod pro vymezování a hodnocení hydrologického sucha, které pracují pouze s průtokovými řadami, existuje řada dalších indexů (např. odtokový index sucha, standardizovaný index odtoku atp.). Na principu nedostatkových objemů pracuje např. index regionálního nedostatku odtoku (Regional Streamflow Deficiency Index, RSDI) dle Stahl (2001). Závažnost sucha hodnotí podle podílu povodí ve zkoumaném regionu zasaženého suchem, které je vymezeno pomocí prahové hodnoty Q_{90} . Jako regionální sucho se označuje stav, kdy jsou na významném počtu stanic indikovány nízké průtoky. Index je založen na vyhodnocování denních průtoků ze všech stanic v daném regionu, případné deficitní objemy se sčítají a pro účely porovnání jsou následně normalizovány počtem stanic v povodí (Stahl 2001).

2.1.2.3 Indexy sucha v podzemních vodách

Jedním ze způsobů, jak kvantifikovat deficit v podzemních vodách, je sledovat změny v úrovni hladiny podzemní vody. Velmi rozšířeným nástrojem pro posuzování intenzity sucha je standardizovaný index úrovně hladiny (Standardized Water level Index, SWI), který vyvinul Bhuiyan (2004). Vypočítá se na základě vztahu:

$$SWI = \frac{W_{ij} - W_{im}}{\sigma},$$

kde W_{ij} je sezónní úroveň vodní hladiny v i -tém vrtu a j -tém pozorování, W_{im} je dlouhodobý sezónní průměr a σ je směrodatná odchylka. Výsledné hodnoty jsou poté zařazeny do tříd podle závažnosti sucha (Bhuiyan 2004).

Dalším rozšířeným indexem, vedle SWI, je index zdrojů podzemní vody (Groundwater Resource Index, GRI). GRI je výsledkem výstupu z distribuovaného modelu měsíční vodní bilance, který zohledňuje klima, půdní heterogenitu a litologii

povodí (Mendicino, Senatore, Versace 2008). Nevýhodou této metody je náročnost na kvalitu vstupních dat.

V Česku se sucho v podzemních vodách hodnotí podle zařazení na křivku překročení hladiny ve vrtu v příslušném kalendářním týdnu nebo měsíci referenčního období 1981–2010. Stav sucha je charakterizován třemi kategoriemi podle míry závažnosti: mírné sucho (pravděpodobnost překročení 75–85 %), silné sucho (pravděpodobnost překročení 85–95 %) a mimořádné sucho (odpovídá nejnižším 5 % pozorování, ČHMÚ 2020a).

2.1.2.4 Komplexní indexy hydrologického sucha

Komplexní hydrologické indexy, které kromě průtoků berou při hodnocení suchého období v úvahu i další proměnné, např. zásoby sněhu v povodí, půdní vlhkost apod., jsou více náročné na vstupní data a zároveň i komplikovanější, jak se snaží postihnout celý srážkoodtokový proces. Mezi nejznámější a nejčastěji používané čistě hydrologické indexy patří index dodávek povrchové vody (Surface Water Supply Index, SWSI) a Palmerův index hydrologického sucha (Palmer Hydrological Drought Index, PHDI).

Palmerův index hydrologického sucha pracuje na stejném principu jako Palmerův index sucha, jen přísněji posuzuje konec suchého období. Do jeho výpočtu vstupuje stejně jako u Palmerova indexu sucha celkový úhrn srážek za dané období, aktuální vlhkost půdy a potenciální evapotranspirace. Index je založen na modelu vodní bilance a byl vyvinut pro oblasti bez sněhové pokrývky a zmrzlé půdy, neboť tyto faktory nebere při hodnocení sucha v úvahu (Fleig, Tallaksen, Hisdal 2006). Půdní profil je rozdělen na dvě vrstvy – povrchovou a spodní kořenovou vrstvu. Palmerův index hydrologického sucha považuje sucho za stále neukončené, pokud přetrvává i jen malý deficit půdní vlhkosti v některé z vrstev (Keyantash, Dracup 2002). Index vyděluje sucho na základě rozdílné intenzity a četnosti opakování do několika tříd, které však nejsou v rámci území ani času plně porovnatelné (Fleig, Tallaksen, Hisdal 2006), vzhledem k řadě faktorů, které nejsou v indexu postiženy (aktuální stav vegetace, sněhová pokrývky, změny v krajinném pokryvu apod.).

Index dodávek povrchové vody byl vytvořen dvojicí Shafer, Dezman (1982) a od Palmerova indexu se liší především tím, že počítá se sněhovou pokrývkou, a tedy opožděným odtokem vody z povodí, která je dočasně uložena ve sněhu. Je vhodným nástrojem k vyhodnocování sucha především v horských oblastech, kde sníh tvoří

podstatnou část z ročního odtoku vody. Pro výpočet v měsíčním chodu jsou zapotřebí data o sněhové pokrývce, dále srážková a průtoková data a data o zásobě vody v nádržích (Shafer, Dezman 1982). U těchto dat se postupně stanoví pravděpodobnost nepřekročení každé komponenty, která je vážena vahami podle toho, jakou měrou daná složka přispívá k celkovým zásobám vody v povodí (Keyantash, Dracup 2002). Nevýhodou SWSI je, obdobně jako v případě PHDI, neporovnatelnost mezi povodími a v průběhu času, v důsledku změny vstupních podmínek v povodí.

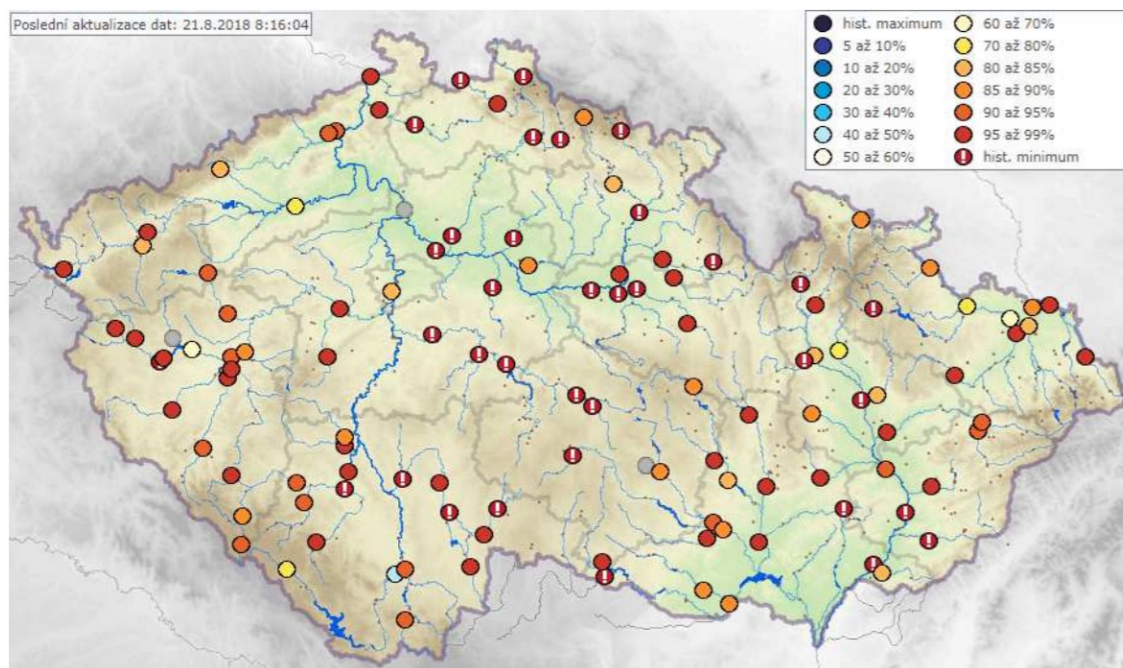
2.1.3 Výrazná suchá období v Česku

Významných epizod sucha bylo na území Česka v průběhu historie hned několik. V dávné minulosti lze vycházet při studiu sucha především z historických pramenů, které podávají informace o jednotlivých suchých letech, případně o celém období několika po sobě jdoucích let. Od 19. století jsou pak již postupně na tocích k dispozici i přístrojová měření vodních stavů, i když zpočátku nesouvislá, a postupně docházelo k zahuštění meteorologické i vodoměrné sítě stanic.

V období přístrojových měření byl největší počet suchých roků zaznamenán hned počátkem 19. století, v pol. 19. a poté 20. století a na přelomu 20. a 21. století (Brázdil, Trnka a kol. 2015). Za zmínku stojí např. velká sucha z let 1842, 1868, 1947 a 1953–1954, kdy především poslední dvě jmenovaná byla v průběhu 2. pol. 20. století podnětem pro hromadnou výstavbu velkých vodních nádrží pro zadržení vody v krajině a nadlepšování průtoků na tocích právě během sucha. Zásadní vliv na odtok v povodí dolní Vltavy a dolního Labe pak mělo zejména vybudování Vltavské kaskády. V tomto novém období s vybudovanou soustavou přehrad na vodních tocích byl prvním výrazným suchým rokem rok 1992 a následně pak především rok 2003. Extrémní sucha v letech 1947, 1953–1954 i v roce 2003 měla značný dopad kromě nížinných oblastí a středních poloh i na jinak obvykle dostatkem vody disponující horské oblasti. Nedostatkové objemy vykazovala mimo jiné povodí na Šumavě, Krušných horách, Jeseníkách, ale sucho se projevovalo i v Beskydech, Orlických horách nebo v Krkonoších (Novický a kol. 2010).

Extrémně suché období, kterým v posledních letech prochází Česko, lze vymezit již od zimy 2013/2014, kdy na našem území spadlo jen 43 % obvyklého množství srážek pro zimní období (Vrabec a kol. 2015). Pouze malé množství vody bylo akumulováno ve sněhu, což vedlo na jaře k nedostatečnému doplnění zásob podzemních vod. O něco

lepší situace byla nadcházející zima, ovšem sněhové zásoby zejména ve středních a nižších polohách byly opět podprůměrné, a navíc jejich převážná většina roztála naráz v důsledku výrazného oteplení (Čekal a kol. 2016). V průběhu roku 2015 situaci dále zhoršoval nedostatek srážek v jarních a letních měsících umocněný velkým výparem v důsledku extrémních teplot vzduchu, což vedlo k rozvoji půdního a následně hydrologického sucha prakticky na celém území Česka (Daňhelka a kol. 2015). Kromě poklesu hladin většiny vodních toků výrazně pod úroveň Q_{355d} , se sucho významně projevilo i v podzemních vodách, zejména v povodí horního a středního Labe a Odry (Daňhelka a kol. 2015). Hydrologické sucho indikované v podzemních vodách na řadě míst Česka přetrvávalo i během následujících srážkově normálních, avšak v letních měsících teplotně nadnormálních let 2016 a 2017 (Daňhelka a kol. 2019), až dosáhlo v roce 2018 od svého nástupu prozatímního maxima. Vlivem dlouhých období s podnormálními srážkovými úhrny a nadnormálními odchylkami teploty vzduchu (Crhová a kol. 2019) došlo místy až k vyschnutí některých toků, na některých dalších místech byla dosažena historická průtoková minima pro dané období (obr. 2). Nejvíce se hydrologické sucho projevilo zejména v povodí Sázavy a horního a středního Labe, silně zasažené zde byly i horské oblasti (Kukla a kol. 2019). Sucho pokračovalo následně i v roce 2019, kdy jím byly opět výrazně dotčeny hladiny povrchových i podzemních vod.



Obr. 2: Pravděpodobnost překročení průměrných denních průtoků ve vybraných měrných profilech v Česku k 21. 8. 2018 (upraveno, zdroj: ČHMÚ 2018).

2.1.4 Dopady hydrologického sucha

Dopady sucha jsou obvykle posuzovány a hodnoceny ze tří základních hledisek: environmentálního, ekonomického a sociálního. V rámci každého hlediska lze dále dopady rozdělit na přímé a nepřímé. Nepřímé dopady jsou následky dopadů přímých, jsou od nich tedy odvozené. Kvantifikace celkových dopadů hydrologického sucha je značně obtížná. Při jejím posuzování záleží kromě samotných charakteristik sucha (jeho intenzitě, velikosti, načasování, územním rozsahu atp.) i na zranitelnosti a expozici dotčených složek, obdobně jako u dalších přírodních katastrof. Nicméně protože se v případě sucha jedná o nejasně definovaný, postupně nastupující i odeznívající, obvykle dlouhodobější jev, je vyčíslování škod o to náročnější. Protože se závažnost sucha zvyšuje s jeho délkou, účinky sucha se postupně kumulují (Vizina a kol. 2018) a jeho dopady jsou v některých sférách patrné ještě několik let po odeznění sucha meteorologického. Zejména obtížně se obecně kvantifikují environmentální škody, které představují jak ohrožení biodiverzity v zasažené oblasti, tak např. celkovou degradaci krajiny, změnu podmínek v jednotlivých stanovištích či následnou změnu v druhovém složení. Rovněž závažnost některých sociálních dopadů se nedá lehce stanovit, např. se jedná o osobní újmy, které sucho způsobilo jednotlivcům.

2.1.4.1 Environmentální dopady

Projevem hydrologického sucha je snížení dostupnosti povrchové i podzemní vody v krajině, někdy až úplné vyschnutí povrchových zdrojů vody, což se primárně projeví ztrátami stanovišť pro některé organismy, redukcí či dočasným zánikem sítě vzájemně propojených vodních biotopů nebo úhynem rostlin a živočichů souvisejícím s nedostatkem dostupné vody potřebné pro život. Nepřímým dopadem sucha je v důsledku snížení množství vody v toku zhoršení její kvality, kdy dochází ke zvýšení koncentrace škodlivých látek ve vodě a ke zvýšení teploty vody, a tedy ke snížení množství rozpuštěného kyslíku, k rozvoji růstu řas, sinic a vodních rostlin (Vlnas a kol. 2015). To jsou všechno faktory, které vedou ke snížení biodiverzity v oblasti. Disturbance obecně z ekologického hlediska přispívají ke zvýšení ekologické stability a k zvýšení diverzity krajiny, nicméně vliv člověka v krajině může výrazně zhoršit a prohloubit působení a následné dopady sucha, a tedy vést do situace, kdy pozdější návrat do původní stavu již není možný (Gleick a kol. 2013). Sucho vede dále i ke snížení estetické hodnoty krajiny, k omezení růstu rostlin, k potlačenému vývoji plodů nebo předčasnému žloutnutí

a opadu listů (Daňhelka a kol. 2019). Nedostatek vody rovněž zvyšuje zranitelnost druhů vůči predaci a škůdcům (Wilhite 1992, Gleick a kol. 2013) a vede ke změnám v druhovém složení organismů či k migraci zvířat. Sucho v krajině ovlivňuje i neživou složku přírody, vede k větrné erozi půdy, k její degradaci nebo např. vlivem prachu k zhoršení kvality vzduchu (Wilhite 1992, Vlnas a kol. 2015). Vyprahlá krajina je potom v kombinaci s extrémními teplotami a větrným počasím náchylná k požárům.

2.1.4.2 Ekonomické dopady

Sucho se projevuje napříč různými sektory ekonomiky a postihuje různá odvětví. Snížené výnosy z plodin znamenají pro zemědělce finanční ztráty až zadlužení a rovněž zvýšení cen produktů na trhu. Finanční ztráty představují i náklady vynaložené na zavlažování plodin, šlechtění rostlin nebo na opatření pro zvýšení úrodnosti půdy postižené zvýšenou větrnou erozí. Vedle zemědělské výroby je nedostatkem vody v krajině postiženo i odvětví lesnictví nebo rybářství. V lesnictví vede sucho ke zvýšení náchylnosti stromů vůči škůdcům, zejména lýkožroutu smrkovému, což může vyústit až v kůrovcovou kalamitu a masivní úhyn stromů. To, společně s omezeným růstem stromů, vede k sníženým výnosům z produkce kvalitního dřeva. V rybářství v důsledku zvýšení teploty vody, snížení množství rozpuštěného kyslíku ve vodě a vlivem zvýšené koncentrace znečištění může dojít k masivnímu úhynu ryb.

Škody se projevují i v průmyslu, kde rovněž představují velké finanční ztráty a obvykle ústí ve strmé zvýšení cen komodit v zasaženém odvětví. Nedostatek vody v dané oblasti může vést v extrémním případě k omezení výroby nebo až k dočasnému přerušení provozu některých na vodu náročných průmyslových podniků, zejména u potravinářského, elektrotechnického, papírenského či chemického průmyslu. Hydrologické sucho může způsobit i omezení či pozastavení výroby elektrické energie ve vodních elektrárnách a způsobit vážné problémy s chlazením v tepelných a jaderných elektrárnách.

V terciéru se nízký vodní stav projeví zejména v omezené či pozastavené lodní dopravě nebo v cestovním ruchu, kdy zhoršená kvalita vodních toků a nádrží ovlivňuje negativně rekreaci.

2.1.4.3 Sociální dopady

Nejvýznamnějším dopadem pro společnost je nedostatečné zásobování obyvatelstva pitnou vodou, ať už přímo z důvodu nedostatečného množství dostupné vody nebo z důvodu její nedostatečné kvality. To vede k nutnosti najít a zajistit náhradní zdroje pitné vody (např. z jiné lokality) nebo dočasně přejít na náhradní zásobování. Obě možnosti představují značné ekonomické náklady. V době hydrologického sucha mohou být obyvatelům zakázány i odběry vody pro účely zalévání a zavlažování nebo zakázáno např. napouštění bazénů z vodovodního řadu. Nedostatek vody může vést až ke konfliktům mezi jedinci, k migracím nebo i zdravotním obtížím.

2.2 Povodně

Termínem povodeň je dle § 64, odst. 1 zákona č. 254/2001 Sb., o vodách a o změně některých zákonů (vodní zákon), označeno přechodné výrazné zvýšení hladiny povrchové vody, při kterém dojde vodou k zaplavení území mimo koryto vodního toku a možným škodám. Zvýšení hladiny může být důsledkem buď zvětšeného množství protékající vody nebo důsledkem zmenšení průtočné kapacity koryta. Povodeň přitom může být způsobena přírodními vlivy (děšť, tání sněhu, zahrazení koryta) nebo vlivy dalšími (vypouštění rybníků, protržení přehrad...). Termínem povodeň se často označuje i zaplavení území v důsledku vody z vydatných srážek, která se nemá kam vsáknout nebo kudy odtéct do vodního toku, a dochází tak k záplavám.

Na vzniku povodně mají však kromě hlavních původců vzniku významný vliv i další faktory, které společně danou povodeň utvářejí. Např. rozdílnou odtokovou odezvu na stejné srážky způsobí různý stupeň nasycení povodí, schopnost půdního povrchu vsakovat srážkovou vodu, struktura a množství vegetace nebo sklonitost. Významnou roli hraje i orografie, intenzita a načasování srážek nebo třeba teplota vzduchu a zemského povrchu, se kterou souvisí skupenství srážek a evapotranspirace a v případě teploty zemského povrchu i schopnost půdy vsakovat vodu. Důležitou proměnnou je rovněž výška a vodní hodnota sněhu. Parametrů ovlivňujících vznik a výslednou podobu povodně je celé množství, což ztěžuje mimo jiné i předpovídání tohoto jevu, kdy hydrologické modely jsou vždy jen určitým zjednodušením reality.

Obdobně jako u sucha se i v případě povodní jedná o nepravidelný jev, který se s proměnlivou intenzitou může vyskytovat na různých územích. Ovšem v některých oblastech může jít i o sezónní jev. Nejčastěji se vyskytují povodně s malou intenzitou,

velké povodně mají větší dobu opakování. Na rozdíl od sucha má povodeň jasně definovaný počátek i konec, její nástup je mnohem rychlejší, postihuje obvykle menší území a z hlediska času se jedná o spíše krátkodobý jev.

Dle vodního zákona začíná povodeň vyhlášením druhého nebo třetího stupně povodňové aktivity (SPA) nebo pokud stav nebo průtok v daném profilu dosáhly požadované úrovně pro některý z těchto SPA podle povodňového plánu příslušného území. Při 2. SPA zatím nedochází k výrazným škodám ani rozlivům mimo koryto, k těm dochází až při vyhlášení 3. SPA. Povodeň následně končí jejich odvoláním.

2.2.1 Typy povodní

Povodně se mohou obecně rozdělit do dvou velkých kategorií podle původce vzniku na vnitrozemské povodně a povodně v pobřežních oblastech. Povodně ve vnitrozemí jsou výsledkem nadbytku srážek, tání sněhu nebo ledu nebo mají antropogenní příčiny. Povodně na pobřeží vznikají v důsledku velkého přílivu, často kombinovaného se silnými větry, monzuny nebo hurikány. Oba typy se mohou zároveň vyskytnout na jednom území ve stejný čas nebo bezprostředně po sobě (Hunt 2005). Vzhledem k vnitrozemské poloze se povodně vyvolané přílivem a silnými větry v Česku nevyskytují, a proto jsou dále podle příčiny rozklasifikované na jednotlivé podkategorie vyskytující se na našem území pouze povodně vnitrozemského typu.

2.2.1.1 Dešťové povodně z trvalých srážek

Tento typ povodně vzniká z vícedenních srážek, které jsou obvykle menší intenzity než srážky přívalové (Merz, Blöschl 2003), ovšem vzhledem k jejich dlouhému trvání, které může být někdy přerušeno kratšími časovými úseky bez deště, způsobují postupné nasycení povodí. Po překročení retenční kapacity povodí dojde následně k výrazné odtokové odezvě. Tyto vícedenní srážky se mohou vyskytnout ve všech ročních obdobích, zejména však v létě, a vznikají velmi často v důsledku cyklony vyskytující se v blízkosti, nebo přímo na území Česka, a s ní spojeného frontálního rozhraní (Merz, Blöschl 2003; Brázdil a kol. 2005). Zvláště velké úhrny srážek přináší cyklony postupující od Středomoří z oblasti severní Itálie k severovýchodu (Brázdil a kol. 2005). Srážky v tomto případě zasahují poměrně velké území, nicméně obvykle jejich největší intenzita je zaznamenána v pásmu, jehož vymezení závisí na směru a rychlosti postupu cyklony. Roli v celkových úhrnech hraje i orografie a s ní spojené zesílení srážek na návětrné

straně pohoří. Vzhledem k většímu prostorovému měřítku u tohoto typu povodně, jsou nejvíce zasažené zejména dolní úseky vodních toků, jak voda dotéká z výše položených zasažených částí povodí. Díky postupnému vývoji povodně v rámci delšího časového úseku lze ovšem tento typ povodní obvykle relativně dobře předpovědět.

2.2.1.2 Dešťové povodně z přívalových srážek

Povodně z přívalových srážek jsou důsledkem velmi intenzivních srážek převážně konvektivního původu, které mají však jen krátké trvání, obvykle v řádu hodin, a které jsou příčinou rychlého povrchového odtoku v důsledku tzv. infiltration excess, kdy na půdu dopadá více srážek, než je půda v daný okamžik schopná infiltrovat (Merz, Blöschl 2003; Čekal a kol. 2012). Předchozí nasycení půdy nehraje u tohoto typu povodně tak zásadní roli, velký vliv má rovněž sklon a charakter povrchu a jeho schopnost vsakovat vodu, proto se přívalové povodně mohou vyskytnout i během déletrvajícího období sucha, aniž by došlo k plnému nasycení půdy v povodí. Vzhledem k příčinnému faktoru, kterým je silná konvekce při tvorbě bouřkové oblačnosti, vznikají tyto povodně v Česku především v letním období. Tyto povodně se rovněž někdy označují termínem bleskové povodně (Brázdil a kol. 2005). Někteří autoři vydělují zvlášť bleskové povodně a povodně z krátkodobých srážek, které se vyznačují o trochu menší intenzitou a trochu delším trváním srážek než v případě povodní bleskových (Merz, Blöschl 2003; Tarasova a kol. 2019). Na rozdíl od povodní z trvalých srážek jsou bleskové povodně lokálnějšího charakteru a zasahují obvykle mnohem menší povodí, hydrologická odezva je tedy velmi rychlá (Čekal a kol. 2012), v čemž tkví nebezpečí této povodně. Dochází při ní k rychlým vzestupům, ale následně i k rychlým poklesům hladin vodních toků. Predikce těchto povodní je velmi obtížná, neboť vychází z předpovědi vývoje a postupu konvektivní oblačnosti, která je ve své podstatě velmi proměnlivá a dynamická, proto lze tento typ povodní obvykle v určité oblasti pouze předpokládat, nikoliv přesně předpovědět.

2.2.1.3 Povodně z tání sněhu

Tyto povodně nastávají při intenzivním odtávání velkých sněhových zásob v povodí v důsledku rychlého oteplení na kladné hodnoty teploty vzduchu. Zdrojem energie, potřebné k tání sněhu, je zejména sluneční radiace a turbulentní tok zjevného tepla, během něhož dochází k neuspořádanému přenosu tepla mezi vzduchem a sněhem. Odtávání sněhu trvá obvykle několik dní, během nichž se postupně zvyšuje nasycení půdy

a zvyšují se průtoky na vodních tocích až k dosažení povodňových stavů. Vzhledem k omezenému zdroji energie pro potřeby tání, nedosahují povodně tohoto typu velké extremity (Merz, Blöschl 2003). Vyskytují se nejčastěji na jaře nebo koncem zimy.

2.2.1.4 Smíšené povodně

Povodně smíšeného typu, tzv. rain-on-snow (ROS) events, jsou kombinací dešťových srážek dopadajících na sněhovou pokrývku a jejího tání. V případě dešťových srážek je zdrojem energie k tání sněhu zejména zjevné a latentní teplo spolu s dlouhovlnnou radiací (Merz, Blöschl 2003; DeWalle, Rango 2008), neboť vliv krátkodobé radiace je v důsledku zatažené oblohy potlačen. Velká mocnost a územní rozsah sněhové pokrývky vedou k prodlouženému období tání, a tedy k většímu nasycení půdy vodou a výraznějšímu zvýšení průtoků. Nasycení půdy a zvýšení průtoků z tajícího sněhu je pak ještě umocněno dešťovými srážkami, které zároveň i samy přispívají k rychlejšímu tání. Kombinace toho všeho se následně projeví výraznou odtokovou odezvou. Ta je dále typicky umocněna vysokou vlhkostí vzduchu, přítomností silnějšího větru a kladnými teplotami vzduchu vysoko nad bodem mrazu (DeWalle, Rango 2008). K vyšší odtokové odezvě může dále vést i přítomnost zmrzlé půdy pod sněhovou pokrývkou, která zabraňuje vsakování vody do půdy. Vzhledem k velkému množství ovlivňujících faktorů jsou povodně tohoto typu rovněž obtížně předpověditelné. Obdobně jako povodně z tání sněhu, mohou smíšené povodně naráz postihnout velké území a mohou se vyskytnout v průběhu zimy i časného jara.

2.2.1.5 Povodně ledové

Ledové povodně jsou typické pro zimní období a mohou vzniknout v době mrazů i během následné oblevy. Jsou způsobeny snížením průtočnosti koryta v důsledku vytvořeného ledu a následným vzdutím hladiny. V období mrazu vznikají ledové povodně zejména na mělkých tocích s větším sklonem koryta, a to v důsledku tvorby ledové kaše nebo dnového ledu (Kubát a kol. 2012). Dnový led se tvoří především na tocích s kamenitým až šterkovým dnem a rychle proudící vodou a způsobuje výrazné zvýšení dna koryta toku. Následné uvolnění dnového ledu při zvýšení teploty vody vede ke vzniku průtokové vlny obsahující kusy ledu. Na hlubších tocích s pomaleji proudící vodou se pak na hladině tvoří i ledová kaše, která je unášena společně s proudící vodou v korytě toku, až dojde k postupnému ucpání hladiny toku kaší nebo k její akumulaci

v místě zámrazu hladiny, a vzniká ledový nápěch. V období tání jsou ledové povodně způsobeny zámrazem koryta, kdy dojde k rozlámání ledové pokrývky a následnému pohybu ker. V úsecích toku, kde se stále v některých částech koryta vyskytuje ledová pokrývky, dochází k hromadění ledových ker a vzniku ledových zácp a k následnému vzduť vody (Kubát a kol. 2012).

2.2.1.6 Povodně způsobené dalšími vlivy

Zvláštní kategorií jsou povodně způsobené dalšími procesy, bez přímé vazby na aktuální meteorologickou situaci. Jedná se např. o svahové pohyby, kdy v důsledku sesuvu, řícení skal, bahnotoku či sněhové laviny může dojít k přehrazení toku a snížení průtočnosti koryta. Způsobit přehrazení vodního toku nebo jeho ucpání mohou ale i další překážky v korytě, např. pokácené nebo unášené stromy, kameny, dřevo, vegetace apod. Povodňová vlna může být i antropogenního původu a může ji způsobit porucha na vodních dílech nebo třeba vypouštění rybníků.

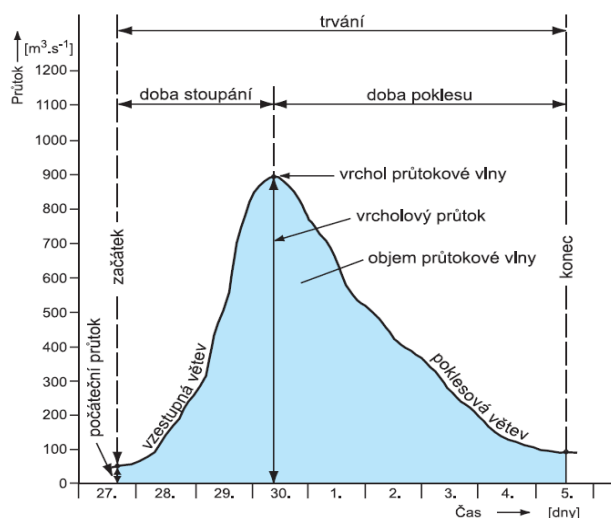
2.2.2 Charakteristiky povodní a hodnocení jejich extremity

Základní charakteristikou povodně je tvar povodňové vlny, která vyobrazuje sledovaný vzestup a následný pokles vodního stavu na toku, kdy došlo k překročení průtočné kapacity koryta a vylití vody vně koryto (Brázdil a kol. 2005). Vlnu lze rozdělit na dvě základní části – na období vzestupu a poklesu (obr. 3). Vzestupná větev začíná tzv. patou povodňové vlny, která představuje počátek povodně, kdy začíná výrazně růst průtok. Vrchol povodňové vlny odpovídá maximálnímu dosaženému průtoku při povodni a označuje se jako kulminace povodně. Od tohoto bodu nastává pokles průtoku, který je obvykle pomalejší než jeho nárůst. Poklesová větev povodňové vlny je často protáhlá a ukončení povodně nevýrazné.

Kromě tvaru povodňové vlny se sleduje i doba trvání povodně (obr. 3), vymezená počátkem a ukončením povodně, a objem povodňové vlny. Objem povodně je množství vody, které proteče sledovaným profilem za dobu trvání povodně.

Pro účely předpovídání vývoje povodně v dolních profilech dále po směru toku je kromě času a hodnoty dosaženého průtoku ve výše položené stanici důležitá rychlost postupu povodňové vlny. Ta se určí z doby, za niž došlo k průchodu kulminačního průtoku mezi dvěma měrnými profily, a z délky toku mezi těmito dvěma profily, jako podíl dráhy za čas. Rychlosti se na toku mění v závislosti na sklonu a drsnosti koryta či

vyběžení vody, postupová rychlost povodňové vlny i její tvar jsou tedy proměnlivé v čase.



Obr. 3: Hydrogram průtokové vlny a její charakteristiky (upraveno, zdroj: Brázdil a kol. 2005).

Míru extremity povodně lze posuzovat a hodnotit z různých hledisek, např. podle dosažených škod, průtoků, podle velikosti zasaženého území, velikosti odtoku nebo třeba podle délky trvání povodně.

V případě posuzování extremity povodně na základě kulminačního průtoku se využívá tzv. N-leté vody. N-letý průtok je průtok, který je v daném profilu dosažen nebo překročen jednou za N-let a stanovuje se z hodnot kulminačních průtoků dosažených při jednotlivých povodních (Brázdil a kol. 2005). Protože se jedná o statistickou hodnotu, může se při výskytu např. stoleté vody další stoletá voda vyskytnout již další rok, nikoliv až za sto let. Při odvozování N-letosti dané povodně je důležitá délka pozorování a kvalita naměřených dat. Protože i když daná N-letost ve sledovaném profilu nebyla dosažena v průběhu celého období měření, neznamená to, že nebyla dosažena někdy dříve před zahájením pozorování.

2.2.3 Velké povodně v Krkonoších

Povodně ovlivňují životy krkonošských obyvatel od samých počátků osídlování této horské oblasti ve středověku. Naprostá většina zdokumentovaných povodní se odehrála v Krkonoších v létě, v důsledku extrémních srážek. Významné postavení mezi krkonošskými povodněmi zaujímají svou katastrofickou silou a způsobenými škodami zejména dvě letní povodně z konce 19. století. Povodeň v roce 1882 vedla

ke zvýšení hladin Úpy a Labe až o několik metrů, ke stržení mostů, poškození cest a budov (Pilous 2014). I když se jednalo o jednu z největších zaznamenaných povodní v celé historii Krkonoš, ta největší krkonošská povodeň přišla později, v roce 1897. Detailně ji, včetně průběhu i škod, popsal Demuth (1897). Postihla celé Krkonoše, nejničivěji zejména ty východní v povodí Úpy, a připravila o život desítky lidí. Jedním z nejvíce postižených míst byl Obří důl, kde během dvou dnů napršelo 342 mm srážek (Bartoš 2014). Tyto dvě obří povodně vedly následně během 20. století k výstavbě přehradních nádrží a protierozních přehrázek na řadě krkonošských toků za účelem protipovodňové ochrany (Pilous 2014). I v průběhu 20. století následovalo několik povodní, především však lokálního charakteru a již relativně menší intenzity.

Když poté na přelomu tisíciletí otrásla celou společností v Česku série velkých povodní, jednalo se opět i o Krkonoše, které byly několikrát významně zasaženy velkými srážkovými úhrny a následným zvýšením hladin vodních toků.

Červencové povodně v roce 1997 zasáhly ničivě nejen Moravu, ale i východní Čechy a v rámci nich ve dvou vlnách i celou oblast Krkonoš. Sto let od největší povodně v Krkonoších byla v první vlně povodně opět nejintenzivněji zasažena oblast východních Krkonoš, tentokrát zejména povodí Malé Úpy, kde byl za období 3.–8. 7. 1997 zaznamenán nejvyšší úhrn srážek (150 až 322 mm) z celých Krkonoš (Soukalová, Řehánek, Šiftař 1997) a způsobeny největší škody. Druhá vlna povodně se nejvíce projevila v povodí horního Labe nad nádrží Labská. Příčinné srážky této druhé vlny spadly ve dnech 17.–20. 7. 1997, kdy největší intenzita srážek za 12 hod. (137 mm) byla zaznamenána 18.–19. 7. na Labské boudě. Důsledkem takto intenzivních srážek kulminoval horní tok Labe v profilu Špindlerův Mlýn při průtoku cca $150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, což odpovídá úrovni padesátileté až stoleté vody (Soukalová, Řehánek, Šiftař 1997).

Další stoletá voda přišla nedlouho poté. Byla opět způsobena vydatnými a trvalými srážkami v období 4.–9. 8. 2006 v celé horské oblasti Krkonoš. V průměru zde v tomto období spadlo 380–450 mm srážek, s největší intenzitou mezi 6.–8. 8. na hřebenech Krkonoš (Povodí Labe 2006). Dne 7. 8. 2006 kulminovalo Labe ve Špindlerově Mlýně a v profilu Labská při Q_{100} , respektive $Q_{>100}$. Níže po toku v profilu Vestřev při Q_{20-50} . Největší škody byly zaznamenány na majetku a dopravní komunikaci v úzkém údolí Labe od Špindlerova Mlýna po Vrchlabí. Výrazné povodňové škody postihly i západní Krkonoše v povodí Jizery. V povodí Úpy byla tentokrát povodňová situace mírnější, Úpa v Horním Maršově kulminovala rovněž 7. 8. při Q_{5-10} (Povodí Labe 2006).

Poslední povodňovou událostí v Krkonoších, před nástupem suchého období, byla blesková povodeň v roce 2013. Srážková epizoda z 29. 5. – 3. 6. postihla zejména přítoky Úpy v oblasti Horního Maršova a Svobody nad Úpou, a přítoky Labe v blízkosti Hostinného. V noci z 1. 6. na 2. 6. byla oblast zasažena intenzivními přívalovými srážkami, kdy byl naměřen k 2. 6. ráno na stanici Horní Maršov úhrn srážek až 130 mm za předchozích 24 hod., na dalších místech v Krkonoších pak srážkové úhrny obvykle dosahovaly 80–100 mm (Sandev a kol. 2014). V důsledku silného předchozího nasycení následovaly rychlé vzestupy hladin. V povodí Úpy byly přívalovou povodní nejvíce zasažené Honzův potok, Lysečinský potok, Černoorský potok nebo Janský potok. Kromě zaplavených budov a poškozených dopravních komunikací způsobila povodeň i četné svahové sesuvy, erozní rýhy či břehové nátrže. V údolí na opačné straně Černé hory se nejvíce rozvodnily toky v povodí Čisté a Malého Labe a po jejich ústí do Labe i tok horního Labe nad VD Les Království. Kulminační průtok Čisté v Hostinném i Labe v profilu Vestřev odpovídal úrovni stoleté vody (Sandev a kol. 2014).

2.2.4 Následky povodní

Z přírodního hlediska představují povodně velkou přírodní disturbanci, která má významný vliv na celý nivní ekosystém a je přirozenou součástí jeho dynamiky. Vedou k sukcesi, ke změně v druhovém složení společenstev, podporují konkurenčně slabé druhy a zejména druhy přizpůsobené záplavám (Chuman, Lipský, Matějček 2007). Povodňové události vedou k narušení stávajícího stavu vegetace, tvorbě nových stanovišť a k celkově větší heterogenitě bioty. Přispívají k zvýšení dostupnosti živin, k migraci rostlin i živočichů nebo k transportu semen rostlin. Mají rovněž výrazný vliv na počet ryb nebo vodních bezobratlých (Hickey, Salas 1995). Na horních tocích řek vedou povodně obvykle spolu s transportem říčního materiálu k snížení populací bezobratlých bezprostředně po povodni, výjimkou jsou ale naopak jepice či pošvatky. Dopad povodní na ryby je různý a závisí na schopnosti adaptace ryb na změnu podmínek a na konkrétních nárocích a požadavcích druhu (Hickey, Salas 1995). Kromě biotické složky ovlivňují povodně výrazně i morfologii koryta a údolní nivy. Na horních úsecích toků se často tvoří erozní rýhy, břehové nátrže, sesuvy nebo se mění přímo trajektorie koryta. Povodně však mohou být i původcem rozsáhlé ekologické katastrofy, neboť můžou způsobit uvolnění nebezpečných toxických látek ze sedimentů (těžké kovy, chlorované uhlovodíky,

perzistentní organické polutanty atd.) nebo vést k úniku ropných nebo různých chemických látek z průmyslu.

Následky povodně se však nejčastěji hodnotí z pohledu lidí a jim způsobených škod. Z historického hlediska lidé osídlovali obvykle vždy jako první nížinné oblasti v blízkosti velkých řek nebo na pobřeží. To mělo příčinu především v zemědělství i obchodu. Úrodná půda v kombinaci s příhodným klimatem umožňovala obživu a řeky (případně pobřežní oblasti) umožňovaly výměnu zboží mezi dalekými oblastmi. S rozvojem průmyslu se lidské aktivity začaly koncentrovat i do horských oblastí, kde byla blízkost vodních toků pro většinu hospodářských aktivit také podmínkou. Voda sloužila jako pohon pro provoz hamrů, vodních pil či mlýnů, jako chladící surovina pro provoz hutí nebo k dopravě vytěženého dřeva a dalších surovin. Koncentrace obyvatel do údolních niv však znamenala zábor přirozeného říčního prostoru, který je čas od času přirozeně zaplavován. Exponovaný majetek a aktivity v příbřežní zóně jsou proto vůči sebemenšímu zvýšení hladin toků nad úroveň koryta náchylné a vedou k velkým škodám. Obdobně jako u sucha se dopady povodně mohou rozdělit na přímé a nepřímé. Přímé jsou buď strukturální škody na obytných domech, veřejných budovách, průmyslových, zemědělských či energetických objektech nebo např. silnicích. Dalšími přímými následky povodní může být zaplavení zemědělských ploch a následně způsobené škody na plodinách nebo vzniklé úhynem zvířat. Vlivem znečištění pitné vody mohou povodně způsobit i různé nemoci. Povodně mohou v kritických případech vést i ke ztrátám na životech lidí nebo k psychickým újmám na zdraví. Nepřímými dopady povodní jsou např. ekonomické ztráty ze snížených zemědělských výnosů, z turismu nebo omezení v dopravě. Z lidského hlediska (na rozdíl od přírodního) jsou povodně vnímány jako veskrze negativní jev.

3 Opatření pro zmírnění následků povodní a sucha

V souvislosti s probíhající změnou klimatu a v důsledku zvýšené akumulace hydrologických extrémů od konce 20. století bylo Česko vedle řady dalších států (CEDEX 2012, LAWA 2017, MŽP SR 2018 atd.) nuceno zpracovat a přijmout různá adaptační a mitigační opatření vedoucí ke zmírnění dopadů povodní i sucha. Mitigační opatření se zabývají samotným původem negativního jevu a snaží se odstranit nebo alespoň omezit příčinu. Adaptační opatření se zaměřují na zmírnění následků a na přizpůsobení se situaci. Jedná se o systematicky budovaná, navzájem provázaná opatření postihující širokou škálu sektorů, aby bylo dosaženo co největší efektivity.

Základním předpokladem pro vznik a zavádění těchto opatření v rámci daného státu je nezbytná legislativní složka. V rámci Evropy je v oblasti vodní politiky nejvýznamnějším dokumentem Směrnice 2000/60/ES (Rámcová směrnice o vodách), dotýkající se mimo jiné i zmírňování účinků povodní a sucha jako jednoho z cílů. Požadavky této směrnice zahrnuje v Česku zákon č. 254/2001 Sb., o vodách a změně některých zákonů, který nařizuje zpracování plánů povodí a plánů pro zvládnutí povodňových rizik. Tyto plány jsou nástrojem pro zavádění různých adaptačních opatření na ochranu před následky povodní a sucha. V roce 2015 schválila vláda ČR pro roky 2015–2020 dokument zabývající se opatřeními proti změně klimatu, s výhledem až do roku 2030 (MŽP 2015). Nese název Strategie přizpůsobení se změně klimatu v podmínkách ČR (tzv. Adaptační strategie ČR), která hodnotí pravděpodobné dopady změny klimatu i na vodní režim, uvádí návrhy konkrétních adaptačních opatření a navrhuje potřebné legislativní změny. Cílem těchto opatření ve vodním hospodářství je stabilizování vodního režimu, zvládnutí extrémních hydrometeorologických jevů a celková ochrana vodních zdrojů v Česku (MŽP 2015). Implementačním dokumentem Adaptační strategie ČR je od roku 2017 Národní akční plán adaptace na změnu klimatu, který rozpracovává Adaptační strategii do jednotlivých úkolů, stanovuje termíny plnění, zdroje financování atd. (MŽP 2017).

Obecně lze adaptační opatření v krajině rozdělit na technická a přírodě blízká. Technická opatření tvoří jakousi základní kostru a mají velké uplatnění zejména tam, kde samotná přírodě blízká opatření k ochraně před povodněmi a suchem nestačí. Patří mezi ně např. přehrady, ochranné valy, kanály či umělé zasakovací nádrže, budované za účelem zvýšení dlouhodobě využitelných zásob vody v povodí nebo ochrany obytných a hospodářských zón před povodněmi. Za účelem zvýšení retence vody v krajině, aniž by

došlo k výraznějšímu negativnímu narušení ekologického stavu vodních toků, případně plochy jejich povodí, slouží různá přírodě blízká opatření, která doplňují a zvyšují účinky technických opatření a zároveň zlepšují kvalitu životního prostředí kolem nás. Jedná se o revitalizaci či renaturaci vodních toků, pozemkové úpravy, změny v zemědělském a lesním hospodaření, obnovu mokřadů, malých rybníků či malých vodních nádrží atd. Jejich význam spočívá zejména v dlouhodobém řešení problematiky sucha i povodní a přizpůsobování se změně klimatu.

Samostatnou skupinou opatření proti následkům povodní a sucha je zejména informovanost obyvatel i kvalitní činnost hlásné a předpovědní služby. Významnou skupinou adaptačních opatření, cílených na sucha, jsou změny v cenové politice ovlivňující poptávku po vodě, jejichž cílem je výrazné šetření vodou zejména v období s jejím nedostatkem.

3.1 Malé vodní nádrže

Na pomezí technických a přírodě blízkých opatření se nachází malé vodní nádrže (MVN). Dle ČSN 75 2410 se jedná o nádrže se sypanými hrázemi, u kterých jsou současně splněny následující podmínky:

- objem nádrže po hladinu ovladatelného prostoru není větší než 2 mil. m³;
- největší hloubka nádrže nepřesahuje 9 m.

3.1.1 Funkce malých vodních nádrží

Podle účelu využití lze MVN dle ČSN 75 2410 rozčlenit na:

- zásobní – k akumulaci nadbytečného množství vody pro využití v období jejího nedostatku,
- ochranné (retenční) – k zachycení povodňových průtoků, transformaci povodňové vlny a ochraně níže položených objektů před povodní,
- čistící – k úpravě fyzikálních, chemických a biologických vlastností vody,
- rybochovné – určené k chovu ryb,
- hospodářské – k plnění konkrétních hospodářských funkcí (např. požární nádrže, nádrže využívané pro akvakulturu atp.),
- speciální účelové – určené pro konkrétní potřeby a účely (recirkulační průmyslové, vyrovnávací, splavovací nádrže...),

- asanační – k asanaci území narušeného lidskou činností, k asanaci látek poškozujících životní prostředí,
- rekreační – k rekreaci obyvatel,
- krajinnotvorné a ekologické – ke zlepšení ekologických a estetických funkcí krajiny, vytvoření podmínek pro chráněné rostliny a živočichy.

Z hlediska obnovy malých vodních nádrží na místě původních klauz se nabízí především kombinovaný účel jejich využití. V období sucha by tyto MVN mohly plnit funkci zásobní, která by byla prioritní. Zadržování vody v období jejího nadbytku pro účely nadlepšování průtoků v období sucha pro zachování ekologické funkce toku patří mezi základní funkce vodních nádrží. Zadržením vody by došlo ke zpomalení odtoku vody z krajiny i k vyrovnání průtoků během roku. Kromě nadlepšování průtoků však přispívá akumulovaná voda i ke zlepšení životních podmínek obyvatel v okolí nádrže, kdy především v suchém období s vysokými teplotami vzduchu dochází k odpařování vody z nádrže a k mírnému ochlazení ovzduší. Rovněž akumulovaná voda v nádrži přispívá k lokální dotaci zásob podzemní vody. Při povodňových událostech by naopak MVN mohly plnit funkci retenční. Část objemu povodně by byla zadržena v retenčním prostoru nádrže, což by vedlo k časovému zdržení a zploštění povodňové vlny a následným menším povodňovým škodám (Just a kol. 2003). Protože MVN jsou nedílnou součástí krajiny, je třeba nezapomínat ani na jejich ekologickou funkci a význam. Mohou být vhodnými biotopy pro mnoho chráněných vodních a mokřadních druhů rostlin a živočichů. Obzvláště cennou částí je mělké litorální pásmo (Just a kol. 2003), které formuje životní prostředí pro značné množství rostlin a živočichů a zvyšuje biodiverzitu v oblasti.

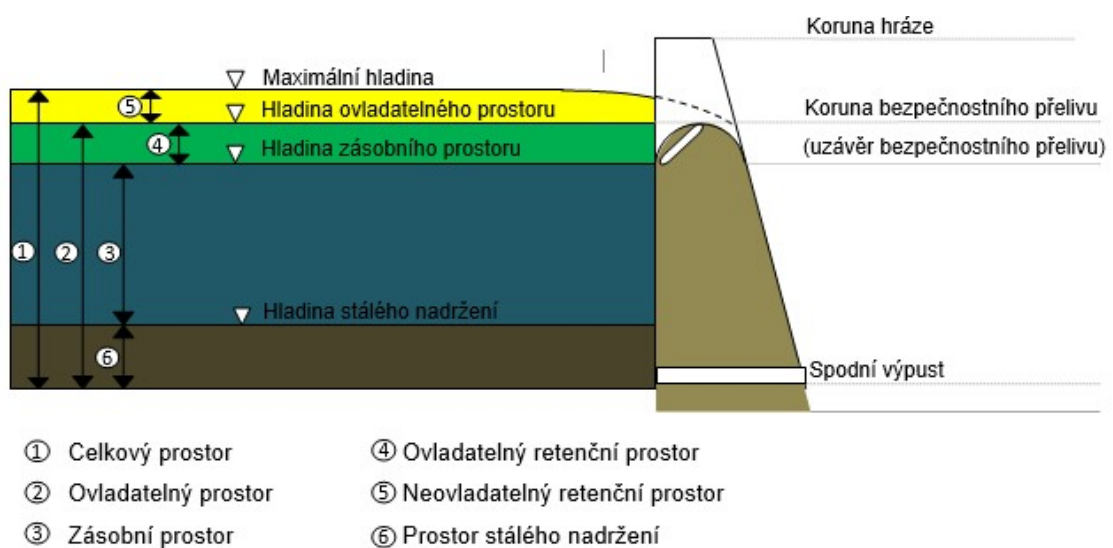
3.1.2 Vlastnosti a parametry malých vodních nádrží

Podle způsobu přívodu vody lze vodní nádrže rozdělit na průtočné, obtokové a boční. Průtočné nádrže jsou umístěny přímo na toku. Obtoková nádrž zabírá většinu rozlohy údolí a od obtokové strouhy, která je vedena po obvodu nádrže, je oddělená jen nevysokou hrází (Just a kol. 2003). Naproti tomu boční nádrž je vystavěná pouze na jednom břehu vodního toku, od kterého je oddělena vysokou a dlouhou hrází. Průtočné i obtokové či boční nádrže mají každá své nevýhody. Hlavními nevýhodami průtočných nádrží je zejména neregulovatelný přítok, nákladný bezpečnostní přeliv, intenzivnější

zanášení splaveninami a migrační bariéra pro vodní živočichy. Nevýhodami obtokových a bočních nádrží jsou naopak vyšší náklady vynaložené na vybudování dělící hráze, narušování stability hráze obtokovou strouhou, potlačené mělkovodní pásmo nebo riziko podcenění bezpečnostního přelivu (Just a kol. 2003).

Výběr místa pro výstavbu MVN se odvíjí od celé řady průzkumů: inženýrskogeologického, hydrogeologického, hydrologického, pedologického, fytoecologického atd. Výhodným místem pro výstavbu nádrže je obecně zúžené údolí v místě hráze a rozšiřující se prostor směrem do nádrže. Přesně na takovýchto místech byly obvykle zakládány v historii krkonošské klauzy.

Celkový prostor nádrže lze vertikálně rozčlenit do několika úrovní (obr. 4). Nejspodnější vrstva je nazývána prostorem stálého nadržení. Obvykle se nevyužívá k regulaci odtoku a slouží především k usazování splavenin. Dosahuje nejvýše 10 % celkového objemu nádrže (TNV 75 2415). Mezi dnem nádrže a úrovní spodních výpustí se v prostoru stálého nadržení může vyskytovat tzv. mrtvý prostor nádrže, který nelze za pomoci výpustí vyprázdnit. Při výstavbě nádrže je zapotřebí jeho existenci potlačit. Nad prostorem stálého nadržení se nachází zásobní prostor nádrže, který se využívá k regulování průtoku. Jedná se jen o část celkového objemu nádrže. Nad zásobním prostorem je ovladatelný retenční prostor, který je běžně prázdný a využívá se až za povodňových událostí. Vymezuje se od hladiny zásobního prostoru po hladinu ovladatelného prostoru, která je dána úrovní koruny bezpečnostního přelivu. Nad touto úrovní se nachází neovladatelný retenční prostor, který již nelze ovládat výpustným zařízením (TNV 75 2415).



Obr. 4: Rozložení jednotlivých prostorů v nádrži (upraveno, zdroj: Povodí Labe 2020).

Shora je neovladatelný retenční prostor ohraničen úrovní maximální hladiny, která je stanovena tak, aby mezi ní a korunou hráze zůstalo určité převýšení. Toto bezpečnostní převýšení lze stanovit zjednodušeně dle ČSN 75 2410 na základě sklonu a materiálu návodní strany hráze a délce rozběhu vlny. Obvyklé je převýšení v rozmezí 0,3–0,8 m nad maximální hladinou vody v nádrži. Šířka koruny hráze je dána podle šířky komunikace, která po ní vede. V případě, že lze provoz vozidel po koruně hráze vyloučit, je u hrází vyšších než 5 m minimální šířka koruny hráze 3 m.

V případě MVN by hráz měla být zemní, vystavěná z místních materiálů, nejlépe ze zátopového území, pokud jsou vlastnosti zeminy vhodné. Z hlediska polohy hráze vůči vodnímu toku mohou být hráze nádrží čelní, boční, dělicí nebo obtokové, podle půdorysu se pak hráze dělí na přímé, lomené, nebo zakřivené (vně či dovnitř nádrže). Opevnění svahu hráze může být z kamenné rovnaniny, pohozy, betonu, dlažby nebo v případě vzdušného svahu může být opevnění zčásti tvořeno i vegetačním pokryvem (ČSN 75 2410).

Průtočné nádrže musí být vybaveny dostatečně kapacitním bezpečnostním přelivem, který je dimenzován na základě pozorovaných průtoků při povodních, nebo na základě teoretického návrhu povodňové vlny, určené N-letým kulminačním průtokem (obvykle Q_{100}). Každá nádrž musí být vybavena vypouštěcím zařízením, před kterým jsou umístěny česle. Nádrže s objemem ovladatelného prostoru větším než 1 mil. m³ nebo nádrže, u kterých hrozí ucpání vtoku do výpusti splaveninami z povodí, musí být vybaveny dvěma výpustěmi. Výpust' musí umožnit úplné vypuštění nádrže a odvodnění dna, nejmenší průměr výpusti je 300 mm (ČSN 75 2410).

Při projektování a výstavbě vodních děl musí být dle § 18, odst. 8 vodního zákona zohledněna ochrana vodních a na vodu vázaných ekosystémů, kdy tato vodní díla nesmí vytvářet bariéry pro pohyb ryb a vodních živočichů v obou směrech toku. V opodstatněných případech lze proto MVN vybavit rybími přechody.

4 Fyzickogeografická charakteristika území

Tato kapitola je věnována podrobné fyzickogeografické charakteristice zájmového povodí horní Úpy po soutok s Lysečinským potokem v Horním Maršově, s důrazem na oblast Obřího dolu a na povodí Lysečinského potoka, kde se nachází dvě vybrané lokality na místě původních klauz.

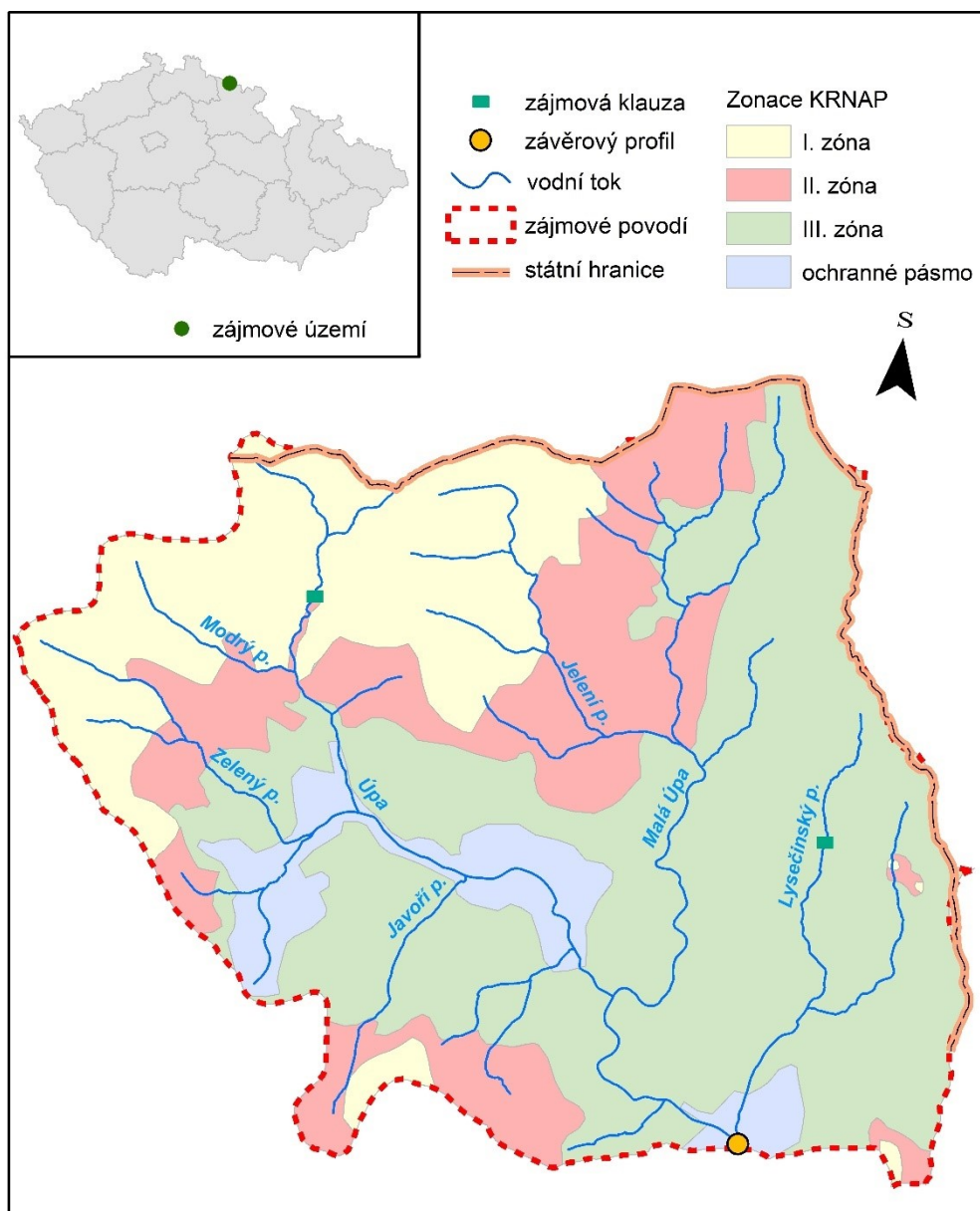
4.1 Vymezení zájmového území

Jako zájmové území bylo s ohledem na výběr klauz vybráno povodí horní Úpy po soutok s Lysečinským potokem (obr. 5), nacházející se ve východní části Krkonoš při hranicích s Polskem, velmi malou částí (méně než 0,5 km²) zasahující i na území Polska. Většina zájmového povodí leží na území KRNAP, pouze území v oblasti větších obcí náleží do ochranného pásma, které tvoří přechod mezi III. zónou národního parku a volnou krajinou. Nejprísněji chráněná I. zóna národního parku se rozkládá především v nejvyšší severozápadní části povodí, kde se nachází nejvíce cenné a nejvíce ohrožené rostlinné a živočišné druhy. Jedná se o nejvyšší vrcholy a hřebeny Krkonoš, rašeliniště a pramenné oblasti některých vodních toků.

Úpa patří mezi významné krkonošské toky, odvodňuje celou oblast východních Krkonoš od Pece pod Sněžkou a jejího přilehlého okolí až po Albeřice. Úpa pramení v nadmořské výšce 1423 m n. m. v Úpském rašeliništi, které se nachází mezi severozápadním okrajem Úpské hrany a Studniční horou. Tok následně pokračuje jihovýchodně Úpskou jámou do Obřího dolu, cestou postupně přibírá několik přítoků, z nichž největší je Rudný potok, pramenící na jihozápadním svahu Sněžky, která je s 1603 m n. m. nejvyšším bodem celého zájmového území. Na prvních dvou kilometrech od pramene sklesá Úpa přibližně o 470 m. V Obřím dole už má řeka menší spád, na jejím toku na severním konci Obřího dolu v blízkosti dnešní kaple v Obřím dole byla postavena ve výšce 940 m n. m. klauza. Vlivem ledovcové modelace je zde údolí dost široké, proto musela být hráz klauzy dlouhá, a i při nižší výšce hráze měla klauza poměrně velký objem.

Tok Úpy následně pokračuje z Obřího dolu jihovýchodním směrem, zprava do něho ústí první větší přítok, kterým je Modrý potok. Úpa poté protéká Pecí pod Sněžkou a Velkou Úpou a pokračuje do závěrového profilu v Horním Maršově. Cestou přibírá řadu přítoků, z těch větších se jedná o Zelený potok a Malou Úpu. Přímo v Horním

Maršově se pak ve výšce 567 m n. m. do Úpy vlévá zleva Lysečinský potok (obr. 5). Závěrový profil na místě soutoku je zároveň nejnižším bodem zájmového povodí. Závěrový profil se nachází několik desítek metrů pod měrným profilem ČHMÚ na Úpě a pod měrným profilem obce Horní Maršov na Lysečinském potoce.



Obr. 5: Vymezení zájmového území (vlastní zpracování, zdroj dat: ARCDATA PRAHA, Správa KRNAP, VÚV TGM).

Lysečinský potok pramení na jihovýchodním úbočí Pomezního hřebenu v nadmořské výšce 1000 m n. m. Teče jižním směrem Lysečinským údolím mezi Dlouhým hřebenem a Albeřickým vrchem. V tomto údolí se nacházela i klauza na Lysečinském potoce v Horních Lysečínách, ve výšce 756 m n. m. Oproti Obřímu dolu

nejdou svahy v Lysečinském údolí tak strmé a Lysečinský potok oproti Úpě nepřekonává od pramene tak velké převýšení, a údolí zde bylo, na rozdíl od Obřího dolu, formováno převážně říční erozí. Především horní část údolí je tedy užší a v místě klauzy je potok více zařizlý do podloží, což je z hlediska objemu klauzy méně výhodné. V prostoru obce Dolní Lysečiny se do Lysečinského potoka vlévá zleva jeho největší přítok, Albeřický potok. Nejvyšší bod v povodí Lysečinského potoka se nachází na Pomezním hřebenu (1182 m n. m.). Celková plocha povodí Lysečinského potoka je 18,26 km², délka jeho toku od pramene po ústí do Úpy je 7,1 km.

Celková plocha zájmového povodí horní Úpy po závěrový profil na soutoku s Lysečinským potokem je 100,32 km². Délka toku Úpy od pramene po soutok s Lysečinským potokem činí 14,7 km.

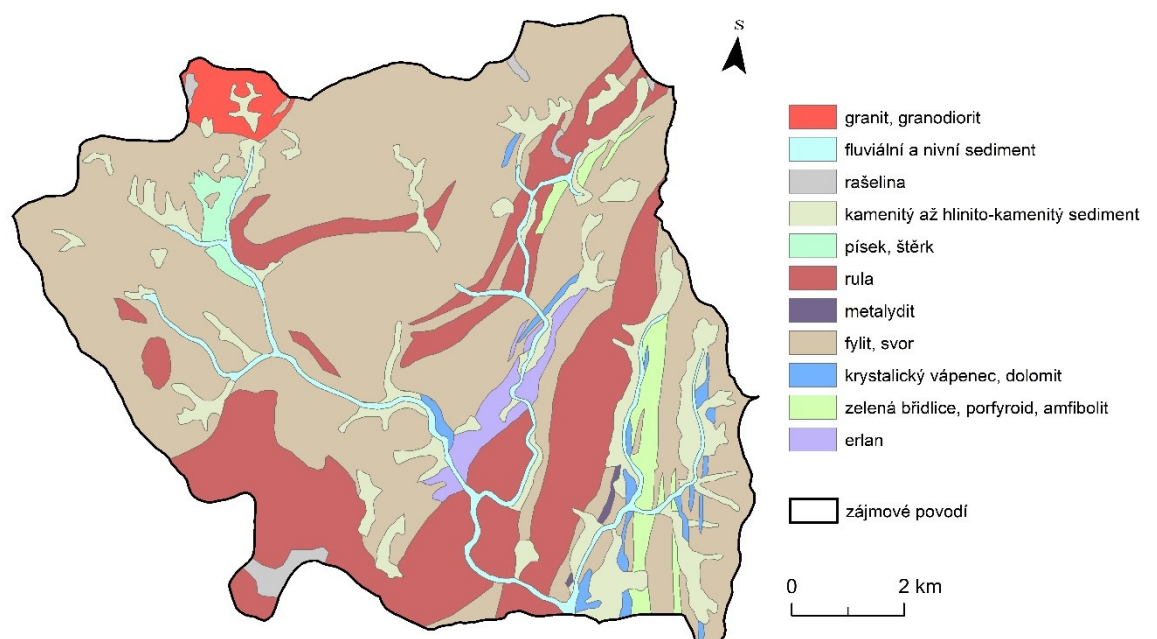
4.2 Geologická stavba území

Z geologického hlediska je zájmové povodí horní Úpy severovýchodní součástí Českého masívu, tzv. krkonoško-jizerského krystalinika (Sýkora a kol. 1983), pásma mírně protaženého ve směru ZSZ-VJV, náležícího do lužické oblasti. Jedná se především o soubor slabě až středně metamorfovaných hornin staropaleozoického až proterozoického stáří, které vznikly během horotvorných pochodů zvrátněním a přeměnou původně usazených nebo vyvěřelých hornin (Sýkora a kol. 1983, Plamínek 2007). Staré jádro krkonoško-jizerského krystalinika je tvořeno velkoúpskou skupinou, která zahrnuje nejstarší krkonošské krystalické břidlice, především se jedná o svory a fylity (Chaloupský a kol. 1989). Velkoúpská skupina prochází vymezeným územím v pásmu od povodí Malé Úpy na západ přes Obří důl a povodí Zeleného potoka. Svory a fylity jsou místy prostoupeny převážně rulami, krystalickými vápenci a erlany (viz obr. 6). V podloží podél vodních toků převažují fluviální a nivní sedimenty a kamenitý až hlinito-kamenitý sediment kvartérního stáří.

Metamorfované horniny velkoúpské skupiny zasahují i do horní části povodí Úpy v Obřím dole. Nejvíce jsou v dolní části Obřího dolu zastoupeny svory a fylity, které jsou na západním svahu Růžové hory prostoupeny rulami. Podél toku Úpy je údolí Obřího dolu pokryto mocnými nivními a fluviálními sedimenty a jako pozůstatek po krkonošském zalednění se v Obřím dole nachází morénové uloženiny (Sýkora a kol. 1983). Na této velké vrstvě fluviálních a glaciálních sedimentů byla založena klauza, což z hlediska propustnosti vody není ideálně zvolené území. Velkou plochu Obřího

a Modrého dolu pokrývají rovněž štěrky a kamenitý až hlinito-kamenitý sediment. Jsou to pozůstatky činnosti mur (Pilous 1973, Chaloupský a kol. 1989), neboli hlinito-kamenitých proudů vyvolaných intenzivními srážkami, případně lavin. Jak Modrý důl, tak i Obří důl se vyznačují strmými svahy a jsou vůči svahovým procesům náchylné. Odlišnější geologickou stavbu má Slezský hřbet, který formuje horní část Obřího dolu od úpatí Sněžky po Úpskou hranu a úpatí Studniční hory. Je tvořen krkonoško-jizerským plutonem, který pronikl do hornin krkonošského krystalinika v mladším paleozoiku v důsledku variského vrásnění (Plamínek 2007). Mírně prohlubně v zarovnaných vrcholových partiích hřbetu jsou vyplněny rašelinou.

Povodí Lysečinského potoka zasahuje do jádrové velkoúpské skupiny již jen okrajově. Západní okraj povodí, který je tvořen Dlouhým hřebenem, je formován pásmem krkonošských rul (obr. 6). Na ten navazuje úzký pruh proterozoických svorů a fylitů. Zbylá část povodí je součástí tzv. ponikelské skupiny. Jedná se o mladší komplex metamorfovaných hornin vzniklých během kaledonského vrásnění v období staršího paleozoika (Faltysová, Mackovčín, Sedláček 2002). Nejvíce zastoupené jsou v této skupině fylity, proložené ve směru S-J pruhy krystalických vápenců, zelených břidlic nebo metalyditu. Rovněž významnou část plochy povodí tvoří podél vodních toků kvartérní fluvialní a kamenité až hlinito-kamenité sedimenty.



Obr. 6: Geologická mapa povodí horní Úpy (vlastní zpracování, zdroj dat: ČGS (a), VÚV TGM).

4.3 Geomorfologické poměry

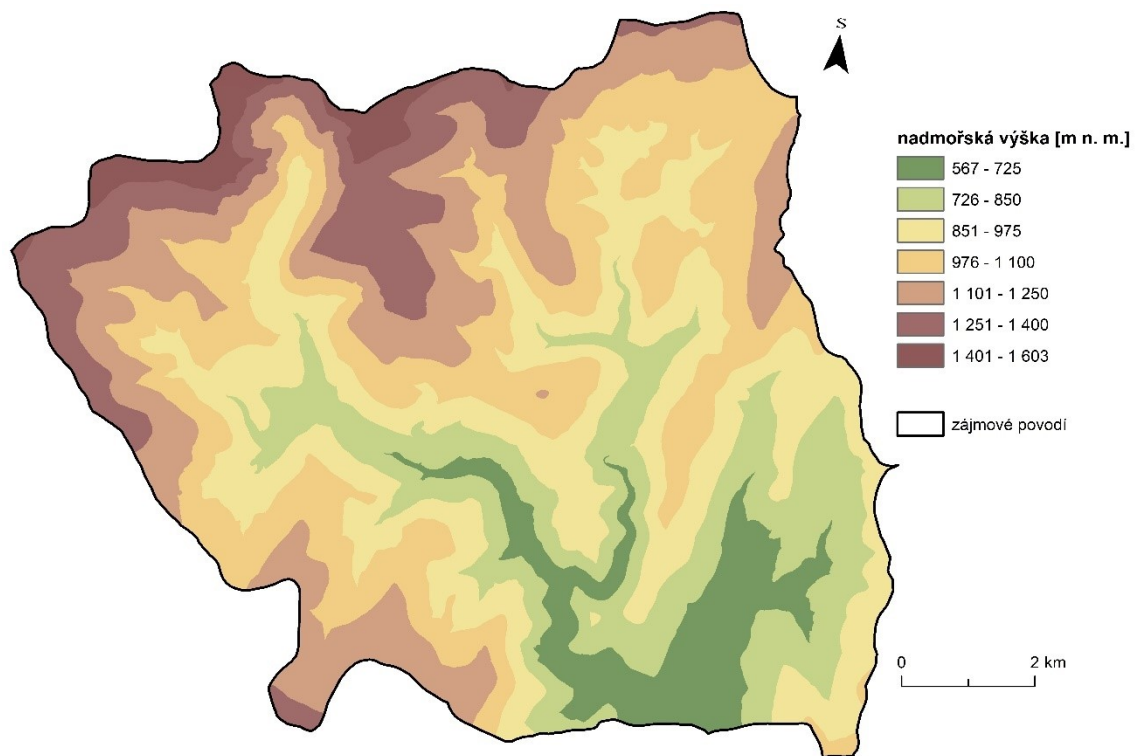
Povodí horní Úpy geomorfologicky náleží do Krkonošsko-jesenické subprovincie, Krkonošské podsoustavy, celku Krkonoše a podcelků Krkonošské hřbety a Krkonošské rozsochy (Balatka, Kalvoda 2006). Krkonošské hřbety jsou nejvyšší částí pohoří, rozkládají se podél česko-polské hranice. Člení se do dvou okrsků na Slezský hřbet a Český hřbet, jejichž východní konce zasahují do severního okraje povodí.

Oba hřbety formují převážnou část dílčího povodí horní Úpy s klauzou v Obřím dole, pouze okrajové jihovýchodní a jihozápadní části Obřího dolu spadají do okrsků Černohorské a Růžohorské hornatiny v rámci podcelku Krkonošské rozsochy (Balatka, Kalvoda 2006). Český a Slezský hřbet jsou pramennou oblastí Úpy, Malé Úpy a některých jejich přítoků na horním toku. Slezský hřbet je z obou hřbetů vyšší (Sněžka, 1603 m n. m.) a tvoří pohraniční linii s Polskem. Rozkládá se zejména v horní části povodí Malé Úpy. Obecně se vyznačuje širokým plochým zarovnaným povrchem ve výšce 1300 až 1500 m n. m. (Demek 1965), ze kterého vyčnívají jednotlivé vrcholy.

Současný vzhled povodí je výsledkem dlouhého vývoje a působení řady geomorfologických procesů. Geomorfologický vývoj Krkonoš lze identifikovat přibližně od poloviny třetihor (Sýkora a kol. 1983), kdy v rámci odezvy na alpínské vrásnění docházelo k rozlámání zemské kůry v oblasti Krkonoš a k jejímu postupnému výzdvihu. Až do saxonských pohybů docházelo k postupné peneplenizaci krkonošského reliéfu, vyzdviženého v období proterozoika až paleozoika, v podstatě se tedy v případě Slezského hřbetu jedná o zbytky paleogenní paroviny vyzdvižené neotektonickými pohyby do nejvyšších poloh, kde v průběhu pleistocénu docházelo vlivem mrazového zvětrávání k jejímu dalšímu vývoji (Migón, Pilous 2007). Na zarovnaném povrchu Slezského hřbetu se vyskytují četná rašeliniště a četné jsou rovněž geomorfologické tvary vzniklé periglaciálními procesy – tory, kryoplanační terasy, kamenná moře, strukturní půdy atd. Svahy hřbetu nad Obřím dolem jsou strmé a do dnešní podoby upravené především činností horského ledovce během posledních glaciálů. Původně říční údolí horního toku Úpy bylo přemodelováno na široké ledovcové se strmým karovým závěrem údolí. Podstatnou část Obřího dolu tvoří rovněž strmé svahy Českého hřbetu, který je označován jako vnitřní a oproti Slezskému je nižší a užší (Demek 1965). Stejně jako Slezský hřbet, vyznačuje se i Český hřbet vyzdviženým zarovnaným povrchem s rašeliništi a periglaciálními tvary reliéfu.

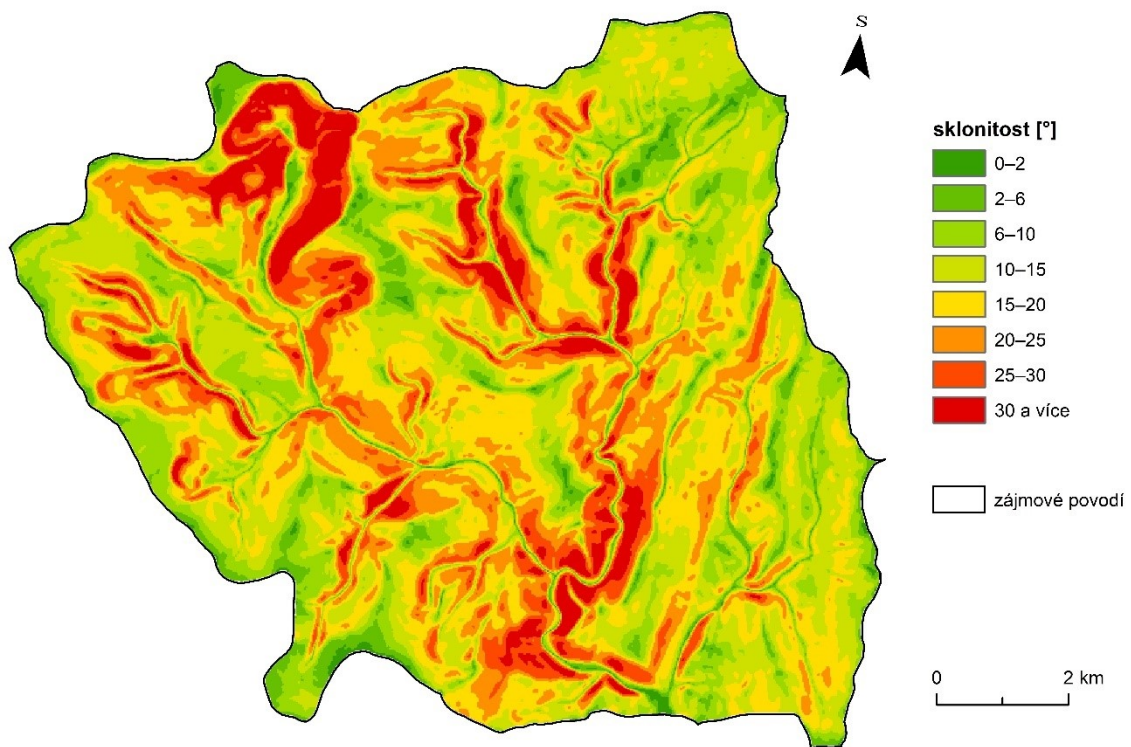
Většina zájmového povodí však spadá do podcelku Krkonošské rozsochy. Rozsochy mají podobu širokých, strukturně denudačních zalesněných hřbetů, probíhajících převážně ve směru S-J (Demek, Mackovčín a kol. 2006). Třetihorní vyzdvižení pohoří vedlo následně k zintenzivnění říční eroze a zpětnému zahlubování toků směrem do jádra pohoří, v závislosti na odolnosti geologického podloží, za postupného vzniku hlubokých úzkých údolí oddělujících jednotlivé hřbety rozsoch (Sýkora a kol. 1983; Faltysová, Mackovčín, Sedláček 2002). Na finální podobě takto vzniklých údolí se pak kromě pokračující vodní eroze a svahových procesů podílelo především pleistocenní zalednění. Kolmý směr toků na směry vrásových struktur a pestrá geologická stavba umožnily v tomto prostoru vzniku větší a rozvětvenější říční sítě (Migón, Pilous 2007), která byla velmi příhodná pro budování krkonošských klauz a splavování pokáceného dřeva k průmyslovým podnikům.

Při pohledu na celé zájmové povodí Úpy po Horní Maršov jsou patrné značné výškové a sklonitostní rozdíly. Výškové a sklonitostní poměry v povodí jsou odrazem výše uvedeného geomorfologického vývoje Krkonoš. Nejvyšší vrcholy jsou situovány v jádrové oblasti pohoří v severozápadní části povodí, naopak nejnižší je jihovýchodní část povodí (obr. 7). Převýšení povodí činí 1037 m a průměrná výška 997 m n. m. Za zmínku stojí i porovnání obou lokalit na místech původních klauz, neboť povodí Lysečinského potoka a část povodí horní Úpy po Obří důl se od sebe výškově poměrně liší. Průměrná výška povodí Úpy po soutok s Modrým potokem je 1221 m n. m., (max. 1603 m n. m., min. 888 m n. m.). Převýšení takto vymezeného povodí je 715 m. Horní část povodí Lysečinského potoka po soutok s Albeřickým potokem je oproti hornímu úseku Úpy níže položená, s průměrnou výškou povodí 882 m n. m (max. 1182 m n. m., min. 627 m n. m.).



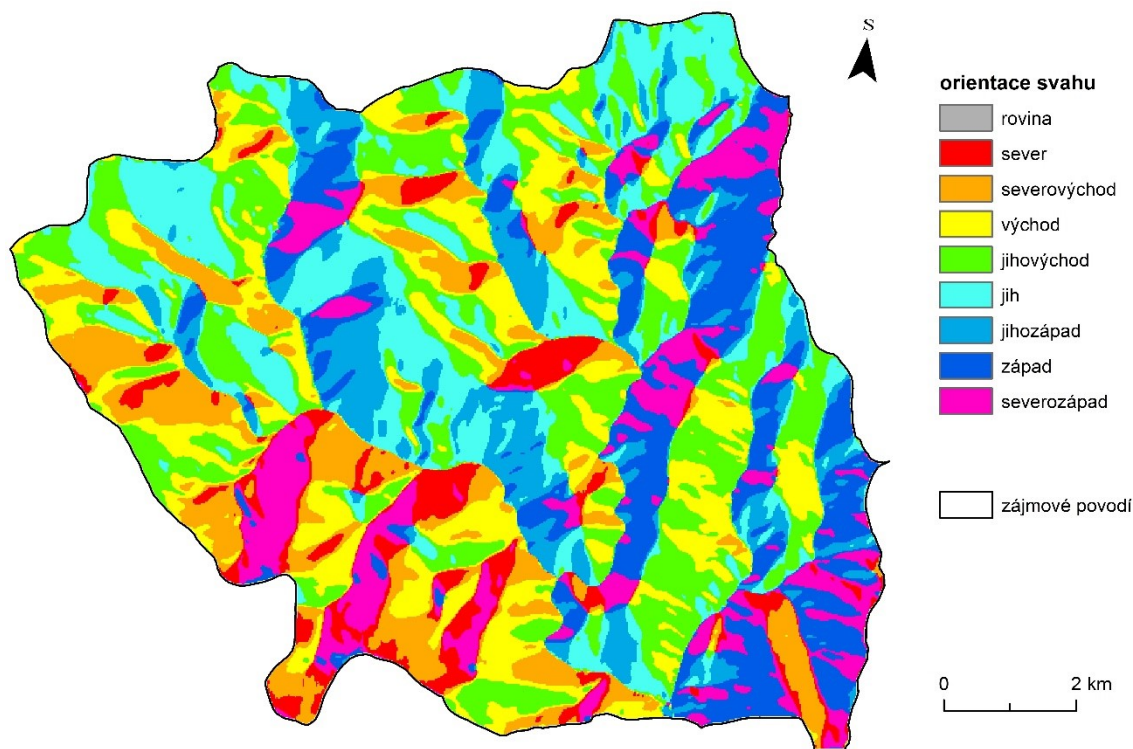
Obr. 7: Výškové poměry zájmového povodí (vlastní zpracování, zdroj dat: ČÚZK (a), VÚV TGM).

Sklonitost je jednou z charakteristik povrchu, která má podstatný vliv na odtok. Obvykle platí, že čím větší je sklonitost reliéfu, tím rychlejší je povrchový odtok. Průměrná sklonitost zájmového povodí je 16° , přičemž v povodí výrazně převažují střední až vyšší sklony svahů od 10° do 20° (obr. 8). Nejvíce dominují v povodí Lysečinského potoka a v horní části povodí Malé Úpy. Vysoké sklony nad 25° se zejména vyskytují v prostoru Obřího dolu (obr. 8), kde tvoří více než 40 % rozlohy povodí horní Úpy po soutok s Modrým potokem. Naproti tomu nízké sklony do 6° se vyskytují jen na 6 % rozlohy celého zájmového povodí, převážně se jedná o vodní toky nebo hřbety a zaoblené vrcholové partie hor.



Obr. 8: Sklonitostní poměry povodí horní Úpy (vlastní zpracování, zdroj dat: ČÚZK (a), VÚV TGM).

Expozice svahů v povodí je důležitá především z hlediska orografického zesílení srážek na návětrných svazích pohoří a z hlediska orografických větrů a s nimi spojené akumulace sněhu na závětrných stranách. Je závislá na orientaci a sklonu svahu. Z hlediska orientace svahů vůči světovým stranám převládají v povodí svahy ukloněné na jihovýchod (19 % z rozlohy povodí) a dále na východ a jih (obr. 9). Nejméně jsou zastoupené svahy orientované na sever (6 % z rozlohy povodí). Celkově se orientace svahů v povodí dá považovat za poměrně vyrovnanou, žádný směr výrazně nedominuje a nepřevyšuje směry ostatní. V prostoru Obřího dolu a v povodí Lysečinského potoka je situace podobná jako v celém zájmovém povodí až na drobné odlišnosti. V oblasti Obřího dolu převažují jižně orientované svahy, v závěsu se svahy jihovýchodními. V povodí Lysečinského potoka naopak vzhledem k protáhlému údolí, probíhajícímu převážně ve směru S-J, zabírají jižně orientované svahy jen malou část z celkové rozlohy povodí, převažuje jihovýchodní a východní orientace. Relativně časté jsou zde i svahy ukloněné na západ.



Obr. 9: Orientace svahů v zájmovém povodí (vlastní zpracování, zdroj dat: ČÚZK (a), VÚV TGM).

4.4 Klimatické poměry

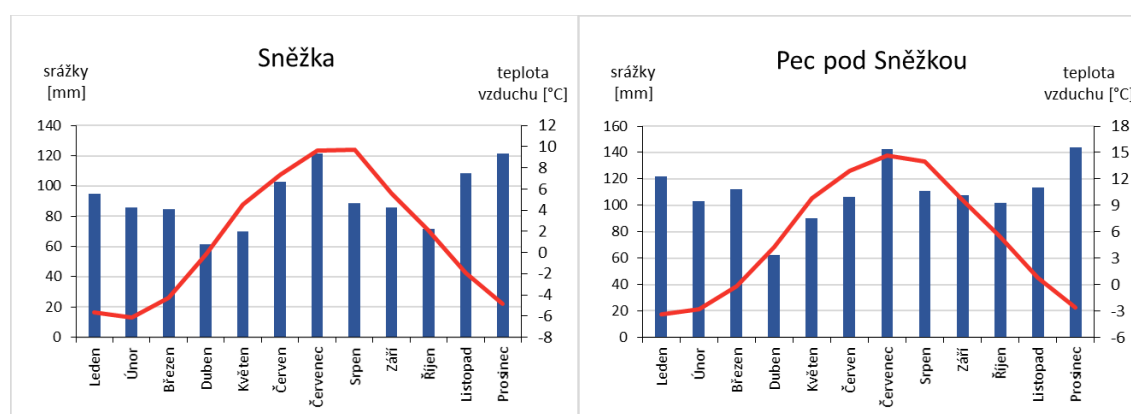
Podnebí zájmového povodí je ovlivněno řadou faktorů: zeměpisnou šířkou, nadmořskou výškou, orografií, cirkulací atmosféry, charakterem vegetačního pokryvu atd. Klimatické proměnné jako srážky (jejich úhrn, intenzita, rozložení v průběhu roku), teplota vzduchu, případně i vítr jsou důležitými ukazateli pro studium odtoku z povodí.

Krkonoše náleží do přechodného středoevropského klimatu mezi oceánským a kontinentálním podnebím. Podle Quittovy klasifikace klimatu patří povodí horní Úpy do chladných klimatických oblastí CH4, CH6 a okrajově v prostoru Horního Maršova i CH7. Oblast CH4 se vyznačuje velmi krátkým, chladným a vlhkým létem a dlouhou, chladnou zimou s dlouhotrvající sněhovou pokrývkou (Quitt 1971). Ve vymezeném povodí se tato nejchladnější krkonošská oblast nachází v nejvyšších vrcholových partiích Slezského a Českého hřbetu v severozápadní části povodí, dále do ní patří vrchol Černé hory a jihovýchodní okraj povodí Lysečinského potoka v oblasti Rýchor (Tolasz 2007). Klimaticky o něco mírnější oblasti CH6 a CH7 se projevují velmi krátkým, mírně chladným a vlhkým létem a dlouhou, mírně chladnou, vlhkou zimou (Quitt 1971). Dle Köppenovy klasifikace klimatu spadá zájmové povodí převážně do boreálního

klimatického pásu typu Dfc. Mírnější typ Dfb, typický pro podhorské polohy, zasahuje do nižších poloh povodí v oblasti sídel Horního Maršova a Velké Úpy. Naopak nejvyšší polohy Krkonoš – Sněžka, Úpské rašeliniště, Luční a Studniční hora či Obří hřeben – se řadí do ledového podnebí tundry (Tolasz 2007).

Průměrná roční teplota vzduchu v povodí se pohybuje od 0,5 °C na Sněžce po 5,5 °C v údolních nejnižše položených částech povodí (ČHMÚ a). Nejteplejším měsícem je obvykle červenec (průměrná teplota v rozmezí 8,6 °C v nejvyšších až 14,5 °C v údolních polohách). Nejchladnějšími měsíci je leden a únor (obr. 10) s průměrnými teplotami od -7 °C na Sněžce po -4 °C v údolích (ČHMÚ a).

Množství srážek obecně výrazně ovlivňuje nadmořská výška i expozice svahů vůči převládajícímu západnímu proudění vzduchu. Hodně srážek tedy ročně obvykle spadne na hřebenech, a to zejména na návětrných svazích Svorové hory, Sněžky, Luční a Studniční hory, Zadní Planiny a Liščí hory, jedná se obvykle o úhrny 1200–1300 mm za rok (ČHMÚ a). Ovšem ještě více srážek (1300–1400 mm) spadne ročně v sevřených údolních polohách v prostoru Pece pod Sněžkou, zejména při jihozápadním až jižním proudění vzduchu, které je velmi časté v zimě. Hřebeny Krkonoš jsou vystavené kolmo na směr proudění, což přináší zeslabení srážek v nejvyšších polohách, a naopak nejvíce srážek spadne za této situace zejména v podhůří nebo v údolích. Nejvyšší úhrny srážek se v povodí vyskytují v důsledku bouřek zejména v červenci (obr. 10) a v důsledku častého jihozápadního proudění s vlhkým vzduchem také v prosinci a v lednu, nejnižší srážky jsou naopak zaznamenány na jaře, především v dubnu (ČHMÚ a).



Obr. 10: Průměrné měsíční úhrny srážek a průměrné měsíční teploty vzduchu na Sněžce a v Peci pod Sněžkou za období 1988–2018 (vlastní zpracování, zdroj dat: ČHMÚ a).

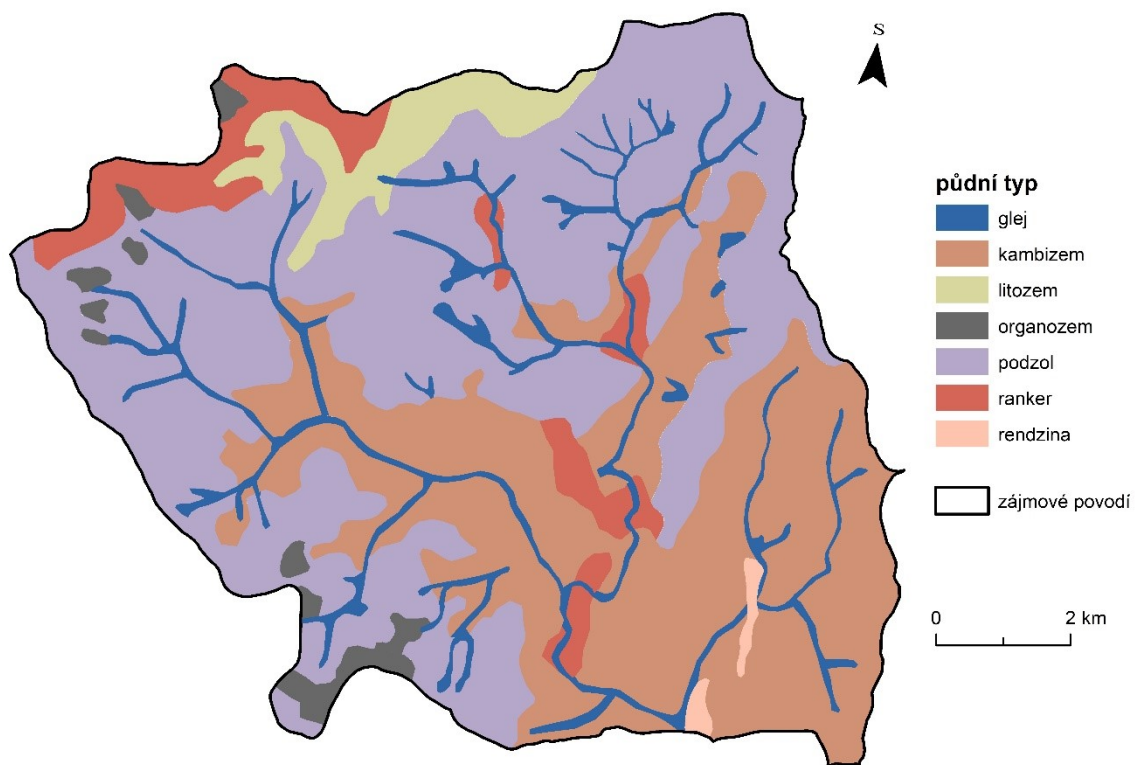
V souvislosti se západním prouděním vzduchu je třeba zmínit teorii anemografických systémů v Krkonoších, kterou se detailně zabýval Jeník (1961). Zájmové povodí je ovlivněno dvěma systémy – lokálním větrem Bílého Labe a Dlouhého dolu a lokálním větrem Úpy. Vzdušný proud stoupá v důsledku západního proudění úzkým údolím Bílého Labe a Dlouhého Dolu a postupně zvyšuje svou rychlost, která je nejvyšší na exponovaných plošinách Bílé louky. Odtud přepadá, již na území zájmového povodí, za doprovodu turbulentních jevů přes Úpskou hranu do závětrí do Úpské jámy, Studničních jam a do Modrého dolu (Jeník 1961). Výsledkem těchto turbulentních vírů je akumulace sněhových srážek v závětrí na jižních svazích Luční a Studniční hory, kde se nachází jedny z hlavních lavinových svahů v Krkonoších. Proto i když jsou tyto svahy obráceny na jih, a vystaveny tak většímu množství dopadajícího slunečního záření, sníh se tu v důsledku jeho velké akumulace udrží dlouhou dobu. Zejména na místě zvaném Mapa republiky, kde se sníh každoročně udrží v Krkonoších nejdéle. Zásoby vody ve sněhu a následný proces tání mají velký vliv jak na odtok z povodí, tak na doplnění zásob podzemní vody, a vedle dalších meteorologických proměnných, zejména dešťových srážek a teploty vzduchu, zásadně ovlivňují hydrologické poměry v povodí.

4.5 Půdní poměry

Z hlediska retence vody a tvorby odtoku patří mezi důležité ukazatele půdní poměry. Hloubka půdního profilu, struktura půdy nebo například zrnitost hrají významnou roli při srážkoodtokovém procesu a ovlivňují, kolik vody bude moci být zadrženo v půdě. Vývoj půd v horské oblasti Krkonoš je ovlivněn chladným klimatem, nachází se zde především hospodářsky málo produktivní půdy. Typickým znakem pro území Krkonoš je výrazně vyvinutá výšková půdní zonálnost (Pelíšek 1974). V údolích podél vodních toků se vyskytují gleje, případně fluvizemě. Na ně navazují na údolních svazích kambizemě nebo na velmi strmých svazích s výchozy skal rankery (viz obr. 11). Ve vysokých polohách převažují podzoly, místy, především v oblasti Úpského a Černoorského rašeliniště, jsou zastoupeny organozemě. V nejvyšších polohách (nad 1300 m n. m.) na příkrých svazích dominují litozemě a rankery.

Litozemě a rankery převažují v pramenné oblasti Úpy a ve vyšších polohách Obřího a Modrého dolu. Jedná se o mladé, málo vyvinuté půdy s vysokým obsahem skeletu. Kvůli malé mocnosti půdního profilu se snadno zahřívají, vyznačují se vysokou infiltrací srážkové vody, avšak její malou retencí (Podrázský a kol. 2007). Velkou plochu

zájmového povodí zaujímají podzoly. Jsou to půdy silně kyselé, typicky se objevují na žulách, rulách či svorech, zejména pod jehličnatými lesy (Tomášek 2003). Hydrické vlastnosti podzolů jsou však poměrně dobré, i v letním období obvykle disponují dobrými zásobami vody (Pelíšek 1974, Podrázský a kol. 2007). Trochu odlišné je z hlediska půdních typů povodí Lysečinského potoka, kde jasně dominují kambizemě, jen místy se na krystalických vápencích objevují rendziny (obr. 11). Rankery, litozemě a podzoly se zde téměř nevyskytují. Ovšem oproti nim jsou kambizemě z hlediska růstových podmínek kvalitnější. Mají rovněž poměrně vysokou schopnost infiltrace srážek a vysokou retenční schopnost (Pelíšek 1974), což je z hlediska tvorby odtoku z povodí příznivé.



Obr. 11: Půdní poměry v povodí (vlastní zpracování, zdroj dat: ČGS (b), VÚV TGM).

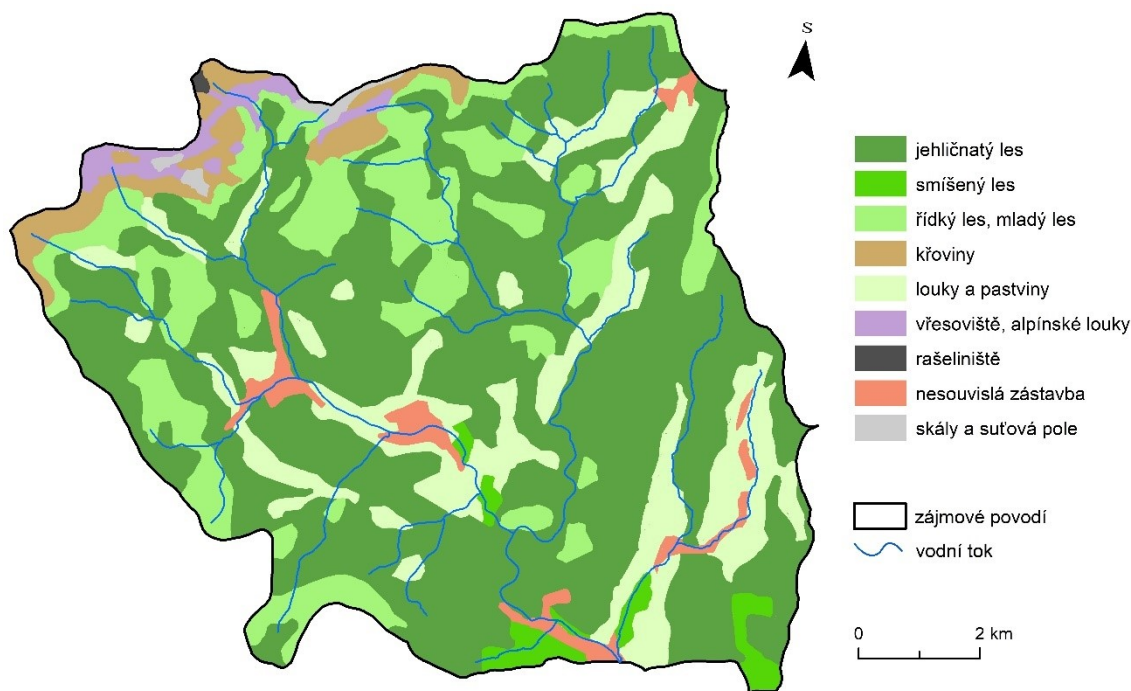
4.6 Vegetace a krajinný pokryv

Kromě výše uvedených poměrů ovlivňuje odtok vody z povodí vegetace, a to především prostřednictvím intercepce a transpirace. Vegetace zachycuje část srážek na svém povrchu, čímž snižuje množství i rychlost odtékající vody i vody, která se vsákne. Vegetace má vliv rovněž na výpar z krajiny, protože část zachycených srážek na povrchu rostlin se vypaří nebo sublimuje. Část vody je přijatá samotnou rostlinou,

protože voda je nezbytnou složkou fotosyntézy, a část je uvolněna zpět transpirací. Vegetace ovlivňuje podstatnou měrou i míru vodní eroze, stabilitu svahů a následnou kvalitu vody.

Současná fauna a flóra Krkonoš se začala formovat během poslední doby ledové a její vývoj dále pokračoval v průběhu celého holocénu (Sýkora a kol. 1983). Během posledního zalednění byla krkonošská vegetace součástí rozsáhlé periglaciální tundry mezi pevninským ledovcem, přibližujícím se od severu, a zaledněnou oblastí Alp na jihu. Při pozdějším oteplení v holocénu vznikl v nejvyšších polohách Krkonoš ostrov arkoalpínské vegetace, jejíž dlouhodobá izolovanost vedla ke vzniku řady endemických druhů (Sýkora a kol. 1983, Štursa 2013). Současná flóra Krkonoš je svým původem velmi rozmanitá a disponuje různými vegetačními typy, což řadí Krkonoše mezi pohoří s nejvyšší biodiverzitou v Česku i v celé hercynské horské soustavě (Štursa 2007).

Typ rostlinných společenstev v zájmovém povodí je dán především klimatickými a půdními poměry, ale významný je i antropogenní vliv. V Krkonoších se uplatňuje pro hory typická výšková stupňovitost. Dle Štursy (2007) lze v povodí horní Úpy rozlišit čtyři vegetační stupně: submontánní (do 800 m n. m.), montánní (800–1 200 m n. m.), subalpínský (1 200–1 450) a alpínský (nad 1 450 m n. m.). Do submontánního stupně patří opadavé listnaté a smíšené lesy, které tvořily přirozenou vegetaci. Pro nižší polohy povodí byly charakteristické dubové porosty, na které s rostoucí výškou přirozeně navazovaly rozsáhlé bukové lesy s příměsí javoru, jasanu či jedlí bělokorou (Šimurda 2012). Ty však byly z velké části v nižších polohách nahrazeny kulturními smrčínami nebo přeměněny na louky a pastviny (obr. 12). Pozvolná přeměna původního lesa započala již v období kolonizace hor ve středověku, nicméně nejvýraznější zásahy člověka v podobě těžby dřeva započaly s počátkem rozvoje těžby rud, vzniku hutí, budního hospodářství a plavení dřeva (Šádková 2017). Smrk je přirozenou vegetací v montánním stupni, kde se vyskytuje až po horní hranici lesa ve výšce 1250 m n. m., kde přechod mezi lesem a bezlesem tvoří kleč (Sýkora a kol. 1983). V subalpínském stupni se kromě rozsáhlých porostů borovice kleče, rozprostírajících se zejména v severozápadní části povodí podél státní hranice s Polskem, nachází v pramenné oblasti Úpy i rašeliniště. Nejvyšší hřebeny a vrcholy hor náleží do alpínského stupně, kde se rozprostírají především alpínské louky a lišejníková tundra na četných suťových polích (obr. 12).



Obr. 12: Krajinný pokryv v povodí horní Úpy (vlastní zpracování, zdroj dat: ČÚZK b, VÚV TGM).

Dospělý jehličnatý les spolu s malými plochami smíšeného lesa v údolních polohách tvoří asi 60 % celkové rozlohy povodí. Poměrně velká část povodí je zasažena činností kůrovce nebo větrnými polomy a následnou těžbou dřeva, proto zhruba dalších 15 % z rozlohy povodí tvoří řídký prokácený les s odumřelými stromy nebo s nově vysazenými mladými smrky. Schopnost intercepce atmosférických srážek a zadržení vody je však v mrtvém lese v letním období rovněž obvykle vysoká, protože holá místa jsou téměř okamžitě porostlá náhradními porosty, které holou půdu zakryjí, a původní transpirace stromů je nahrazena stejně velkou transpirací náhradního porostu (Tesař, Šír, Zelenková 2004). Další 15 % rozlohy zabírají uměle vytvořené louky a pastviny nebo mýtiny. Vliv člověka je vzhledem k chráněnému území národního parku v povodí omezený. Zastavěné plochy jsou minimální a koncentrují se především ve třech hlavních střediscích: Horním Maršově, Velké Úpě a Peci pod Sněžkou. Z hlediska krajinného pokryvu se mírně odlišuje vyšší severozápadní část povodí, především horní část povodí Úpy v Obřím dole, kde dospělý jehličnatý les tvoří jen necelou třetinu rozlohy tohoto povodí. Jehličnatý les tu z důvodu vyšší výšky ustoupil především kosodřevinám a alpským loukám. Velmi strmé svahy v prostoru Obřího dolu nejsou místy pokryté žádnou vegetací, na těchto místech se nachází jen obnažený skalní podklad nebo suťová pole, místy pokrytá lišejníkem.

5 Hydrografie a odtokové poměry v povodí horní Úpy

Tato kapitola se zabývá podrobnou hydrografickou charakteristikou a odtokovými poměry v povodí horní Úpy. V kapitole odtokové poměry je důraz kladen především na suchá období.

5.1 Hydrografická charakteristika

Úpa pramení v nadmořské výšce 1 423 m v Úpském rašeliništi, které se nachází mezi severozápadním okrajem Úpské hrany a Studniční horou. Celková délka toku po soutok s Lysečinským potokem je 14,7 km, plocha povodí činí 100,32 km². Podle absolutní řádovosti vodních toků je Úpa tokem 2. řádu. V zájmovém povodí teče převážně jihovýchodním směrem a cestou přibírá množství přítoků. Největším přítokem je Malá Úpa, která svou plochou povodí odvodňuje 1/3 povodí Úpy. Malá Úpa pramení na jižním úbočí hory Čelo v nadmořské výšce 1 235 m. Délka jejího toku po soutok s Úpou v Temném dole je 33,8 km. Základní charakteristiky vybraných toků v zájmovém povodí Úpy jsou uvedeny v tab. 1. Ze závěrového profilu v Horním Maršově teče Úpa dále jihovýchodním směrem, u České Skalice se stáčí na jihozápad a v Jaroměři ústí zleva do Labe.

Tab. 1: Základní charakteristiky vybraných toků v povodí horní Úpy (zdroj dat: ČÚZK (a), VÚV TGM). Pozn: u toku Úpy je za ústí považován závěrový profil vymezeného povodí.

Název toku	Řád toku (podle Gravelia)	Nadmořská výška [m n. m.]		Délka toku [km]
		pramen	ústí	
Úpa	II	1 423	567	14,7
Modrý potok	III	1 410	893	2,9
Zelený potok	III	1 370	758	5,9
Vlčí potok	IV	1 180	785	2,4
Javoří potok	III	1 220	708	4,0
Vavřincův potok	III	1 125	660	2,6
Malá Úpa	III	1 235	629	11,3
Smrčí potok	IV	1 099	869	2,4
Jelení potok	IV	1 404	783	6,3
Lysečinský potok	III	1 000	567	7,1
Albeřický potok	IV	833	627	4,0

5.1.1 Charakteristiky a výškopisné poměry vodních toků

Tato část se zabývá stupněm vývoje toku, průměrným sklonem toku a podélným profilem horní Úpy a některých dalších vybraných vodních toků v jejím povodí.

Stupeň vývoje toku (K) je poměr mezi skutečnou délkou vodního toku (L) v km a nejkratší přímou vzdáleností od pramene k ústí (L_x) v km:

$$K = \frac{L}{L_x}$$

Průměrný sklon toku (I_t) v % byl vypočítán podle vztahu:

$$I_t = \frac{(H_p - H_u)}{L}$$

kde H_p a H_u jsou nadmořské výšky pramene a ústí (m) a L je délka vodního toku (m). Obě výše uvedené charakteristiky jsou pro některé vybrané toky vypočítané v tab. 2.

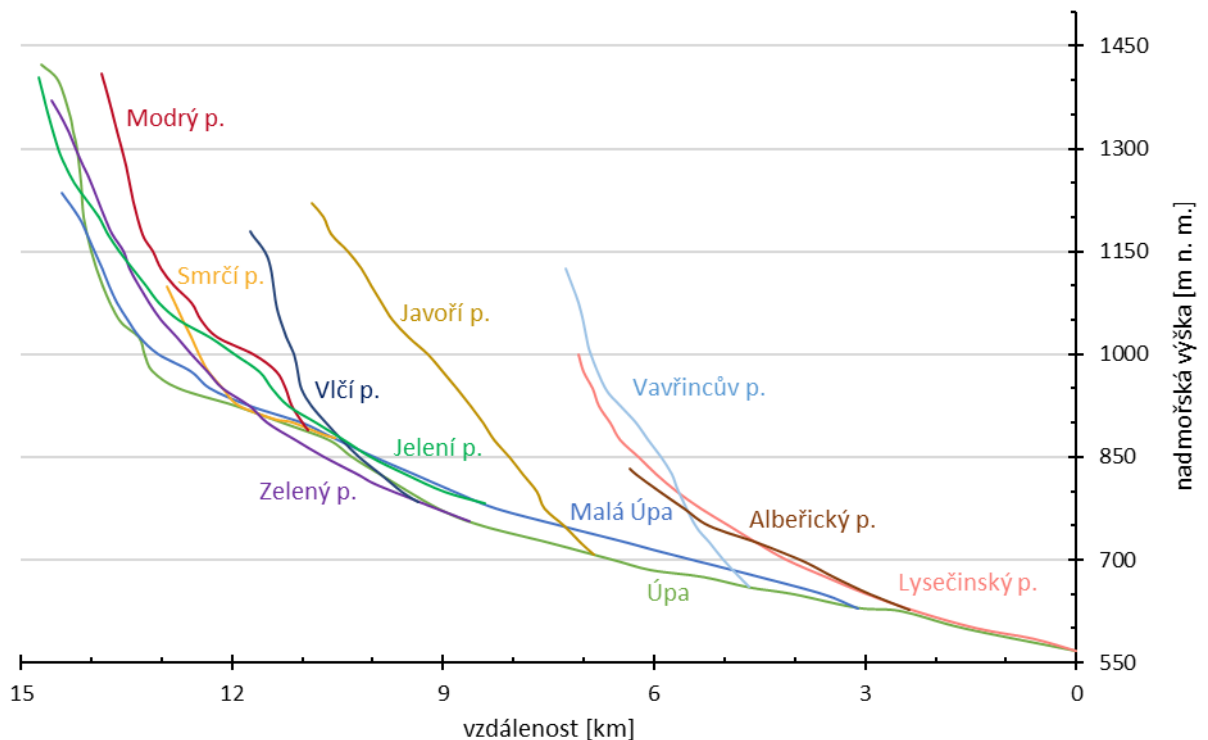
Tab. 2: Stupeň vývoje a průměrný sklon vybraných vodních toků v povodí horní Úpy (zdroj dat: ČÚZK (a), VÚV TGM).

Název toku	Stupeň vývoje toku	Průměrný sklon toku [%]
Úpa	1,26	5,80
Modrý potok	1,07	17,8
Zelený potok	1,18	10,4
Vlčí potok	1,26	16,4
Javoří potok	1,06	12,8
Vavřincův potok	1,15	17,9
Malá Úpa	1,31	5,40
Smrčí potok	1,17	9,60
Jelení potok	1,30	9,90
Lysečinský potok	1,13	6,10
Albeřický potok	1,26	5,20

Nejméně křivolaké toky s největším průměrným sklonem toku v povodí jsou především Modrý potok, Javoří potok a Vavřincův potok. Nejmenší průměrný sklon toku mají nejdelší toky v povodí, Úpa a Malá Úpa, jejichž sklon se přirozeně směrem od pramene snižuje, a dále Albeřický potok, který se nachází v níže položené části povodí a nepřekonává tak velké převýšení od pramene k ústí.

Výškopisné poměry vodních toků v zájmovém povodí přehledně zachycuje rozvinutý podélný profil horní Úpy (obr. 13). Nejvýše ze sledovaných toků v povodí

pramení Úpa, která překonává v pramenné části zároveň největší převýšení. U všech vodních toků je patrné, že se jedná o čisté horské toky s velkým sklonem, u kterých zejména v horní části toku převládá hloubková eroze a rychlý odtok vody.



Obr. 13: Rozvinutý podélný profil horního toku Úpy (zdroj dat: ČÚZK c).

5.1.2 Charakteristiky říční sítě

Při pohledu na tok horní Úpy a její přítoky je patrné stromovité uspořádání říční sítě. Směrem od pramene tok Úpy postupně přibírá z levé i pravé strany množství přítoků a postupně nabírá na vodnosti. Dnešní podoba takto rozvětvené říční sítě je výsledkem geologického podloží a geomorfologického vývoje reliéfu (viz kapitola 4.2 a 4.3).

Mezi další charakteristiky říční sítě patří hustota sítě v zájmovém povodí. Hustota říční sítě (r) v km/km^2 se vypočítá podle vztahu:

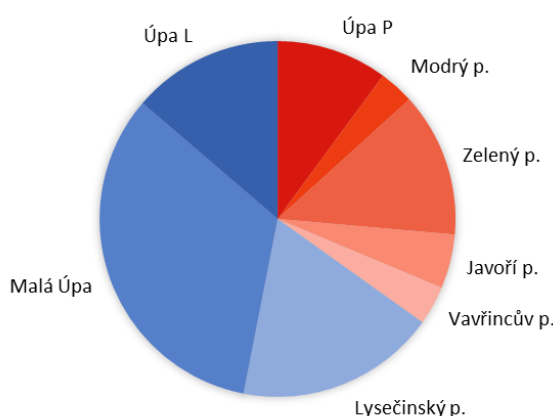
$$r = \frac{\sum L}{P}$$

kde L je délka vodních toků (km) a P je plocha povodí (km^2). Hustota říční sítě v povodí horní Úpy je $1,8 \text{ km}/\text{km}^2$, což odpovídá značně vysoké hustotě, která je typická právě pro horní části povodí a horské oblasti. Nej hustší je říční síť v nejvyšší severozápadní části povodí, směr k jihovýchodu hustota klesá.

5.1.3 Charakteristiky povodí

Mezi základní charakteristiky povodí patří plocha povodí, střední šířka a délka povodí a tvar povodí.

Celková plocha povodí horní Úpy po závěrový profil v Horním Maršově byla stanovena na 100,32 km². Větší část povodí se rozkládá na levé straně, která se 65 % rozlohy zřatelně převyšuje část pravou (obr. 14). Velká část území je odvodňována Malou Úpou, jejíž plocha povodí tvoří 1/3 celkové rozlohy zájmového povodí.



Obr. 14: Kruhový graf vývoje povodí horní Úpy (zdroj dat: VÚV TGM).

K popisu tvaru povodí je nutné znát délku a střední šířku povodí. Délka zájmového povodí (L) je přímková vzdálenost ústí a nejzazšího bodu povodí, která v tomto povodí činí 12,3 km.

Další charakteristikou je střední šířka povodí (b) v km, která se vypočítá:

$$b = \frac{P}{L}$$

kde P je plocha povodí (km²) a L je délka povodí (km). Střední šířka povodí horní Úpy je 8,16 km.

Tvar povodí hraje významnou roli zejména při povodňových epizodách, a to jak při samotném úhrnu srážek, kdy jdou srážky často v určitých pásmech a mohou zasáhnout rozdílnou část povodí rozdílnou intenzitou, tak při následném odtoku vody z povodí. Nebezpečný je zejména časový souběh kulminací na soutoku dvou a více vodních toků. Existuje několik ukazatelů, které hodnotí tvar povodí.

Koeficient souměrnosti povodí (K_s) hodnotí symetrii (asymetrii) povodí a vypočítá se jako podíl rozdílu levé a pravé plochy povodí (km²) a celkové rozlohy povodí (km²):

$$K_s = \frac{|P_L - P_P|}{P}$$

Pro povodí horní Úpy vychází koeficient souměrnosti povodí 0,301. Čím více se koeficient blíží 0, tím více je povodí symetrické. Z vypočítaného koeficientu je zřejmé, že převažuje jedna strana povodí – levá, i tak by se ovšem dalo ještě povodí klasifikovat jako relativně souměrné.

Pomocí tzv. charakteristiky povodí (α) lze klasifikovat přímo tvar povodí. Vypočítá se dle vztahu:

$$\alpha = \frac{P}{L^2}$$

kde P je plocha povodí (km^2) a L je délka povodí (km). Takto vypočítaná hodnota pro zájmové povodí horní Úpy je 0,66, což odpovídá vějířovitému tvaru povodí.

Tvar povodí lze hodnotit i na základě Gravelliova koeficientu (K_G), který udává, jak moc se tvar povodí odlišuje od kruhového tvaru. Vypočítá se jako:

$$K_G = \frac{L_r}{2\sqrt{P\pi}}$$

kde L_r je délka rozvodnice (km) a P je plocha povodí (km^2). Čím větší je výsledná hodnota než 1, tím více je tvar povodí protáhlý. Pro povodí horní Úpy je hodnota Gravelliova koeficientu 1,33, což znamená, že tvar povodí není příliš protáhlý a je spíše blízký kruhu.

Podobně jako Gravelliův koeficient se protáhlostí povodí zabývá koeficient protáhlosti povodí (R_E), který se vypočítá:

$$R_E = \frac{2\sqrt{\frac{P}{\pi}}}{L}$$

kde P je plocha povodí (km^2) a L délka povodí (km). Hodnoty blízké 0 znamenají protáhlé povodí, hodnoty blízké 1 kruhové povodí. Výsledek 0,92 ukazuje, že povodí horní Úpy po závěrový profil v Horním Maršově má spíše kruhový tvar.

5.1.4 Výškopisné poměry povodí

Výškopisné poměry jsou důležitým faktorem rychlosti odtoku vody z povodí. Pokud vodní tok překonává větší převýšení, rychlost vody je větší.

Převýšení (Δh) povodí se vypočítá jako rozdíl nejvýše a nejniže položeného bodu v povodí: $\Delta h = h_{\max} - h_{\min}$. Nejvyšším bodem je Sněžka (1 603 m n.m.), nejnižším

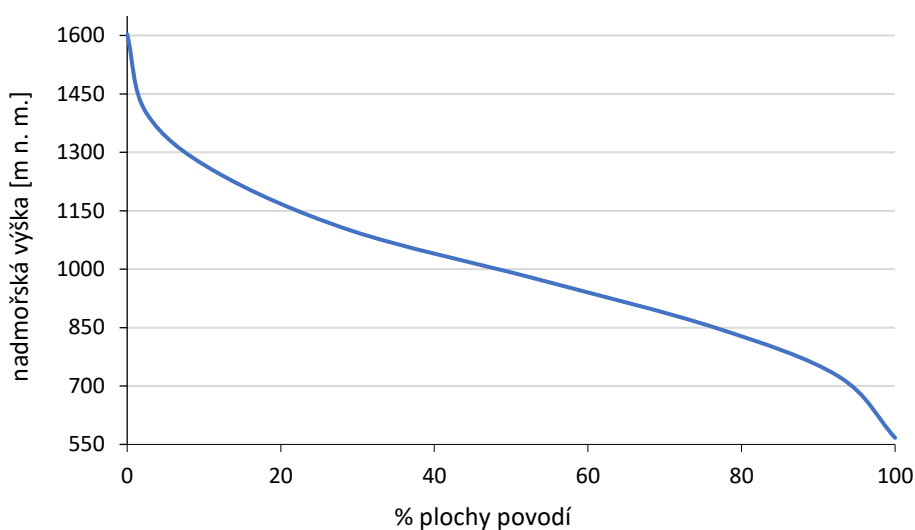
závěrový profil v Horním Maršově (567 m n. m.) Převýšení povodí horní Úpy činí 1 036 m.

S převýšením souvisí průměrný sklon povodí (I), který lze zjednodušeně vypočítat jako podíl převýšení a druhé odmocniny plochy povodí:

$$I = \frac{\Delta h}{\sqrt{P}}$$

Takto vypočítaný průměrný sklon povodí je 103,4 ‰. Tato hodnota je však značně nepřesná, protože nebere v úvahu zastoupení a průběh jednotlivých nadmořských výšek uvnitř povodí.

Podíl plochy jednotlivých výškových pásem na celkové ploše povodí vyjadřuje hypsografická křivka (obr. 15). Nejvíce jsou v povodí horní Úpy zastoupené nadmořské výšky v intervalu 850–1100 m n. m., toto výškové rozmezí zaujímá dohromady téměř polovinu celkové rozlohy povodí. Přirozeně nejméně jsou na celkové ploše povodí zastoupeny nejvyšší polohy.



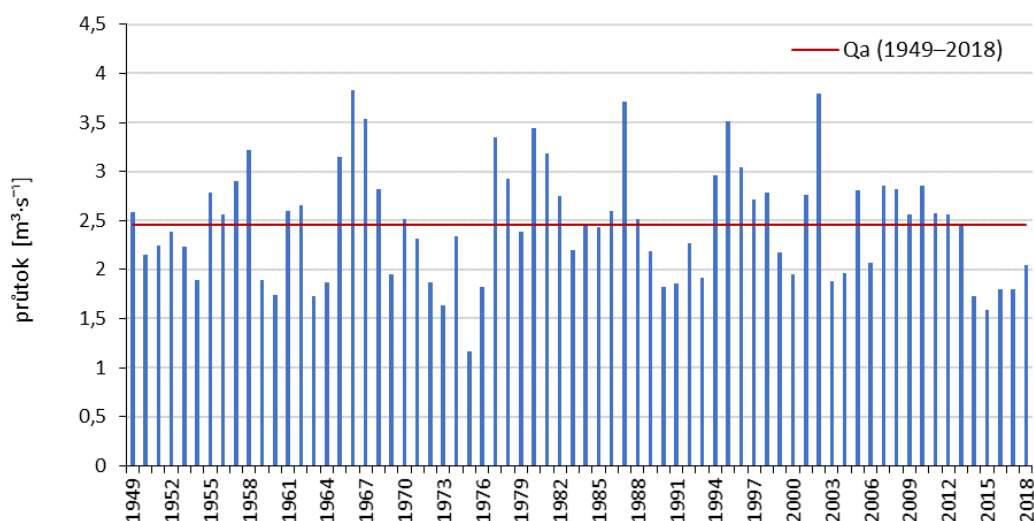
Obr. 15: Hypsografická křivka povodí horní Úpy (zdroj dat: ČÚZK (a), VÚV TGM).

5.2 Odtokové poměry

K analýze odtokových poměrů byla využita data průměrných denních průtoků od ČHMÚ pro měrný profil Horní Maršov, která jsou v nepřerušované řadě k dispozici od hydrologického roku 1949. Profil ČHMÚ v Horním Maršově se nachází na Úpě, asi 150 m nad soutokem s Lysečinským potokem, nejedná se tedy o závěrový profil zájmového povodí, ten je nepozorovaný a pro účely této práce bude vypočítaný. Profil

v Horním Maršově má dostatečně dlouhou řadu pozorování a, kromě povodí Lysečinského potoka, uzavírá celé zájmové povodí horní Úpy, proto byl vybrán pro charakteristiku odtokových poměrů.

Dlouhodobý průměrný roční průtok na Úpě v profilu Horní Maršov za období pozorování 1949–2018 je $2,46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (ČHMÚ b). Plocha takto vymezeného povodí je $81,99 \text{ km}^2$. Specifický odtok je $30 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, v dílčích výše položených povodí je specifický odtok vyšší (ČHMÚ b). V meziročním srovnání průměrných ročních průtoků (obr. 16) jsou patrná výraznější déletrvající suchá období (zejména roky 1972–1976, 1990–1993 a 2014–2018) i období vyšších průtoků (1965–1968, 1977–1982 a 1994–1998). V posledním tisíciletí pak nad dlouhodobý průměr vybočuje zejména rok 2002.

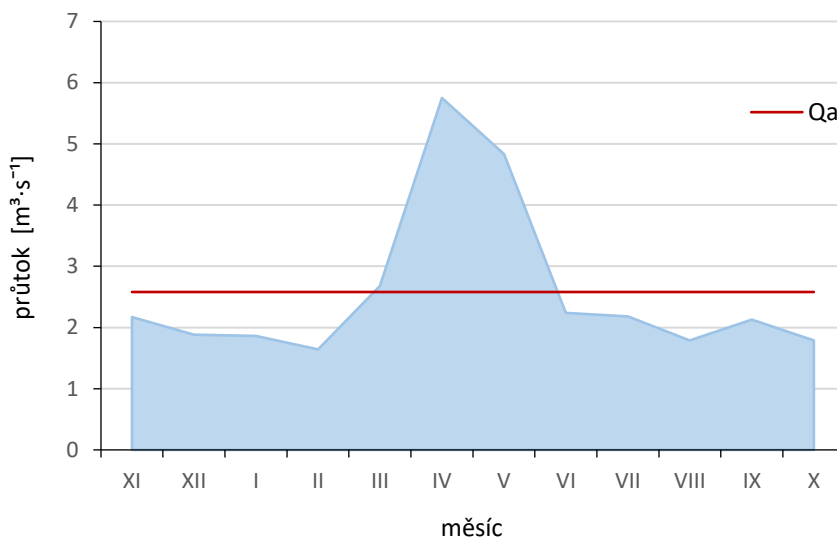


Obr: 16: Průměrné roční průtoky na Úpě v Horním Maršově v hydrologických letech 1949–2018 (zdroj dat: ČHMÚ b).

Relativně vyšší průměrný roční průtok v roce 2018 v porovnání s předchozími čtyřmi hydrologicky suchými lety je důsledkem odtokové události z dubna, kdy vlivem odtávání sněhu a vydatných srážek došlo k výraznému zvýšení průtoku na Úpě, které však mělo jen krátké trvání a následoval výrazný pokles hladin až téměř do konce roku.

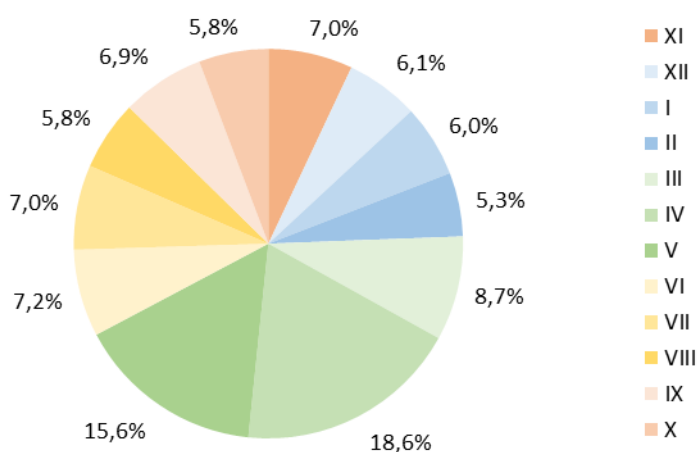
Rozložení odtoku během roku lze porovnat na základě dlouhodobých průměrných měsíčních průtoků (obr. 17). Z dat je patrné jedno výrazné průtokové maximum v jarních měsících, především v dubnu ($5,75 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) a květnu ($4,83 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), které je způsobeno táním sněhové pokrývky. Ostatní měsíce v roce jsou pak průtokově poměrně vyrovnané. Průtokové minimum obvykle nastává v únoru ($1,64 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), kdy je většina vody vázaná ve sněhu. Jedná se o komplexní niválně-pluviální odtokový režim, typický pro horské

oblasti v Česku. Sekundární odtoková minima nastávají vlivem zvýšeného výparu v důsledku vyšších teplot vzduchu a případně i v kombinaci s nižším úhrnem srážek v srpnu a také v říjnu.



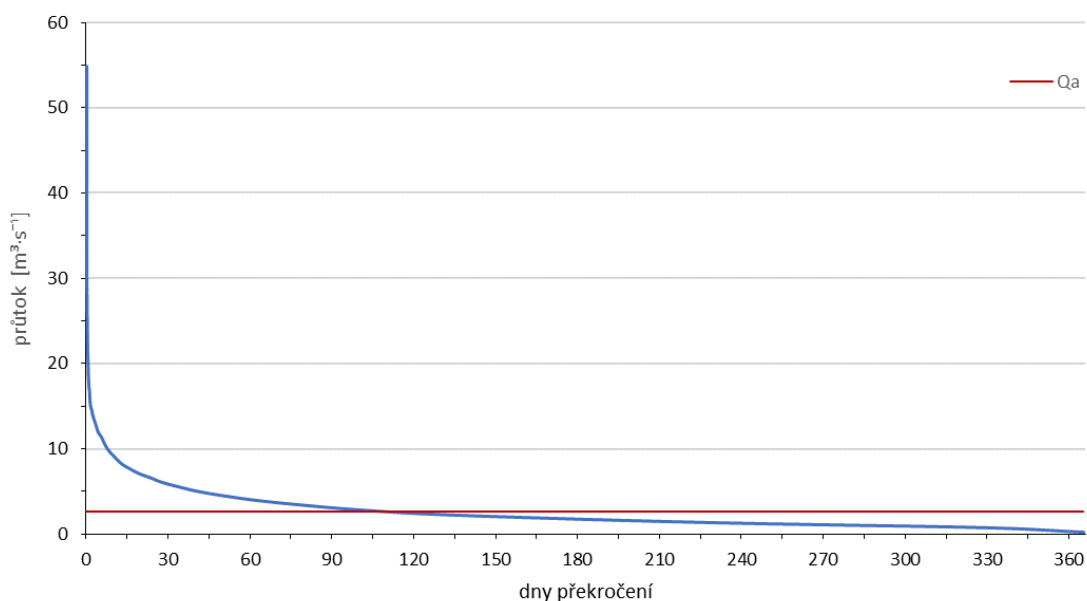
Obr. 17: Průměrné měsíční průtoky na Úpě v Horním Maršově za referenční období 1981–2010 (zdroj dat: ČHMÚ b).

Jak je uvedeno výše, nejvíce vody odtéká z povodí v jarních měsících, konkrétně je to 42,9 % ročního odtoku (obr. 18). Jedná se o mírně nevyrovnaný odtok. Všechny tři jarní měsíce se přitom průtokově nachází nad dlouhodobým ročním průměrem. Nejméně vody odtéká v zimě (17,4 %), kdy jsou srážky převážně sněhové.



Obr. 18: Podíl dlouhodobých průměrných měsíčních průtoků na Úpě v Horním Maršově na celkovém ročním odtoku (zdroj dat: ČHMÚ b).

Rozkolísanost denních průtoků lze hodnotit podle čáry překročení průměrných denních průtoků. Čím je tvar křivky v celém průběhu strmější, tím je vyšší variabilita odtoku a převládá přímý odtok. Z čáry překročení lze odečíst i hodnoty M-denních průtoků, které jsou dosaženy nebo překročeny M dní v roce. V profilu Horní Maršov je z čáry překročení patrný málo četný výskyt velmi vysokých průtoků (obr. 19). Např. průtok nad $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ je dosažen nebo překročen v průměru pouze 7 dní v roce. Mezi mimořádně nízké průtoky (355denní a menší) se považují průtoky menší než $0,58 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.



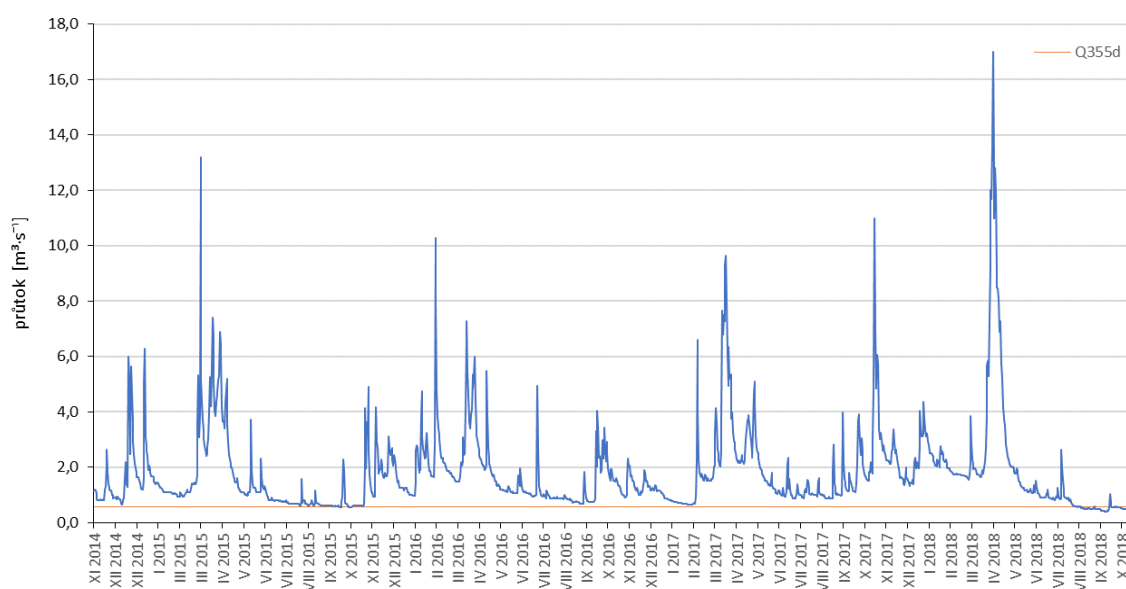
Obr. 19: Čára průměrného překročení denních průtoků na Úpě v profilu Horní Maršov za referenční období 1981–2010 (zdroj dat: ČHMÚ b).

Od počátku souvislé řady pozorování v profilu Horní Maršov bylo detekováno 25 let (tab. 3), během nichž vodnost poklesla alespoň jeden den na nebo pod úroveň Q_{355d} , která je považována za hranici sucha. Obzvláště dlouho se pohybovaly průtoky pod hranicí sucha v letech 1954 (75 dní), 1975 (83 dní), 1992 (69 dní), 2006 (67 dní) a 2018 (70 dní). Je tedy patrné, že poslední suché roky od roku 2014 (obr. 20) nejsou co do počtu dní s průtokem pod hranicí sucha v profilu Horní Maršov nijak výjimečné, v historii existovalo několik obdobně suchých let, často kumulovaných do shluků. Dokonce ani nejmenší naměřené denní minimum v roce 2018 ($0,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) není vzhledem k zaznamenaným historickým minimům extrémní, nejmenší zaznamenaný denní průtok ($0,26 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) v profilu Horní Maršov byl naměřen pět dní po sobě koncem listopadu 1948.

Tab. 3: Přehled hydrologických let s průměrnými denními průtoky pod hranicí sucha v profilu Horní Maršov v rozmezí let 1949–2018 (zdroj dat: ČHMÚ b).

Hydrologický rok	Počet dní Q _{355d}	Počet dní Q _{364d}	Hydrologický rok	Počet dní Q _{355d}	Počet dní Q _{364d}
1949	15	5	1990	5	0
1951	2	0	1991	20	1
1954	75	0	1992	69	11
1963	1	0	1993	7	0
1969	3	0	1997	7	0
1970	16	0	1999	26	12
1971	24	0	2000	27	3
1973	19	0	2002	17	1
1975	83	0	2003	3	0
1976	26	0	2006	67	0
1983	13	0	2015	9	0
1984	36	5	2018	70	0
1986	5	0			

Výrazně nízké průměrné denní průtoky v druhé polovině roku 2018 (obr. 20) byly způsobeny především silně podnormálními srážkami a vysokou teplotou vzduchu v letním období, i tím, že předchozí čtyři roky byly všechny značně průtokově podnormální. V důsledku toho výsledné hodnoty průtoků v průběhu léta poklesly hluboko pod hranici hydrologického sucha a pohybovaly se zde až do podzimu.



Obr. 20: Čáry průměrných denních průtoků na Úpě v profilu Horní Maršov v letech 2014–2018 (zdroj dat: ČHMÚ b).

6 Hydrologické modely

Pro představu o struktuře a chování vody v povodí v předem vymezeném časovém rozmezí, včetně možnosti predikovat vývoj odtoku z povodí na základě aktuální situace či predikovat změny v odtokovém procesu při rozdílném nastavení vstupních podmínek, slouží srážko-odtokové modely. Podstatou každého srážko-odtokového modelu je zjednodušení reality hydrologických procesů (infiltrace, evapotranspirace, přímého odtoku, podpovrchového odtoku atd.) tak, aby se daly popsat pomocí matematických rovnic. Jednotlivé složky hydrologického systému tedy vstupují do hydrologického modelu ve formě vstupů, které jsou vždy oproti realitě do určité míry zjednodušené. Výstup z modelu je proto vždy zatížen určitou chybou.

Rozvoj hydrologických matematických modelů nastal především v 80. letech 20. století s rozvojem výpočetní techniky (Jeníček 2007), umožňující časově i početně náročné výpočty modelových běhů. Zpřesnění výpočtů znamenalo zkvalitnění vstupů do hydrologického modelu, a to zejména meteorologických veličin ale i půdních a dalších parametrů, díky čemuž se mohlo dále rozvíjet i hydrologické modelování.

6.1 Klasifikace hydrologických modelů

Hydrologické modely lze, zejména pro účely uživatele a jeho rychlou orientaci, klasifikovat podle různých přístupů (např. Clarke 1973; Becker, Serban 1990; Beven 2012). Klasifikace dle WMO (World Meteorological Organization), která vychází z publikace Becker, Serban (1990), dělí hydrologické modely podle účelu jejich použití (využívané v operativní hydrologii, v oblasti plánování v rámci vodního hospodářství nebo ve výzkumu), typu simulovaného systému (elementární nebo komplexní, zahrnující soubor více hydrologických systémů), zohledněného hydrologického procesu (povrchový odtok, evapotranspirace, vlhkost půdy atd.) podle kauzality a podle míry časové a prostorové diskretizace.

6.1.1 Klasifikace podle stupně kauzality

Podle stupně kauzality, která je vyjádřena vztahem příčina-důsledek, se modely dělí na deterministické a stochastické. Deterministické modely jsou založeny na opakovatelnosti hydrologického jevu. Výsledkem simulace deterministického modelu

je ze souboru několika vstupů (nezávislých proměnných) pouze jeden výstup (závislá proměnná) podle vztahu:

$$y = f(x, a)$$

kde a představuje parametry popisující chování daného hydrologického systému (Becker, Serban 1990). Deterministické modely mohou být dále podle své struktury a míry fyzikálního přístupu rozděleny do tří velkých kategorií na fyzikálně založené, koncepční a black-box modely.

Fyzikálně založené modely (označované také jako white-box či hydrodynamické modely) vycházejí při popisu srážko-odtokového procesu ze základních fyzikálních zákonů, mohou ale využívat i poznatků z dalších příbuzných oborů, např. chemie či biologie (Daňhelka a kol. 2003).

Koncepční (tzv. grey-box) modely jsou založené na zjednodušené podobě fyzikálních zákonů a zároveň pracují s empiricky odvozenými vztahy. Prostorová složka je v těchto modelech potlačena, prostorové změny se uvažují pouze ve vybraných bodech systému, což vede k jeho prostorové diskretizaci a možnosti řešit modely početně pomocí diferenciálních rovnic (Jeníček 2005).

Black-box modely pak neberou explicitně v úvahu přírodní zákony, ale řídí se pouze empiricky odvozeným vztahem mezi vstupy a výstupy modelu (Becker, Serban 1990). Struktura modelu tedy není známa, je skryta, a výsledné chování systému je odvozeno pouze na základě znalosti vstupních a výstupních veličin.

Stochastický model dává oproti deterministickému několik možných výstupů, které jsou odrazem nejistoty vstupních proměnných. Na rozdíl od deterministického modelu, není stochastický model primárně založený na vztahu příčina-důsledek a na předpokladu opakovatelnosti hydrologického jevu (Becker, Serban 1990; Daňhelka a kol. 2003). Stochastické modely lze rozdělit na pravděpodobnostní (jednotlivé hydrologické proměnné jsou charakterizovány pravděpodobnostním rozdělením) a modely generování časových řad, kde jsou pozorované proměnné extrapolovány v čase (Becker, Serban 1990).

6.1.2 Klasifikace podle časové a prostorové diskretizace

Míru časové diskretizace modelu lze posuzovat buď na základě časového kroku modelu (hodinový, denní, ...) nebo podle časové kontinuity výpočtu (Jeníček 2005). Podle časové kontinuity se modely rozlišují na epizodní (využívané jen pro vybrané

události) a kontinuální (simulují delší období, jsou využívány především v operativním provozu). Epizodní simulace poskytují podrobnou představu odtokové odezvy povodí na různé srážkové situace a jsou užitečné zejména pro hlubší pochopení hydrologického procesu a rozeznání stěžejních parametrů ovlivňujících odtok. Kontinuální simulace pak syntetizují jednotlivé události a poskytují představu o chování povodí v čase během období sucha i zvýšených průtoků (Chu, Steinman 2009).

Podle prostorové diskretizace lze modely rozdělit do třech kategorií na celistvé, distribuované a semi-distribuované. Celistvé (lumped) modely považují celé povodí za jednu jednotku, nanejvýše je rozděleno do několika dílčích povodí. Parametry charakterizující povodí jsou tedy vztaženy k celé ploše povodí, případně k dílčím povodím, a jedná se o průměrné hodnoty pro danou plochu (Beven 2012). Informace o povodí a probíhajících procesech je tedy značně zjednodušená, nicméně výhodou těchto modelů je výpočetní jednoduchost a rychlost. Příkladem může být model HEC-HMS, viz následující kapitola. Distribuované modely naopak prostorově diskretizují povodí do malých plošek nebo do gridu, kde se každá ploška nebo pole gridu vyznačuje jinou charakteristickou hodnotou parametru. Je tu tedy zachována prostorová variabilita povodí (Beven 2012). Výpočet modelu probíhá pomocí parciálních diferenciálních rovnic a je náročný zejména na vstupní data. Na pomezí distribuovaných a celistvých modelů se nachází modely semi-distribuované, které obdobně jako celistvé modely přiřazují jednotlivým dílčím povodím průměrné hodnoty parametrů pro danou plochu, tato dílčí povodí jsou však do určité míry homogenní (např. mají stejný půdní typ nebo vegetační pokryv). Příkladem semi-distribuovaného modelu je AquaLog, využívaný v operativním provozu v ČHMÚ pro povodí Labe.

6.2 Model HEC-HMS

Pro účely této práce byl použit model HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center – Hydrological Modelling System), který byl vytvořen ve výzkumném hydrologickém centru (Hydrologic Engineering Center) spadajícím pod armádu Spojených států amerických (US Army Corps of Engineers, dále jen USACE). Je pokračovatelem modelu HEC-1, který byl vyvíjen od 60. let 20. století. HEC-HMS patří mezi nejrozšířenější srážko-odtokové modely, od roku 2013 je spolu s modelem HYDROG využíván i na pracovišti hlásné a předpovědní povodňové služby na pobočce ČHMÚ v Ostravě. HEC-HMS byl navržen pro potřeby simulace kompletních hydrologických procesů

na stromovitých povodích. Jedná se o deterministický koncepční model, který může být díky zahrnutým procesům evapotranspirace nebo tání sněhu využit i pro kontinuální simulaci na malých i velkých povodích (Scharffenberg a kol. 2018). Dle prostorové diskretizace lze HEC-HMS zařadit primárně do kategorie celistvých modelů, nicméně modelování může probíhat i semi-distribovaně za pomoci modelu ModClark pro výpočet transformace přímého odtoku a např. gridových SCS CN křivek pro stanovení počáteční ztráty infiltrací (Scharffenberg a kol. 2018). V současnosti je model k dispozici ve verzi HEC-HMS 4.3 a je volně dostupný na stránkách USACE (<https://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/downloads.aspx>).

Výhodami tohoto modelu je především jeho bezplatná dostupnost na internetu, možnost velkého výběru metod pro výpočet jednotlivých parametrů (počáteční ztráty, stanovení podzemního odtoku atd.), možnost preprocessingu dat v programu ArcGIS za využití extenzí ArcHydro Tool a Hec-GeoHMS, přehlednost uživatelského rozhraní, možnost kontinuální i epizodní simulace či celistvého nebo distribuovaného přístupu modelování.

6.2.1 Struktura modelu HEC-HMS

Pro účely simulace odtokové odezvy v povodí slouží modelu tři základní modely: model povodí (basin model), meteorologický model (meteorological model) a kontrolní model (control specification). Výstupy z meteorologického modelu jsou vstupy pro model povodí. Kromě toho obsahuje HEC-HMS i komponentu se vstupními daty (časové řady, gridová data), která tvoří okrajové podmínky pro model povodí a meteorologický model (Fleming, Brauer 2018).

Model povodí má reprezentovat skutečnou stavbu a charakteristiky povodí a skládá se z jednotlivých vzájemně propojených hydrologických elementů, kterými jsou dílčí povodí, úsek toku, soutok, pramen, závěrový profil, nádrž, případně odchýlený boční úsek toku. Tyto elementy využívají soubor matematických modelů pro výpočet jednotlivých parametrů ovlivňujících srážko-odtokový proces (Fleming, Brauer 2018). Základem je komponenta pro stanovení objemu odtoku (runoff-volume, počáteční ztráta z odtoku je dána např. intercepcí, infiltrací, záchytem vody v terénních depresích, evapotranspirací...), komponenta pro transformaci přímého odtoku (direct-runoff, který určuje tvar povodňové vlny nebo velikost kulminačních průtoků), komponenta základního odtoku (baseflow, která tvoří podstatnou část celkového odtoku zejména

v suchém období) a komponenta pohybu vody v korytě (routing). Pro výpočet těchto čtyř základních komponent hydrologického cyklu si lze vybrat z množství různých metod (tab. 4), které HEC-HMS nabízí. Model také umožňuje vložit do připraveného povodí objekty akumulace vody, např. vodní nádrže, a pracovat s množstvím upouštěné vody nebo vody, kterou je možné v těchto nádržích zachytit.

Tab. 4: Přehled dostupných metod pro výpočet jednotlivých parametrů srážko-odtokového procesu v modelu HEC-HMS, verze 4.3 (dle Fleming, Brauer 2018).

	Komponenta			
	Stanovení objemu odtoku	Transformace přímého odtoku	Stanovení základního odtoku	Model koryta
Metoda výpočtu	Deficit and constant rate (DC)	Clark's unit hydrograph (UH)	Bounded recession	Kinematic wave
	Gridded DC	Kinematic wave	Constant monthly	Lag
	Exponential	ModClark	Linear reservoir	Lag and K
	Green and Ampt	SCS UH	Nonlinear Boussinesq	Modified Puls
	Gridded Green and Ampt	Snyder's UH	Recession	Muskingum
	Initial and constant rate	User-specified s-graph		Muskingum-Cunge
	SCS curve number (CN)	User-specified UH		Normal Depth
	Gridded SCS CN			Straddle Stagger
	Smith Parlange			
	Soil moisture accounting (SMA)			
	Gridded SMA			

Meteorologický model obsahuje informace o srážkách, které mohou vstupovat do modelu ve formě průměrných bodových úhrnů za povodí a daný časový úsek, nebo ve formě gridu. Do modelu lze zahrnout i evapotranspiraci nebo akumulaci a tání sněhu. Pro výpočet tání sněhu se využívá metoda teplotního indexu, nebo energetické bilance (Fleming, Brauer 2018). Výpočet evapotranspirace může proběhnout na základě měsíčních průměrných hodnot, metody Priestly Taylor, Penman Monteith, Hargreaves, Hamon nebo může uživatel použít vlastně vypočítané průměrné časové řady evapotranspirace pro jednotlivá dílčí povodí.

Účelem kontrolního modelu je pak nastavení počátku a konce simulace a časového kroku výpočtu.

7 Data a metody

Tato kapitola se zaměřuje na data a metody použité v této práci. Podává informace o původu dat a jejich následné úpravě a zpracování v jednotlivých softwarech. Veškeré zpracování dat pro účely modelování a tvorba mapových výstupů probíhaly v softwaru ArcGIS, v aplikaci ArcMap 10.5.1, a dále v programu MS Excel 2016, kde byly tvořeny tabulky a grafy nebo zpracovávána hydrometeorologická data.

7.1 Data pro fyzickogeografický popis povodí

Pro fyzickogeografickou charakteristiku povodí bylo zapotřebí množství dat, které pocházelo z několika zdrojů. Pro vymezení povodí horní Úpy a k hydrografické charakteristice povodí byla využita databáze DIBAVOD (Digitální báze vodohospodářských dat) a dále Základní mapa České republiky 1:10 000. Zonace Krkonošského národního parku probíhala vektorizací v ArcMapu nad WMS službou, kterou poskytuje Správa KRNAP. Z datasetu ArcČR 500_v32 byla použita hranice Česka. Pro výškopisné a sklonitostní poměry i pro orientaci svahů v povodí byl použit DMR 5G (Digitální model reliéfu České republiky 5. generace), vytvořený Českým úřadem zeměměřičským a katastrálním (ČÚZK), a pro tuto práci poskytnutý Českým hydrometeorologickým ústavem. ČHMÚ rovněž poskytlo pro klimatickou charakteristiku povodí data měsíčních srážek a teploty vzduchu pro vybrané klimatické stanice v povodí od počátku jejich pozorování. Mapa geologických poměrů v povodí vznikla vektorizací v ArcMapu nad Geologickou mapou České republiky 1: 50 000, mapa půdních poměrů v povodí vektorizací nad Půdní mapou 1: 50 000. Krajinový pokryv v povodí horní Úpy byl stanoven na základě vektorizace nad Ortofotem.

7.2 Výběr klauz a výpočet jejich základních charakteristik

Za účelem zhodnocení vlivu malých vodních nádrží na průtok na toku pod nádrží byly vybrány jako zájmové lokality bývalé klauzy na Úpě v Obřím dole a na Lysečinském potoce v Horních Lysečínách (příloha 1 a 2). Obě lokality byly vybrány ze specifických důvodů. Protože je účelem této práce stanovit, jak moc by největší krkonošské klauzy byly schopné ovlivnit povodňové průtoky nebo v období sucha nedostatkové objemy na Úpě, byla vybrána klauza v Obřím dole, která svými rozměry patřila mezi největší v Krkonoších. Klauza na Lysečinském potoce je objemově mnohem menší, její vliv

na nadlepšování průtoků a role při povodních se proto předpokládá menší. Nicméně tato lokalita byla vybrána jako zástupce obnovitelných klauz, které se nachází mimo nejpřísněji chráněné zóny KRNAPu, jsou dobře dostupné, prostor nádrže nezasahuje do zastavěného území a jejichž vodní tok je dostatečně vodný.

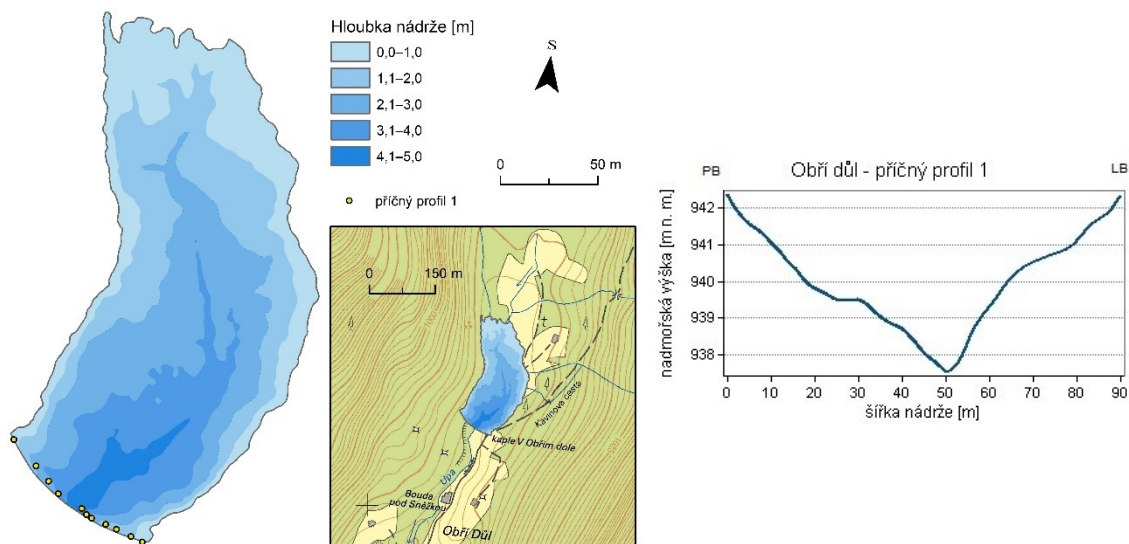
Stanovení základních kvantitativních charakteristik obou vybraných klauz tvořilo jednu ze stěžejních částí této práce. Základním datovým podkladem pro výpočet objemu klauz byl DMR 5G, s úplnou střední chybou výšky 0,3 m v zalesněném terénu, z něhož byla v ArcMapu funkcí *Contour* vygenerována vrstva vrstevnic o intervalu 0,5 m. Tato vrstva byla zpřesněna naměřenými body v terénu. Měření probíhalo pomocí totální geodetické stanice Leica. Protože však prostor nádrží byl v obou případech poměrně zarostlý vegetací, zejména na lokalitě v Obřím dole, byly detailně vyměřeny především hráze obou klauz a prostor nádrže byl odvozen zejména z DMR 5G, v případě klauzy na Lysečinském potoce byl však podstatně zpřesněn sérií pěti příčných profilů. Naměřených bodů v Obřím dole bylo cca 50, na Lysečinském potoce cca 100. V místě původní hráze bylo koryto toku přehrazeno linií vrstvou a nad hrází byl označen zatopený prostor na základě upravené vrstvy vrstevnic. Takto označená část vrstvy vrstevnic byla spolu s naměřenými body převedena zpět na raster pomocí funkce *Topo to raster* a pomocí *Surface Volume* byl spočítán objem a plocha klauz. Tento postup byl opakován několikrát pro různé výšky hladiny v nádrži za účelem sestavení batygrafické křivky obou klauz.

Základní charakteristiky klauz jsou uvedené v tab. 5. Klauza v Obřím dole byla oproti ostatním krkonošským klauzám mírně specifická, protože se nacházela v širokém ledovcovém údolí, o čemž vypovídá i větší délka její hráze. Velká plocha nádrže umožňovala menší výšku hráze klauzy, která v současnosti činí něco okolo 5 m. Protože však údolí Obřího dolu pokrývají mocné říční náplavy a zároveň je pozůstatek hliněné hráze klauzy již více než čtyři století vystavený erozi, je jisté, že byla původní hráz klauzy mnohem vyšší, stejně tak měla klauza i větší objem.

Tab. 5: Základní charakteristiky potenciálních nádrží (zdroj dat: ČÚZK a, mapování v terénu).

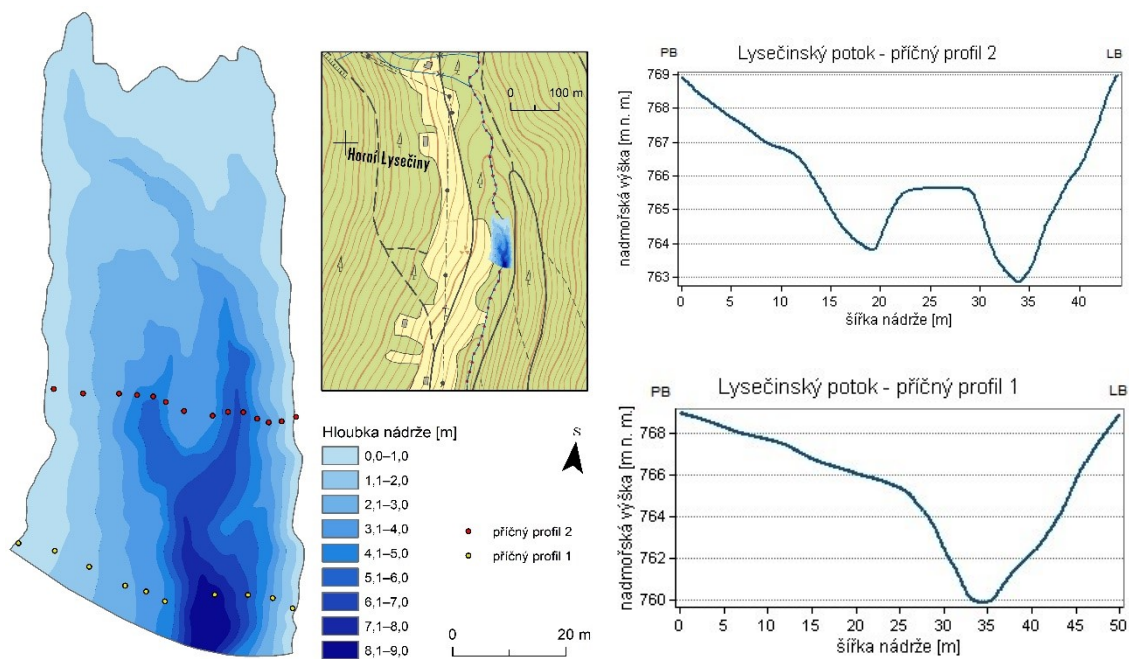
Klauza	Objem [m ³]	Plocha [m ²]	Pata hráze [m n. m.]	Koruna hráze [m n. m.]	Výška hráze [m]	Délka hráze [m]
Obří důl	48 167	24 668	937,5	942,5	5	93,6
Lysečinský p.	10 975	4 592	760,0	769,0	9	54,5

Dochované pozůstatky hráze klauzy na obou březích Úpy mají jasný mírně obloukovitý půdorys, který byl v této práci zachován (obr. 21). Obdobně byl tento tvar zachován i u klauzy na Lysečinském potoce.



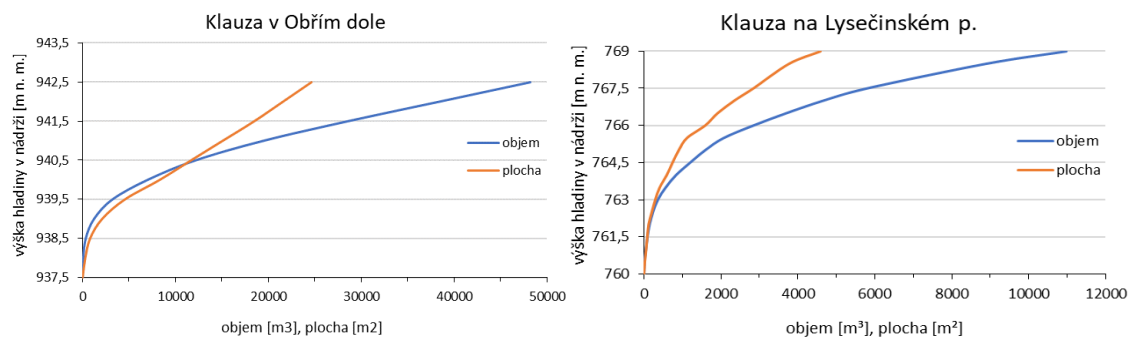
Obr. 21: Batymetrická mapa a příčný profil potenciální nádrže na místě původní klauzy na Úpě v Obřím dole (zdroj dat: ČÚZK a, c, mapování v terénu). Pozn: PB = pravý břeh, LB = levý břeh.

Klauza na Lysečinském potoce byla postavená v sevřeném říčním údolí, hráz proto musela být vystavěna především do výšky. Současný objem klauzy je téměř pětinnový ve srovnání s klauzou v Obřím dole. I zde byl však původní objem klauzy větší než vypočítaný, neboť v méně svažitém prostoru nádrže se během let postupně usazoval říční materiál, až se v nádrži vytvořil malý ostrůvek a došlo k vytvoření slepého ramene toku (obr. 22). Ostrůvek v současnosti poměrně výrazně snižuje celkový objem klauzy, proto je zapotřebí se na vypočítaný objem nádrže v Horních Lysečínách (i v Obřím dole) dívat jako na minimální možný. Stanovení původních objemů nádrží může být jedním z možných témat k dalšímu výzkumu.



Obr. 22: Batymetrická mapa a vybrané příčné profily potenciální nádrže na místě původní klauzy na Lysečinském potoce (zdroj dat: ČÚZK a, c, mapování v terénu). Pozn: PB = pravý břeh, LB = levý břeh.

Pro potřeby modelování bylo nutné znát změnu zásobního prostoru nádrže s rostoucí výškou hladiny. Pro obě lokality byly proto vytvořeny batygrafické křivky (obr. 23) znázorňující příslušný objem a plochu nádrže pro zvolené hladiny.

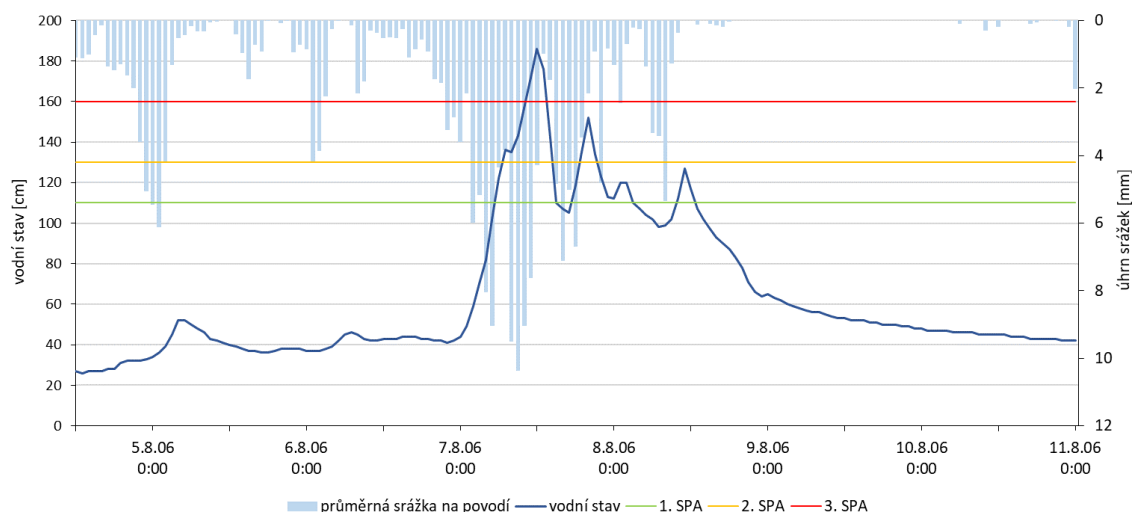


Obr. 23: Batygrafické křivky klauz (zdroj dat: ČÚZK a, mapování v terénu).

7.3 Vybrané povodňové události a epizody hydrologického sucha

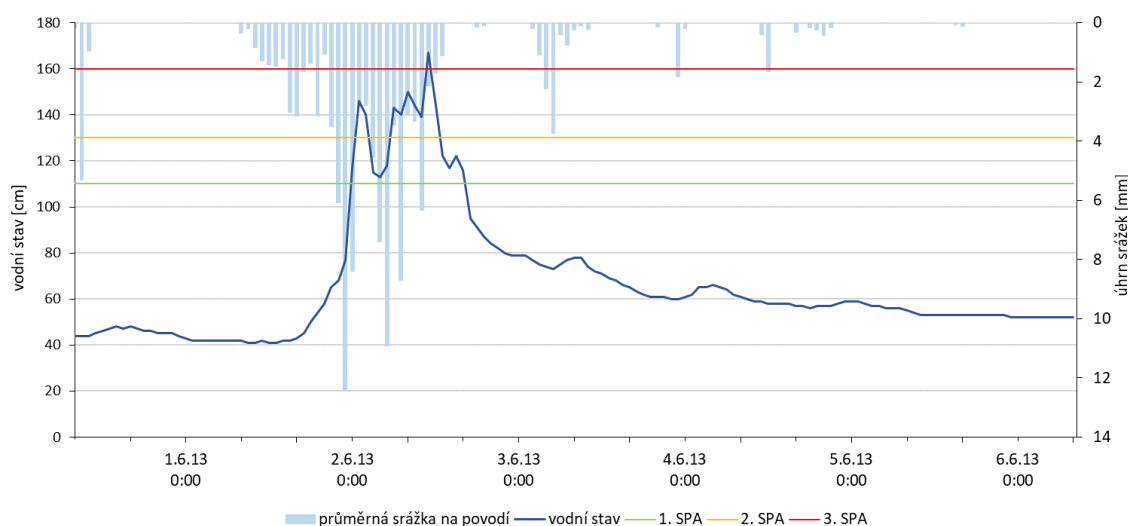
Jako modelované povodňové události byly vybrány letní povodně z let 2006 a 2013. Epizody byly zvoleny tak, aby postihly povodí klauzy v Obřím dole i na Lysečinském potoce a v profilu Horní Maršov na Úpě byl překročen alespoň 2. SPA (stav pohotovosti), který odpovídá 130 cm. Rovněž byly voleny s ohledem na dostupnost a kvalitu hydrologických a meteorologických dat. Kombinované odhady srážek MERGE (viz kap. 7.5.2) byly dostupné cca od roku 2003, starší povodňové události proto nebyly uvažovány. Z takto zúženého výběru byly vybrány dvě poslední velké povodně.

Povodeň v roce 2006 v povodí horní Úpy byla způsobena vydatnými trvalými srážkami ve dnech 4.–8. 8. Počasí ovlivňovala tlaková níže postupující jihovýchodně z oblasti Severního moře přes Polsko na Ukrajinu. Po zadní straně této níže proudil vlhký vzduch od severozápadu (Povodí Labe 2006). Denní úhrny srážek za toto období jsou pro povodí horní Úpy uvedeny v příloze 3. Nejvyšší denní úhrny byly v povodí naměřené 7. 8., kdy v částech Slezského a Českého hřbetu spadlo okolo 200 mm srážek. Na základě hodinových dat Úpa v Horním Maršově kulminovala 7. 8. cca ve 12:00 při Q₅₋₁₀ (v 15minutovém kroku dat se jedná o kulminaci 7. 8. v 11:30 na úrovni 197 cm). Během tří dnů se tak průtok Úpy zvedl z úrovně hydrologického sucha téměř až na úroveň 10leté vody (obr. 24).



Obr. 24: Průměrný úhrn srážek na povodí a povodňová vlna v profilu Horní Maršov ve dnech 4.–11. 8. 2006 (zdroj dat: ČHMÚ b, c).

V roce 2013 se v Krkonoších jednalo o povodeň z přívalových srážek, která byla důsledkem výrazné bouřkové činnosti, kdy bouřky opakovaně postupovaly v pásmu přes stejné území. Důvodem tohoto opakovaného výskytu bouřek na stejném místě byla blízkost středu ustálené tlakové níže nad Polskem (Sandev a kol. 2014). Největší úhrny srážek byly zaznamenány v noci z 1. na 2. 6. a v druhé vlně 2. 6. v ranních hodinách v pásmu od Lysečin, Alberic po Horní Maršov a dále až po Černou horu (příloha 4). Místy v tomto pásmu dosahovaly úhrny srážek za 24 hodin okolo 130 mm. Důsledkem těchto velmi intenzivních srážek byly rychlé vzestupy hladin vodních toků. I když celkový úhrn srážek byl menší než při povodni v roce 2006, vzhledem k přívalovému charakteru a větší nasycenosti povodí na počátku události, vystoupala hladina Úpy v Horním Maršově znovu až na úroveň 3.SPA (obr. 25). Hladina kulminovala 2. 6. v 11:00 na úrovni 169 cm při Q₂₋₅. Kritičtější byla situace zejména na Lysečinském potoce a na tocích pramenících na Černé hoře, které se výrazně rozlily ze svých koryt.

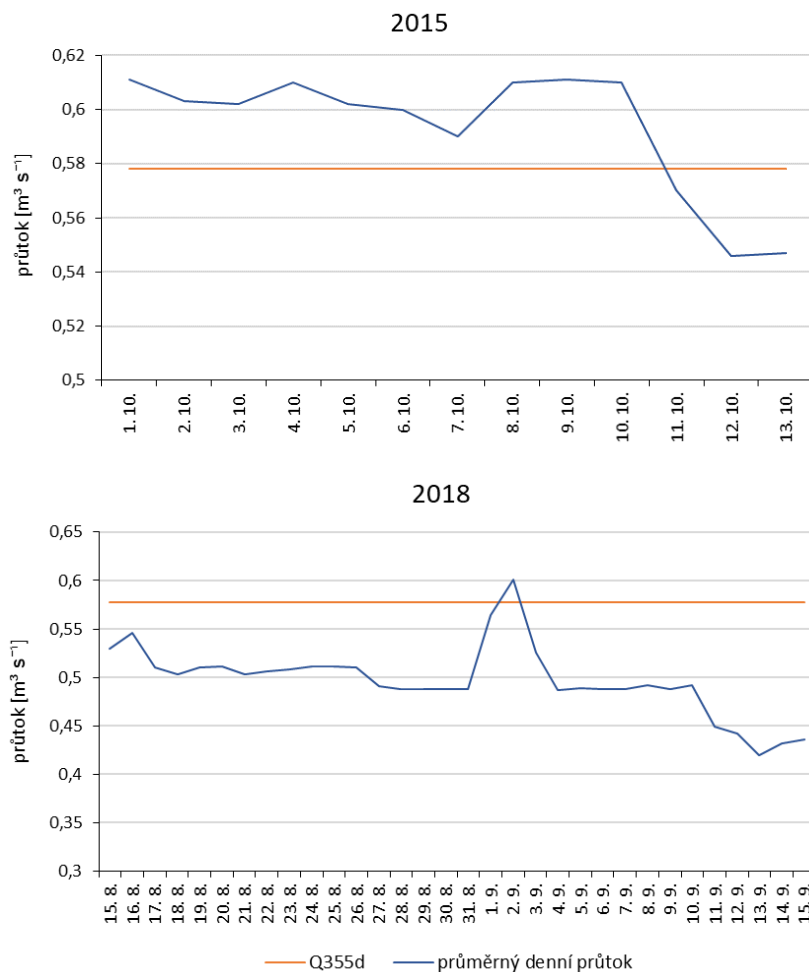


Obr. 25: Průměrný úhrn srážek na povodí a povodňová vlna v Horním Maršově ve dnech 31. 5. – 6. 6. 2013 (zdroj dat: ČHMÚ b, c).

Pro vyhodnocení vlivu klauz na nadlepšení průtoků byla vybrána období ze dvou hydrologicky nejsušších roků (2015 a 2018) posledních let. I když byl rok 2015 výrazně teplotně nadprůměrný, provázený vysokým výparem z krajiny a jarní i letní měsíce byly navíc výrazně srážkově podprůměrné (Čekal a kol. 2016), nástup hydrologického sucha byl pozvolný a průměrné denní průtoky poklesly pod hranici hydrologického sucha v povodí horní Úpy až během měsíce října, kdy se sucho začalo projevovat i v podzemních vodách. Rok 2018 pak byl již pátým suchým rokem v řadě, což spolu

s extrémně vysokými měsíčními teplotami vzduchu a výrazně podnormálními úhrny srážek vedlo tentokrát k rychlému rozvoji hydrologického sucha i v horských oblastech. V Horní Maršově bylo v roce 2018 zaznamenáno celkem 70 dní s průtoky pod hranicí sucha Q_{355d} v období od srpna do října.

Pro modelování odtoku během suchých epizod bylo vybráno období v první polovině října 2015 a období od poloviny srpna do poloviny září 2018 (obr. 26). V první polovině října 2015 byly v profilu Horní Maršov zaznamenány tři dny s průtokem pod hranicí sucha (11.–13. 10.). V dalších dnech (14.–16. 10.) bylo toto suché období přerušeno srážkami, kdy spadlo v průměru cca 60 mm srážek na povodí Úpy po profil v Horním Maršově, což se projevilo přechodným mírným navýšením průtoku na Úpě. Pod hranici sucha se ovšem průtoky znovu na chvíli vrátily ve třetí dekádě měsíce. V roce 2018 bylo vybráno delší období 32 dnů, během nichž se (až na výjimku dne 2. 9.) nacházely denní průtoky na Úpě v Horním Maršově výrazně pod hranicí hydrologického sucha.



Obr. 26: Průměrné denní průtoky na Úpě v profilu Horní Maršov v období 1.–13. 10. 2015 a 15. 8. – 15. 9. 2018 (zdroj dat: ČHMÚ b).

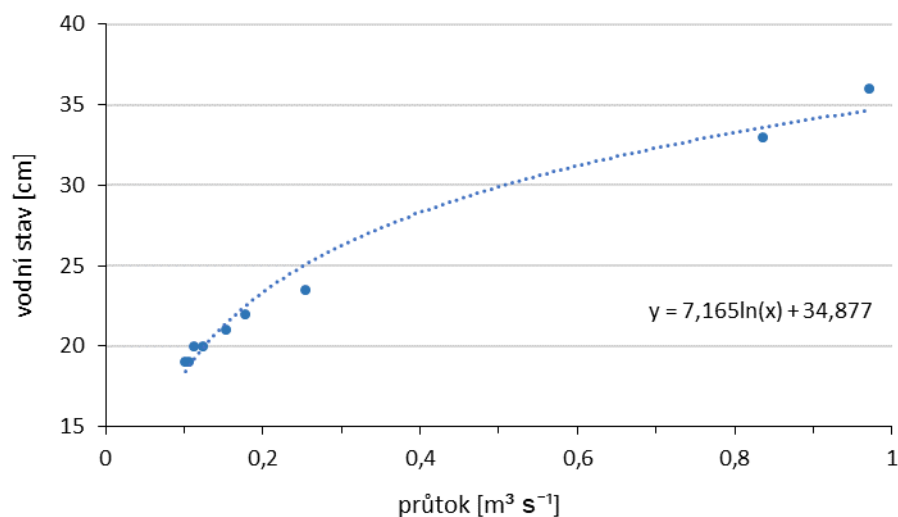
7.4 Hydrologická data a odvození průtoků pro Lysečinský potok

Pro účely posouzení vlivu klauz na odtok byla od ČHMÚ poskytnutá data hodinových a denních průtoků pro vybrané epizody pro profil v Horním Maršově a Horním Starém Městě na Úpě. Protože však Lysečinský potok ústí do Úpy asi 150 m pod profilem ČHMÚ v Horním Maršově a další profil na Úpě se nachází až v Horním Starém Městě v Trutnově, bylo původním záměrem vytvořit vlastní operativní profil v místě soutoku potoka s Úpou, který by vznikl pro epizody sucha jako suma denních průtoků na Úpě v profilu Horní Maršov a odvozených průtoků na Lysečinském potoce v profilu Horní Maršov – mostek (u vybraných povodňových událostí tento profil ještě nebyl založen) podle sestavené konsumpční křivky, která udává vztah mezi vodním stavem a odpovídajícím průtokem.

Profil Horní Maršov – mostek (příloha 5) se nachází na Lysečinském potoce cca 300 m nad soutokem s Úpou a od roku 2014 je zde umístěn hladinoměr, který je ve vlastnictví obce Horní Maršov. Data zaznamenaných vodních stavů v desetiminutovém kroku od září 2014 byla poskytnutá Ing. Miroslavem Tesařem, CSc. za souhlasu obce Horní Maršov. Protože jsou však v tomto profilu špatně změřené minimální vodní stavy, kdy údaj o výšce hladiny z hladinoměru neodpovídá z důvodu zanesení koryta říčními nánosy vodočetné lati a skutečnosti, byla poskytnuta pro vyhodnocení průtoků na Lysečinském potoce i data vodních stavů z hladinoměru umístěného v hořejší části povodí nad soutokem s Alberickým potokem v Horních Lysečínách, jejímž vlastníkem je v tomto případě přímo pan Tesař. Stanice je v provozu od konce roku 2013. V místech obou profilů následně probíhalo při různých vodních stavech měření průtoků (rychlosti proudění vody) za účelem následné konstrukce měrné křivky průtoků (MKP). Terénní měření byla prováděna hydrometrováním, pomocí FlowTrackeru nebo s využitím stopovače, kterým byla kuchyňská sůl. Nejčastěji používanou metodou byla hydrometrická vrtule, která měří bodové rychlosti proudění vody ve zvolených svislicích ve vybraném příčném profilu. Výsledný průtok vznikne jako součet dílčích průtoků, které se vypočítají vždy jako součin průměrné svislicové rychlosti a průtočné plochy svislicového úseku koryta. FlowTracker pak funguje na principu Dopplerova posunu zvukového signálu. Obdobně jako u hydrometrické vrtule se měří bodové rychlosti ve svislici, nicméně průtok je vyhodnocen automaticky samotným přístrojem po ukončeném měření. Pro horské bystřiny s turbulentním

prouděním, jejichž charakter má převážně i horní profil na Lysečinském potoce, je vhodné použití stopovače. Do vodního toku je injektováno určité množství stopovače (v tomto případě NaCl) a průtok se vypočítá jako množství vody za jednotku času, které je potřeba pro naředění koncentrace injektovaného stopovače na předem stanovenou úroveň. V průběhu měření v terénu bylo však zjištěno, že ani data o naměřených vodních stavech z horní stanice na Lysečinském potoce nejsou spolehlivá, neboť podzimní a zimní naměřená minima zdaleka neodpovídají skutečnosti. Z důvodu nepřesně měřených nízkých stavů na obou stanicích tedy nemohla být MKP kvalitně zkonstruována a použita pro modelované epizody sucha.

Přibližná MKP pro dolní stanici na Lysečinském potoce pro nižší vodní stavy je z naměřených průtoků uvedena na obr. 27. Nejmenší hodnota, kterou hladinoměr v tomto profilu ukazuje, je 21 cm. Nižší vodní stavy byly určeny podle vodočetné lati. Vzhledem k suchému období, ve kterém se nacházíme, se vodní stav v tomto profilu pohyboval v letech 2019 i 2020 převážně do úrovně 24 cm, podle zkonstruované MKP a poskytnutých hodnot M-denních průtoků od ČHMÚ se jedná o průtok přibližně na úrovni Q_{300d} a menší. Dva zaznamenané vyšší vodní stavy se podařilo naměřit po tání sněhu a dešťových srážkách v zimním období.



Obr. 27: Přibližná konsumpční křivka pro nižší vodní stavy pro profil Horní Maršov – mostek na Lysečinském potoce.

Hodnoty denních průtoků pro dolní profil na Lysečinském potoce pro modelované suché epizody a hodnota počátečního průtoků vstupujícího do modelu pro povodňové epizody byly odvozeny z teoretických údajů Q_a , Q_{300d} a Q_{30d} za období 1981–2010

pro profily Horní Staré Město, Horní Maršov a Horní Maršov – mostek, které poskytlo ČHMÚ. Pro vybrané dny byly z naměřených denních průtoků na Úpě v profilu Horní Staré Město vypočteny přes poměrný koeficient k teoretické denní průtoky v Horním Maršově. Pokud v Horním Starém Městě daný den platilo, že $Q_{30d} > Q_d > Q_{300d}$, bylo k stanoveno jako podíl dlouhodobého ročního průtoku Q_a v Horním Maršově a Q_a v Horním Starém Městě. Pro $Q_d \leq Q_{300d}$ se k vypočítalo jako podíl Q_{300d} pro Horní Maršov a Q_{300d} pro Horní Staré Město. Pro $Q_d \geq Q_{30d}$ bylo k určeno jako podíl Q_{30d} pro oba profily. V dalším kroku byl vypočítán teoretický Q_d mezipovodí jako rozdíl naměřeného Q_d v Horním Starém Městě a teoreticky vypočítaného Q_d v Horním Maršově. Následně byl přes poměrný koeficient (mezi mezipovodím a profilem Horní Maršov – mostek na Lysečinském potoce podle poměru Q_a , Q_{300d} nebo Q_{30d} určeném na začátku výpočtu) dopočítán z teoreticky vypočítaného mezipovodí teoretický Q_d na Lysečinském potoce. Výsledný Q_d Lysečinského potoka byl přičten k naměřenému Q_d v Horním Maršově na Úpě a vznikla tak řada denních průtoků ve vytvořeném závěrovém profilu povodí pro vybrané epizody sucha. Obdobný postup (pro hodinovou hodnotu Q) byl použit pro stanovení počátečního průtoky v závěrovém profilu povodí při povodňových událostech.

7.5 Příprava vstupních dat pro modelovou simulaci

Tato kapitola se věnuje vstupním datům do modelu, jejich původu, tvorbě, metodám výpočtu potřebných parametrů pro jednotlivé komponenty modelu a následné kalibraci a validaci modelu na vybraných epizodách sucha a povodňových událostech.

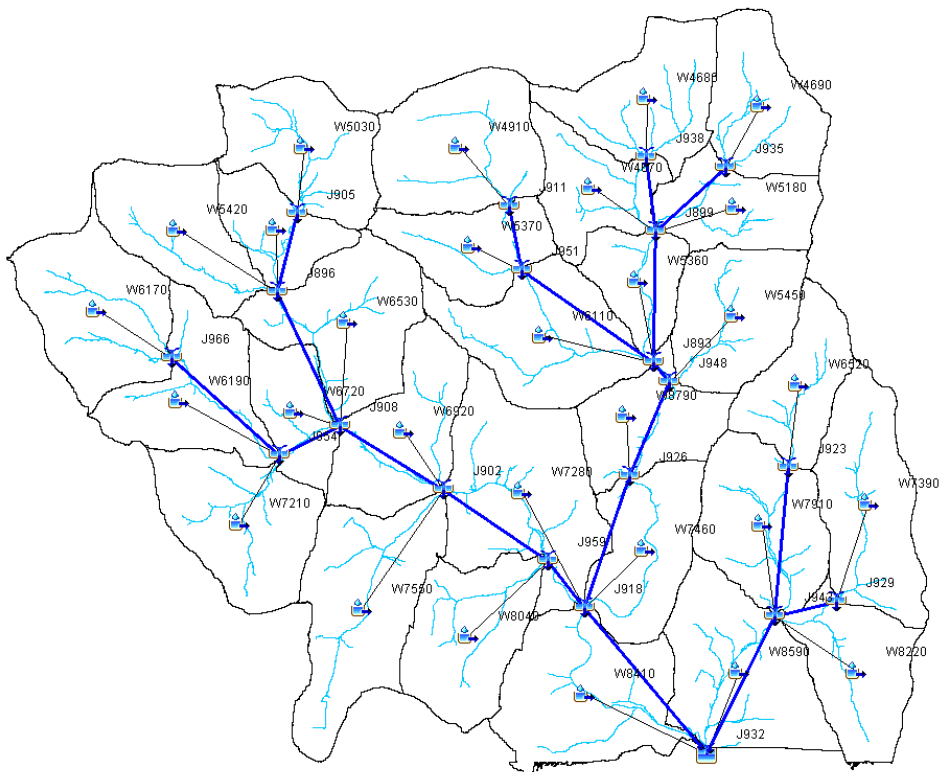
7.5.1 Vytvoření dílčích povodí a projektu pro HEC-HMS

Pro účely modelové simulace je nutné nejdříve zájmové povodí rozčlenit na jednotlivá dílčí povodí, za která se budou počítat průměrné srážky na povodí či evapotranspirace. Tento tzv. preprocessing dat probíhal v programu ArcGIS, kde byly odvozeny potřebné fyzickogeografické charakteristiky povodí a proběhla schematizace hydrologických prvků v povodí na hydrologické elementy, se kterými HEC-HMS pracuje. K tomu bylo zapotřebí si nainstalovat dvě extenze ArcGIS – Arc Hydro Tools a Hec-GeoHMS.

Základem všech následujících analýz, včetně vytvoření jednotlivých dílčích povodí, byl Digitální model reliéfu 5. generace a využití nástrojů v toolboxu Arc Hydro tools. Nejdříve byly pomocí nástroje *Fill sinks* odstraněny v digitálním modelu reliéfu možné bezodtoké deprese, aby voda odtékala v rámci povodí k danému závěrovému profilu. Následně byly pomocí funkce *Flow Direction* zjištěny směry odtoku vody v povodí z každého pixelu tak, aby voda tekla vždy směrem k sousednímu pixelu s nejnižší nadmořskou výškou. Následoval nástroj *Flow Accumulation*, kterým vznikl rastr akumulace odtoku s hodnotami pro každou buňku vypočítanými jako počet buněk rastru, ze kterých voda do dané buňky přitéká (ESRI 2011). Dalším krokem bylo vytvoření gridové vrstvy vodního toku z rastru akumulace odtoku nástrojem *Stream Definition*. Zde je potřeba nastavit prahovou hodnotu, buňky s hodnotami většími, než je tato prahová hodnota, jsou klasifikovány v gridu jako 1, tedy jako vodní tok. Na volbě prahové hodnoty závisí i následný počet definovaných dílčích povodí, kdy větší prahová hodnota znamená menší počet jednotlivých povodí. Následně bylo třeba použít funkci *Stream Segmentation*, která přiřazuje daným tokům specifický identifikátor a rozčleňuje toky na jednotlivé homogenní úseky (ESRI 2011). Pomocí nástroje *Catchment Grid Delineation* byl pak následně vygenerován grid dílčích povodí. Ten byl pomocí nástroje *Catchment polygon processing* převeden na vektorovou vrstvu. Obdobně byla gridová vrstva toků převedena na vektorovou nástrojem *Drainage Line Processing*. Dalším krokem bylo vytvoření závěrových profilů u jednotlivých dílčích povodí (pozdějších junction v modelu) nástrojem *Drainage Point Processing* a funkcí *Batch Point Generation* byl stanoven závěrový profil celého povodí. Na základě takto stanoveného závěrového profilu byla pak nástrojem *Batch Watershed Delineation* vygenerována polygonová vrstva reprezentující zájmové povodí.

Následující úpravy probíhaly převážně v toolboxu Hec-GeoHMS. Přes záložku *Start Project* byl založen nový soubor se vstupními daty pro model, obsahující vypočtené fyzickogeografické charakteristiky povodí, které byly vytvořené pomocí nástrojů z Arc Hydro Tools. Pomocí nástroje *Add Project Points* byl určen závěrový profil povodí pro model a položkou *Generate Project* došlo k vytvoření projektu s daty, které vstoupí do modelu. Následně lze nástroji pod záložkou *Basin Processing* upravit výslednou podobu dílčích povodí, např. sloučit či rozdělit jednotlivá povodí. V této práci byla zvolena velikost dílčích povodí do 5,5 km², průměrná rozloha se pohybuje okolo 3,5 km². Dále byly použity nástroje ze záložky *Characteristics* pro výpočet délky (*River Length*) a sklonu (*River Slope*) vodních toků a pro určení středových bodů (*Basin Centroid*)

dílčích povodí. Následně bylo zapotřebí jednotlivým říčním úsekům a dílčím povodí přiřadit označení vyžadovaná modelem. K tomu slouží nástroje *River Auto Name* a *Basin Auto Name*. Ke schematizaci povodí do podoby, kterou vyžaduje HEC-HMS, slouží záložka *HMS*. Pomocí *Map to HMS Units* jsou nastaveny jednotky připraveného projektu v soustavě SI nebo v anglických jednotkách, kontrola připravených dat pro export do modelu probíhá přes *Check Data*, schematizace povodí do vyžadované struktury přes *HMS Schematic*, souřadnice takto schematizovanému povodí jsou přiděleny pomocí *Add Coordinates*, následně probíhá příprava dat pro export do modelu (*Prepare Data for Model Export*). Mapový podklad je vytvořen nástrojem *Background Shape File*, informace o jednotlivých hydrologických elementech a jejich konektivitě, které vstupují do modelu povodí, jsou vytvořeny nástrojem *Basin Model File*, a konečně je vytvořen i meteorologický model přes *Met Model File – Specified Hyetograph*. Tato metoda je použita v případě, že celé dílčí povodí reprezentují srážková data jedné stanice (nebo průměrné srážky na povodí). Takto vytvořené vstupní podklady byly nakonec exportovány do modelu přes *Create HEC-HMS Project*. Finální schéma povodí v modelu zobrazuje obr. 28.



Obr. 28: Schéma povodí horní Úpy po vytvoření závěrový profil v Horním Maršově v modelu HEC-HMS.

7.5.2 Zpracování srážkových dat a výpočet jejich plošné distribuce

Z hlediska modelování povodňových epizod jsou srážky jedním z nejdůležitějších vstupů do modelu, proto bylo zapotřebí zvolit vhodnou metodu pro výpočet jejich plošné distribuce. ČHMÚ poskytlo pro tuto práci hodinové úhrny srážek ze srážkoměrných stanic v povodí horní Úpy a jejího blízkého okolí pro vybrané epizody, ovšem vzhledem k řídké síti srážkoměrných stanic v této oblasti (zejména v roce 2006) a nedostupnosti dat ze srážkoměrných stanic na území Polska, nebyla dostatečně kvalitní interpolace možná. V roce 2013 se navíc jednalo ve východních Krkonoších o přívalovou povodeň, u které bylo plošné rozložení srážkových úhrnů v rámci povodí značně proměnlivé, a bylo tedy zapotřebí zvolit jinou metodu. Nakonec byla zvolena metoda kombinovaných odhadů srážek MERGE, jejichž první verze byla v ČHMÚ uvedena do provozu v roce 2003 (Šálek, Novák, Seo 2004) a v roce 2009 prošla následně výraznou modernizací (Novák, Kyznarová 2016). MERGE kombinují data ze staničních srážkoměrných měření a data z meteorologických radarů. Staniční měření disponují větší bodovou přesností, naopak meteorologické radary poskytují kvalitnější obraz o prostorové variabilitě srážek. Do roku 2012 se jednalo pouze o data z radarů Brdy a Skalka, od roku 2013 se však radarové odhady srážek počítají i z radarů na území Polska, Slovenska a Německa, čímž došlo k výraznému zpřesnění (Novák, Kyznarová 2013). Od roku 2014 se pak v operativním provozu v ČHMÚ využívá modernizovaný systém kombinovaného odhadu srážek, tzv. MERGE2, který funguje na stejném způsobu výpočtu finální srážky z dat srážkoměrných stanic a radarových odhadů jako předchozí verze MERGE, jen je flexibilnější a rychlejší, umožňuje aktualizovat výpočet odhadů srážek každých 10 minut nebo začlenit radarová data z okolních států (Novák, Kyznarová 2016). Principem metody MERGE je stanovení adjustačního koeficientu jako poměru mezi naměřenými bodovými hodnotami ze srážkoměrů a odpovídajícími bodovými hodnotami z radarových odhadů srážek. Následně je radarový odhad srážek vynásoben daným adjustovaným koeficientem, čímž se získá adjustovaný odhad srážek, který je spolu s daty ze srážkoměrných stanic využit k výpočtu kombinovaného odhadu srážek. Ten se v ČHMÚ provádí pomocí krigingu s externím driftem (Novák, Kyznarová 2016).

Pro účely této práce byly od ČHMÚ poskytnuty MERGE ve formátu .asc v hodinovém kroku pro vybrané povodňové události a v denním kroku pro vybrané epizody sucha, s rozlišením buňky rastru 1x1 km. Vzhledem k velikosti dílčích povodí

a velikosti pixelu pak byly hodinové/denní srážky v programu ArcGIS vztaženy ke geometrickému středu dílčích povodí (centroidu) pomocí funkce *Extract Values to Points*. V programu Excel byly následně pro každou epizodu vytvořeny časové řady srážkových úhrnů v hodinovém či denním kroku pro jednotlivá dílčí povodí, které budou vstupovat do modelu.

7.5.3 Stanovení odtokové ztráty

Celkové srážky lze rozdělit na efektivní srážky, které se podílí na přímém odtoku, a na odtokovou ztrátu, která zahrnuje intercepci, evapotranspiraci, infiltraci či zadržení vody v mikrodepresích. Pro stanovení odtokové ztráty v modelu bylo využito metody SCS CN (Soil Conservation Service Curve Number), původně navržené pro výpočet přímého odtoku během přívalových srážek na malých zemědělsky využívaných povodích ve Spojených státech (Scharffenberg a kol. 2018). Vzhledem ke své jednoduchosti se jedná o celosvětově oblíbenou metodu, která se v mnoha odborných pracích využívá pro odvození velikosti přímého odtoku i v Česku. Nevýhodou této metody je zejména fakt, že nezohledňuje časové rozložení intenzity srážek, nevýhodou je i její vysoká citlivost na zvolené hodnoty CN (Smelík 2016; Vizina, Dzuráková a kol. 2018). Použití této metody je vhodné spíše u menších povodích do 10 km², ideálně pro volnou krajinu nebo řídké urbanizovaná území, pro epizodní simulace (Mishra, Suresh Babu, Singh 2007; Smelík 2016).

Do modelu HEC-HMS vstupují pro jednotlivá dílčí povodí tři parametry: hodnota CN křivky, počáteční ztráta a podíl nepropustných ploch. Podíl nepropustných ploch byl vzhledem k horskému charakteru území ve většině povodí ponechán na 0 %, pouze u dílčích povodí, která byla z velké části tvořena sídly (Pec pod Sněžkou, Velká Úpa, Horní malá Úpa, Horní Maršov) byl podíl nepropustných ploch stanoven na 3–4 %.

Hodnoty CN křivek jsou odvozeny na základě hydrologické skupiny půd, krajinného pokryvu a předchozích vlhkostních podmínek (Lal, Mishra, Pandey a kol. 2017). Metoda CN křivek je založena na vztahu:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P + S - I_a} ; \text{ pokud } P > I_a, \text{ jinak } Q = 0$$

kde Q je přímý odtok (mm), P je úhrn srážek (mm), I_a je počáteční ztráta (mm) a S je potenciální maximální retence půdy (mm). Potenciální maximální retenci lze následně vypočítat z hodnoty CN křivky pomocí rovnice:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254$$

kde S je potenciální maximální retence (mm) a CN je bezrozměrné číslo křivky (Mishra, Suresh Babu, Singh 2007). Součástí této metody je i odhad počáteční ztráty I_a , která představuje vodu zachycenou intercepčí a akumulovanou v mikrodepresích do okamžiku, než dojde k přímému odtoku (Šercl 2007b). Hodnota počáteční ztráty se odhaduje jako určitý podíl z hodnoty potenciální maximální retence, obvykle:

$$I_a = 0,2 \cdot S$$

Hodnota 0,2 byla stanovena na základě řady měření na malých povodích (Mishra, Suresh Babu, Singh 2007), koeficient však lze upravit kalibrací. Tato hodnota se bude mezi povodími lišit v závislosti např. na jejich půdních, geologických či vegetačních podmínkách.

Vypočítané nejnovější hodnoty CN křivek pro zájmové povodí byly poskytnuté Ing. Petrem Šerclm, Ph.D. z ČHMÚ. Výsledná hodnota CN křivky vzniká z dat krajinného pokryvu území (land cover) a z klasifikace území do hydrologických skupin půd (HSP). Pro každou kategorii krajinného pokryvu se stanoví výsledné hodnoty CN na základě přiřazené kategorie HSP, které jsou celkem čtyři: A, B, C, D (A má nejlepší schopnost infiltrace, D nejhorší). Při kategorizaci půd do HSP se při tvorbě CN křivek vycházelo z infiltračních schopností půd, retenční vodní kapacity a průměrné sklonitosti území odvozené z DMR. Hodnoty CN mohou teoreticky nabývat hodnot v rozmezí od 0 do 100, čím vyšší hodnota CN, tím méně vody se vsákne a tím větší je povrchový odtok. Metodiku odvození hodnot CN křivek využívaných v ČHMÚ podrobněji popisuje Šercl (2007b).

Výsledné hodnoty CN křivek (příloha 6) jsou počítány pro průměrné nasycení půdy (AMC_{II}) předchozími srážkami, které odpovídá retenční vodní kapacitě, a označují se jako hodnoty CN_{II} . Pro suché, nebo naopak pro vlhké období je zapotřebí hodnoty CN upravit. Hodnoty CN křivek pro období sucha (CN_I) a pro vlhké období (CN_{III}) lze vypočítat na základě vztahů (Sobhani 1975 cit. In Mishra, Suresh Babu, Singh 2007):

$$CN_I = \frac{CN_{II}}{2,334 - 0,01334 \cdot CN_{II}}$$

$$CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0,4036 + 0,005964 \cdot CN_{II}}$$

Předchozí vláhové podmínky (AMC, Antecedent Moisture Condition) pro jednotlivá dílčí povodí byly vypočítány na základě ukazatele předchozích srážek za 5 dní (tzv. API5 – Antecedent Precipitation Index). Někdy se používá i API30, který uvažuje srážky za předchozích 30 dní. API se vypočítá pomocí rovnice:

$$API_n = \sum_{i=1}^n C^i \cdot P_i \text{ [mm]}$$

kde n je celkový počet dní před výskytem příčinné srážky, i je pořadí dne počítaného nazpět ode dne, ke kterému je API určován, C je evapotranspirační konstanta, která má pro naše podmínky obvykle hodnotu 0,93 a P je denní úhrn srážek v i -tém dni před výskytem příčinné srážky v mm (Unucka a kol. 2010). Intervalové vymezení AMC_I (slabé nasycení půdy), AMC_{II} (průměrné nasycené půdy) a AMC_{III} (silné nasycení) bylo následně stanoveno dle Mishra, Suresh Babu, Singh (2007), kdy prahová hodnota mezi AMC_I a AMC_{II} byla nastavena na 35,56 mm a mezi AMC_{II} a AMC_{III} na 53,34 mm. U každé epizody byla tedy jednotlivá povodí zařazena na základě API do příslušné kategorie předchozích vláhových podmínek a podle toho byla vypočítána finální hodnota CN křivek jako průměr hodnot za celé dílčí povodí.

7.5.4 Transformace přímého odtoku

Transformace přímého odtoku určuje výslednou podobu povodňové vlny, tedy její nástup i velikost kulminačního průtoku. Pro stanovení přímého odtoku byla využita metoda Clarkova jednotkového hydrogramu, který je v modelu HEC-HMS nejčastěji využíván (Daňhelka a kol. 2003). Do modelu vstupují v případě Clarkova hydrogramu dva parametry: doba koncentrace (T_c) a retenční konstanta (R_c). Vzhledem ke zvolené metodě výpočtu odtokové ztráty pomocí SCS CN křivek, byl v této práci využit vzorec SCS (Soil Conservation Service), který k výpočtu doby koncentrace využívá doby prodlení (T_{LAG}). Doba prodlení je časový rozdíl v hodinách mezi výskytem maxima příčinné srážky a výskytem kulminačního průtoku v závěrovém profilu zájmového povodí (Daňhelka a kol. 2003). Vypočítá se dle vztahu:

$$T_{LAG} = \frac{L^{0,8}(S + 1)^{0,7}}{1900\sqrt{Y}} \text{ [hod]}$$

kde L je maximální délka toku v povodí ve stopách, S je potenciální maximální retence půdy v povodí (viz předchozí kapitola) v palcích a Y je průměrný sklon povodí v procentech (Šercl 2007a). Průměrný sklon dílčích povodí byl určen v programu ArcGIS pomocí funkcí *Slope* a *Zonal Statistics*. Maximální délka toku v povodí (délka údolnice) ve stopách byla zjištěna pomocí funkce *Longest Flow Path*. Doba koncentrace (T_c) je následně doba doběhu vody z hydraulicky nejvzdálenějšího místa povodí do závěrového profilu a vypočítá se jako:

$$T_c = 1,67 T_{LAG} \text{ [hod]}$$

Retenční konstanta (R_c) byla následně na základě Šercla (2007a) vypočítána ze vztahu:

$$R_c = A L^B S_{1085}^C \text{ [hod]}$$

kde L je maximální délka toku v povodí v mílech, S_{1085} je průměrný sklon povodí ve stopách na míle mezi 10 a 85 % maximální délky toku v povodí (zjištěný pomocí funkce *Longest Flow Path*) a A , B , C jsou parametry rovnice odvozené pro podmínky Česka na hodnoty: $A = 80$, $B = 0,342$, $C = -0,79$ (Šercl 2007a). Základní charakteristiky dílčích povodí jsou uvedeny v příloze 7. Přehled některých parametrů vstupujících do modelu pro povodňové epizody 2006 a 2013 obsahuje příloha 8. U událostí sucha byly použité stejné vstupní hodnoty CN a parametrů I_a a T_c jako u povodňové události v roce 2006.

7.5.5 Stanovení základního odtoku

Základní odtok se největší měrou podílí na celkovém odtoku v období sucha, kdy dotuje povrchové toky podzemní vodou. Základní odtok byl určen pomocí metody exponenciálního poklesu (metoda recese), která základní odtok separuje od odtoku hypodermického a povrchového. Jedná se o často využívanou metodu, která je založená na předpokladu, že na konci srážkové epizody průtok exponenciálně klesá (Scharffenberg a kol. 2018). Metoda je založená na vztahu:

$$Q_t = Q_0 \cdot k^t$$

kde Q_t ($m^3 s^{-1}$) je základní odtok v čase t , Q_0 ($m^3 s^{-1}$) je počáteční základní odtok a k je exponenciální poklesová konstanta (Feldman 2000).

Do modelu se zadávají následující parametry: počáteční odtok, poklesová konstanta a prahová hodnota. Hodnota počátečního odtoku pro každé dílčí povodí byla stanovena

jako součin hodnoty celkového počátečního odtoku na začátku simulace a poměru plochy dílčího povodí na celkové ploše povodí. Poklesová konstanta určuje rychlost poklesu, a tedy rozdíl mezi počátečním a koncovým průtokem ve vymezeném časovém úseku. Na základě manuálu byla konstanta nastavena na hodnotu 0,85 a dále upravována kalibrací. Prahová hodnota určuje okamžik, kdy dochází ke zvýšení podílu základního odtoku na poklesové větvi hydrogramu a v modelu ji lze nastavit jako konkrétní hodnotu průtoku nebo jako poměr ke kulminačnímu průtoku. Z obou metod byl vybrán poměr ke kulminačnímu průtoku, který byl na základě manuálu nastaven na hodnotu 0,1 (Feldman 2000) a dále upravován kalibrací.

7.5.6 Odhad parametrů modelu koryta

Pro pohyb vody říčním korytem byla využita metoda Lag, kdy je pro každý úsek toku vypočítána doba, o kterou je vzhledem k počátku úseku průtoková vlna na konci úseku opožděna. Metoda nepočítá nijak se změnou tvaru a oploštěním průtokové vlny, pouze s časovým posunem. Jedná se tedy o nejjednodušší metodu, která byla zvolena s ohledem na to, že údaje o parametrech jednotlivých úseků koryt nebyly změřeny v terénu a byly neznámé. Do modelu se zadává pouze parametr lag (zpoždění) v minutách, který byl předmětem kalibrace.

7.5.7 Výpočet potenciální evapotranspirace

U modelování povodňových epizod byla evapotranspirace zanedbána, neboť při těchto situacích nemá výrazný vliv na odtok v povodí. Zahrnout do výpočtu ji však bylo zapotřebí u epizod sucha, kdy se naopak předpokládá významný podíl evapotranspirace na celkové vodní bilanci v povodí.

Výpočet potenciální evapotranspirace v denním kroku probíhal mimo model v Excelu, do modelu byly importovány až výsledné vypočtené hodnoty. Pro výpočet byla zvolena teplotně a radiačně založená metoda dle Oudina a kol. (2005), která je relativně nenáročná na vstupní data a patří mezi nejjednodušší. Rovnice má tvar:

$$PE = \frac{R_e T_a + K_2}{\lambda \rho K_1} 1000, \quad \text{pokud } T_a + K_2 > 0, \text{ jinak } PE = 0$$

kde PE je potenciální evapotranspirace (mm), R_e je extraterestrická radiace ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), λ je latentní teplo výparu (MJ kg^{-1}), ρ je hustota vody (kg m^{-3}) a T_a je průměrná denní

teplota vzduchu (°C). K_1 a K_2 jsou konstanty, kde $K_1 = 100$ a $K_2 = 5$. Jako latentní teplo výparu byla uvažována průměrná hodnota $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ (Oudin a kol. 2005). Hustota vody je 1000 kg m^{-3} .

Protože se teplota, na rozdíl od srážek, nemění signifikantním způsobem v horizontálním měřítku, nýbrž ve vertikálním, musela být při výpočtu průměrné denní teploty vzduchu pro jednotlivá dílčí povodí zohledněna nadmořská výška těchto povodí. V programu ArcGIS tedy byla zjištěna nejdříve pomocí funkce *Zonal Statistics as Table* z DMR 5G průměrná nadmořská výška jednotlivých dílčích povodí. Průměrná denní teplota vzduchu pro jednotlivá subpovodí byla následně odvozena z naměřené průměrné teploty vzduchu ve stanici v Peci pod Sněžkou podle gradientu $0,6 \text{ °C}$ na 100 m výšky. Stanice v Peci pod Sněžkou se nachází ve výšce 816 m n. m. , tedy z dostupných meteorologických stanic měřících teplotu v povodí či v blízkém okolí (Luční bouda, Sněžka, Vrchlabí, Trutnov) výškově nejbližší průměrné výšce povodí, která činí 997 m n. m. Předpoklad byl, že odchylka vypočtených hodnot průměrné denní teploty z této stanice bude v nejvýše i nejnižší položených částech povodí nejmenší.

Výpočet extraterestrické radiace R_e proběhl dle rovnice:

$$R_e = \frac{86400}{\pi} G_{SC} d_r [\omega_s \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \omega_s]$$

kde G_{SC} ($\text{MJ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) je solární konstanta ($= 0,001367 \text{ MJ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), d_r je inverzní relativní vzdálenost Země od Slunce, ω_s (rad) je hodinový úhel západu Slunce, ϕ (rad) je zeměpisná šířka povodí a δ (rad) je deklinace Slunce (Beran, Horáček, Hanel 2011). Jako průměrná zeměpisná šířka povodí horní Úpy byla zvolena hodnota $0,885 \text{ rad}$ ($50,7^\circ$). Deklinace pro dané dny simulované epizody sucha v roce 2015 a 2018 byla zjištěna ve hvězdářských ročenkách 2015 a 2018 (Rozehnal a kol. 2014, Rozehnal a kol. 2017), hodnoty byly poté jen převedeny ze stupňů na radiány. Hodinový úhel západu Slunce ω_s byl vypočítán jako:

$$\omega_s = \arccos[-\tan \phi \tan \delta]$$

a inverzní relativní vzdálenost Země od Slunce d_r podle rovnice:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos \frac{2\pi J}{365}$$

kde J je pořadí dne v roce (Beran, Horáček, Hanel 2011). Vypočítané hodnoty potenciální evapotranspirace pro každý den u obou suchých epizod jsou uvedené v přílohách 9 a 10.

7.5.8 Výpočet evaporace z nádrží

Pro vybraná suchá období byl vypočítán výpar z volné hladiny u obou klauz, který se výrazně podílí na snižování zásob akumulované vody v nádrži. Evaporace byla přibližně stanovena na základě orientačních hodnot ročního výparu z volné hladiny pro jednotlivé nadmořské výšky podle ČSN 75 2410. Uvedené hodnoty ročního výparu musely být v Excelu extrapolovány pro chybějící vyšší nadmořskou výšku, aby bylo možné odečíst přibližnou hodnotu výparu i pro klauzu v Obřím dole, s nadmořskou výškou hladiny cca 941,5 m. Průměrný roční výpar pro klauzu v Horních Lysečínách byl stanoven na 651 mm, pro klauzu v Obřím dole na 618 mm.

Na základě procentuálního rozdělení výparu na jednotlivé měsíce v roce, které je uvedeno v ČSN 75 2410, byla dopočítána hodnota měsíčního výparu z hladiny pro obě klauzy (tab. 6), která byla následně zadána do modelu zahrnutím možnosti *Evaporation* u elementu nádrže v modelu. Celkový výpar z nádrže je následně v modelu počítán v zadaném časovém kroku výpočtu pro aktuální zatopenou plochu nádrže.

Tab. 6: Měsíční hodnoty výparu z volné hladiny pro klauzu v Obřím dole a na Lysečinském potoce.

Měsíc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Poměr ročního výparu [%]	2	2	4	6	11	14,5	18	17	11,5	7	4	3
Výpar z hladiny [mm] - Obří důl	12,4	12,4	24,7	37,1	68,0	89,6	111,2	105,1	71,1	43,3	24,7	18,5
Výpar z hladiny [mm] - Horní Lysečiny	13,0	13,0	26,0	39,1	71,6	94,4	117,2	110,7	74,9	45,6	26,0	19,5

7.5.9 Kalibrace a validace modelu

Kalibrace hydrologického modelu je proces hledání optimálních hodnot parametrů vstupujících do modelu tak, aby se výstupy modelu co nejvíce přibližovaly naměřeným hodnotám (Daňhelka a kol. 2003). Jedná se o časově zdlouhavou záležitost, kdy hledání optimálních hodnot parametrů probíhá do té doby, než je dosaženo požadované přesnosti simulace.

U povodňových událostí probíhala kalibrace modelu na epizodě z roku 2006. Byla kalibrována část povodí Úpy po závěrový profil v Horním Maršově, kde jsou k dispozici naměřené vodní stavy a k nim vypočtené hodnoty průtoků. Kalibrace u povodňových

epizod tedy probíhala bez povodí Lysečinského potoka, které bylo přidáno až do simulace nakalibrovaného modelu. Pro epizody sucha proběhla nová kalibrace modelu na období 2015. Obdobně jako u povodňových epizod, byl model kalibrován nejdříve na části povodí po profil na Úpě v Horním Maršově, nicméně následně byla kalibrace ověřena pro celé povodí horní Úpy ve vytvořeném závěrovém profilu na soutoku s Lysečinským potokem, kde hodnoty průměrných denních průtoků vznikly součtem denního průtoku na Úpě a teoreticky vypočítaného průtoku na dolní stanici na Lysečinském potoce, která se nachází nedaleko soutoku potoka s Úpou. Protože se jednalo o období s minimem srážek, předpoklad byl, že srážky nijak neovlivnily teoreticky vypočítané hodnoty průtoků v povodí Lysečinského potoka.

Model HEC-HMS umožňuje manuální i automatickou kalibraci parametrů. Základem byla kalibrace manuální, jejímž úkolem bylo snížit největší rozdíly mezi simulovaným a pozorovaným průtokem. Proběhla úprava hodnot CN křivek, počáteční ztráty, doby koncentrace a zejména poklesové konstanty. Poté bylo přistoupeno k automatické kalibraci přes záložku *Compute – Optimization Trial Manager*. Model HEC-HMS nabízí v rámci automatické kalibrace optimalizaci hodnot CN křivek a počáteční ztráty I_a pro všechna dílčí povodí. K této optimalizaci hodnot byla využita nabízená metoda *Univariate* s využitím objektivní funkce *Peak-Weighted RMSE* pro sblížení modelové simulace s naměřenými daty. Výsledkem metody *Univariate* je koeficient, kterým se vynásobí hodnoty CN, respektive hodnoty počáteční ztráty, u všech dílčích povodí. Dále proběhla optimalizace hodnot Lag pro každý úsek říčního toku pomocí metody *Simplex* a objektivní funkce *Peak-Weighted RMSE*.

Úspěšnost kalibrace (míra shody pozorovaného a simulovaného průtoku) se následně hodnotí podle tzv. objektivních kritérií. Žádné kritérium není univerzální, každé je zaměřeno na hodnocení určitého aspektu přesnosti simulace. Při modelování povodňové vlny je důležitý zejména čas a hodnota kulminace a při vyhodnocení vlivu nádrží i objem povodňové vlny. U suchých epizod je to zejména objem modelovaného odtoku v porovnání se skutečným objemem. Pro vyhodnocení přesnosti kalibrace byla u povodňových epizod zvolena tři objektivní kritéria: Nash-Sutcliffe (E), relativní chyba kulminace (MF) a relativní objemová chyba (VE). U epizod sucha byla hodnocena relativní objemová chyba.

Objektivní kritérium Nash-Sutcliffe nabývá hodnot od $-\infty$ do 1 (1 = úplná shoda), kde hodnoty nad 0,5 lze považovat za uspokojivou shodu. Nash-Sutcliffe se vypočítá dle vztahu:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_P - Q_{SIM})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_P - \overline{Q_P})^2}$$

kde Q_P je pozorovaný průtok ($m^3 s^{-1}$), Q_{SIM} je simulovaný průtok ($m^3 s^{-1}$) a $\overline{Q_P}$ je průměrný pozorovaný průtok ($m^3 s^{-1}$).

Relativní chyba kulminace se obvykle vyjadřuje v procentech a vypočítá se podle rovnice:

$$MF = \frac{\max Q_i^{SIM} - \max Q_i^P}{\max Q_i^P}$$

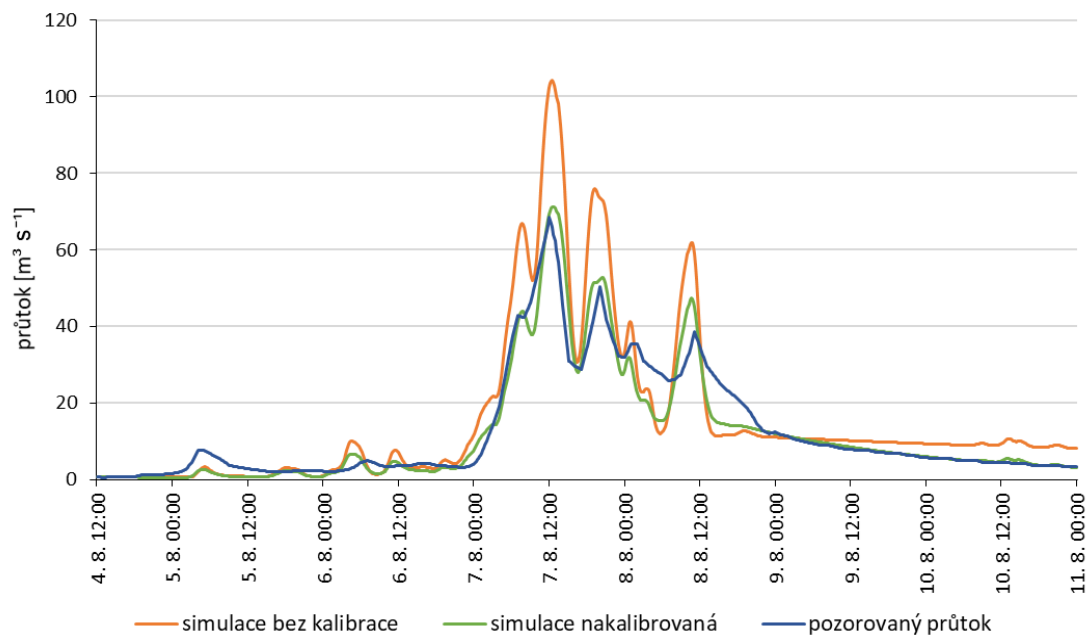
kde $\max Q_i^{SIM}$ je maximální simulovaný průtok ($m^3 s^{-1}$) a $\max Q_i^P$ je maximální pozorovaný průtok ($m^3 s^{-1}$). Kladné hodnoty MF značí nadhodnocení kulminace, záporné naopak podhodnocení kulminace. Čím více se hodnota blíží 0, tím je chyba menší.

V procentech se obvykle udává i relativní objemová chyba, která vyjadřuje rozdíl mezi objemem simulovaného a pozorovaného odtoku (povodňové vlny) za modelované období. Vypočítá se dle rovnice:

$$VE = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{SIM} - Q_i^P)}{\sum_{i=1}^n Q_i^P}$$

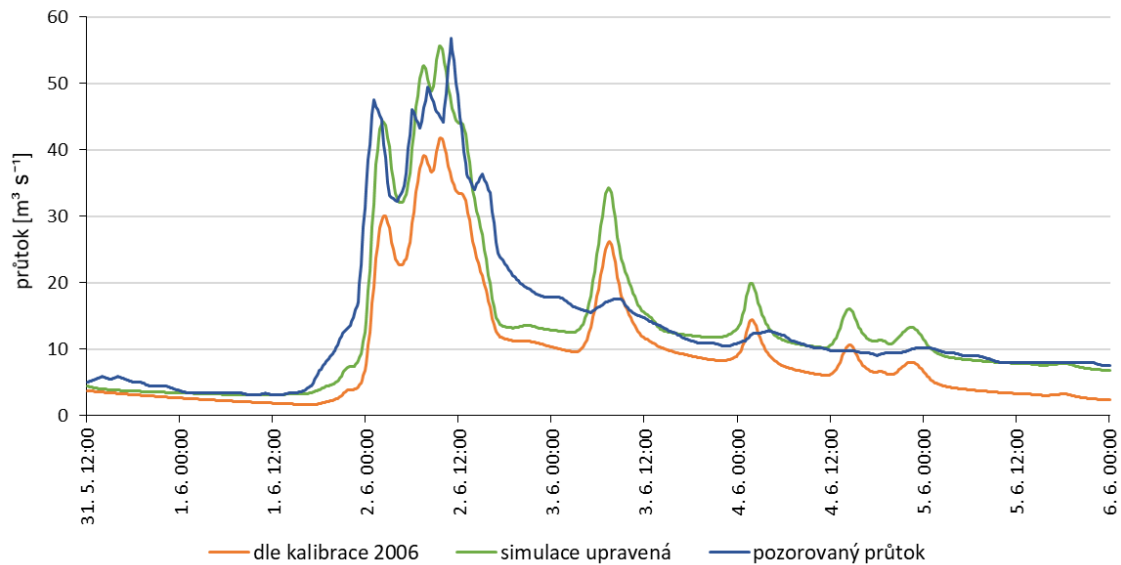
kde Q_i^{SIM} je simulovaný průtok ($m^3 s^{-1}$) a Q_i^P je pozorovaný průtok ($m^3 s^{-1}$). Kladná hodnota značí nadhodnocení objemu, záporná jeho podhodnocení. Čím více se hodnota blíží 0, tím je relativní chyba objemu menší.

U povodňové události v roce 2006 bylo při porovnání simulovaného a pozorovaného průtoku (obr. 29) patrné, že model výrazně nadhodnotil kulminaci povodňové vlny i objem odtoku. Manuální kalibrací byly proto sníženy hodnoty CN a upraveny hodnoty počáteční ztráty. Retenční konstanta byla dvojnásobně zvětšena. Dále byla upravena hodnota poklesové konstanty ze 0,85 na 0,5 a zvýšen poměr ke kulminačnímu průtoku na 0,2. Následně bylo přistoupeno k finální optimalizaci hodnot CN a I_a . Hodnoty CN křivek byly sníženy oproti původním hodnotám o 28 %, počáteční ztráta I_a zhruba o polovinu. V důsledku úpravy hodnot CN křivek bylo následně nutné zmenšit i dobu koncentrace, a odstranit tím fázový posun povodňové vlny. Automatickou kalibrací byly optimalizovány rovněž hodnoty Lag korytového modelu, ty však měly na podobu výsledné simulace jen nepatrný vliv.



Obr. 29: Pozorovaný a simulovaný průtok na Úpě v Horním Maršově ve dnech 4.–11. 8. 2006.

Validace modelu proběhla na povodňové události z roku 2013. Validací modelu se rozumí ověření nakalibrovaných hodnot vstupních parametrů na jiné srážko-odtokové události, než na které probíhala kalibrace. Ovšem vzhledem k jiným počátečním podmínkám, které panovaly před nástupem povodně v povodí, i charakteru povodně, bylo nutné vstupní parametry znovu mírně upravit. V roce 2013 se jednalo o přívalovou povodeň, která zasáhla povodí Úpy na samém začátku léta, kdy byl větší průtok na Úpě a povodí bylo mnohem více nasycené než v roce 2006, zejména v oblastech na severu a severozápadě (příloha 8). Skutečná odtoková odezva povodí tedy byla větší, než by odpovídalo situaci z roku 2006 (obr. 30). Všechny vstupní hodnoty CN byly proto na základě automatické optimalizace oproti roku 2006 cca o čtvrtinu zvětšeny. Zvětšena musela být následně i hodnota počáteční ztráty. Retenční konstanta i doba koncentrace zůstaly beze změny. Naopak bylo nutné upravit poklesovou konstantu, neboť vzhledem k předchozím lepším vláhovým podmínkám, nezaklesl průtok po přechodu povodňové vlny tak výrazně jako v roce 2006 a nevrátil se hned na počáteční hodnotu. Poklesová konstanta byla proto změněna na 0,75 a poměr ke kulminačnímu průtoky byl upraven na hodnotu 0,16.



Obr. 30: Pozorovaný a simulovaný průtok na Úpě v Horním Maršově ve dnech 31. 5. – 6. 6. 2013.

Výsledkem takto upravených parametrů byla hodnota objektivního kritéria Nash-Sutcliffe v desetiminutovém kroku modelové simulace rovna 0,912 u povodně v roce 2006 a 0,85 u povodně 2013 (tab. 7), což lze považovat za celkem dobrý výsledek.

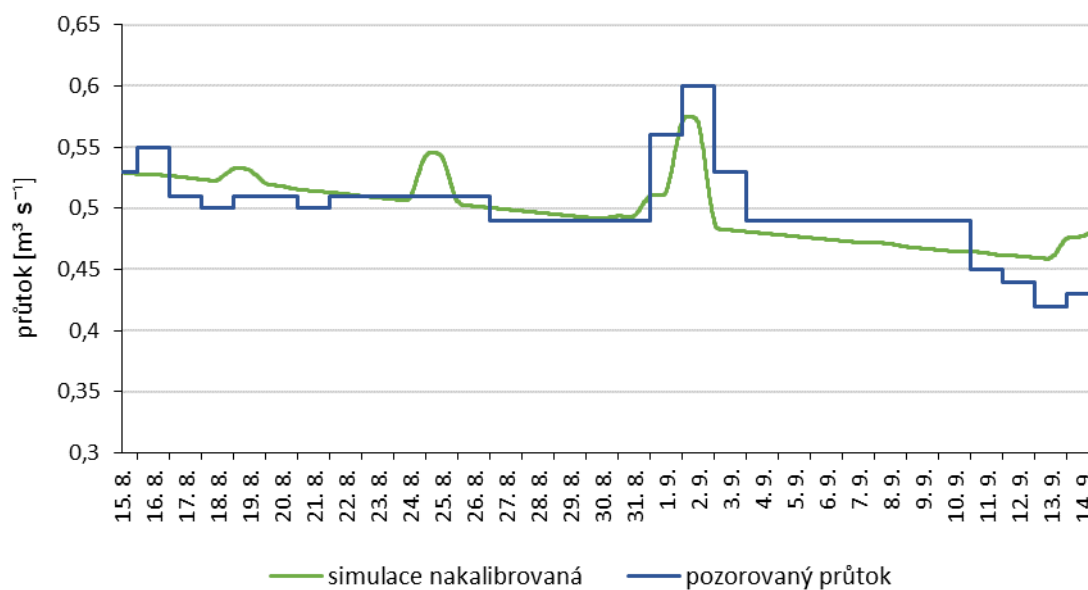
Tab. 7: Hodnoty objektivních kritérií pro modelované povodňové epizody v roce 2006 a 2013.

	Nash-Sutcliffe	MF [%]	VE [%]
4.–11. 8. 2006	0,912	4,05	-5,80
31. 5. – 6. 6. 2013	0,850	-2,10	-3,59

U obou epizod model mírně podhodnotil celkový objem povodňové vlny, v celkovém součtu výrazněji v roce 2006, což je patrné zejména v druhé polovině simulace. Kulminace simulace ($71,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) byla v roce 2006 mírně vyšší než kulminace pozorovaná ($68,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) a proběhla o 40 minut později. V roce 2013 byl podhodnocen objem celé povodňové vlny, a naopak byly odtokově nadhodnoceny drobnější úhrny srážek v dalších dnech. Výsledkem modelové simulace u povodně 2013 byla kulminace $55,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, avšak oproti realitě ($56,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) byla dosažena o 1 h a 20 minut dříve. Celkově dávala simulace u této epizody pomalejší nástup, ale naopak rychlejší pokles povodňové vlny.

Kalibrace na období sucha probíhala zvláště vzhledem k odlišnému charakteru povodňových epizod. Kalibrační událostí bylo suché období 2015, validace probíhala

na období 2018. Protože tentokrát byla meteorologická situace i stav povodí podobný, nakalibrované vstupní parametry se již na události v roce 2018 nemusely upravovat. Do modelu vstupovaly vypočítané hodnoty CN_I křivek, které již nebyly upravovány, rovněž se neměnily vypočítané hodnoty počáteční ztráty. Pouze bylo zapotřebí pro obě události výrazně zvýšit dobu koncentrace a upravit poklesovou konstantu, u které byla nastavena hodnota 0,995 pro velmi mírný pokles. Hodnoty Lag korytového modelu byly ponechány podle kalibrace povodňových epizod. Výslednou simulaci průtoku v profilu Horní Maršov u validační události 2018 zobrazuje obr. 31.



Obr. 31: Pozorovaný a simulovaný průtok na Úpě v Horním Maršově ve dnech 15. 8.–14. 9. 2018.

U obou suchých epizod se hodnotila především schopnost modelu správně simulovat objem celkového odtoku za dané období. K tomu bylo využito objektivní kritérium relativní chyby objemu, jejíž hodnota pro suchou epizodu 2015 byla 0,27 %, pro epizodu 2018 jen -0,04 %, tudíž byly obě simulace považovány za velmi uspokojivé.

7.5.10 Začlenění klauz do modelu

Nakalibrovaný model na jednotlivé epizody byl nejdříve rozšířen o povodí Lysečinského potoka, čímž vznikl nový závěrový profil, ve kterém byl vyhodnocován vliv klauz na odtok v povodí. Nejdříve musely být obě nádrže přidány do modelu povodí, a to pomocí nástroje *Reservoir Creation Tool* tak, aby byla zachována konektivita jednotlivých úseků a dílčích povodí. Jako metoda výpočtu průchodu vody klauzou byla zvolena možnost *Outflow Structures: Elevation-Storage*, v rámci které lze nastavit

výpočet disponibilního zásobního objemu klauzy podle sestrojených batygrafických křivek, které byly do modelu naimportovány přes záložku *Create Component – Paired Data*. Zvolená metoda byla *Elevation-Storage Functions*, která dává do vztahu hladinu vody v nádrži a příslušný objem klauzy.

Jako počáteční podmínka byla u povodňových epizod ponechána možnost *Inflow = Outflow*, kdy nebyla uvažována žádná specifická hladina původního nadržení klauzy, ale odvíjela se podle počátečního přítoku vody do nádrže. Dále byl u každé klauzy nastaven jeden bezpečnostní přeliv a zejména byly upravovány parametry a počty propustků, které byly pro výsledky simulace stěžejní. Nejmenší průměr výpusti je podle ČSN 75 2410 stanoven na 30 cm. Několika simulacemi bylo zjištěno, že nejlepších výsledků bylo u obou povodňových událostí dosaženo při průměru výpustí 40 cm v případě klauzy na Lysečinském potoce a při průměru 50 cm v případě klauzy v Obřím dole. Důležitý byl také počet a rozmístění propustků, které byly voleny tak, aby maximální hladina v nádrži nedosáhla až k úrovni bezpečnostního přelivu a koruny hráze, ale zároveň došlo k nejvýraznější transformaci povodňové vlny. U klauzy na Lysečinském potoce byl umístěn jeden propustek 4 m a dva propustky 6 m nad patou hráze. Pro klauzu v Obřím dole bylo nejlepší rozmístit jednu výpusť 1,5 m nad patou hráze, tři výpusti 2,5 m a tři výpusti 3,5 m nad patou hráze.

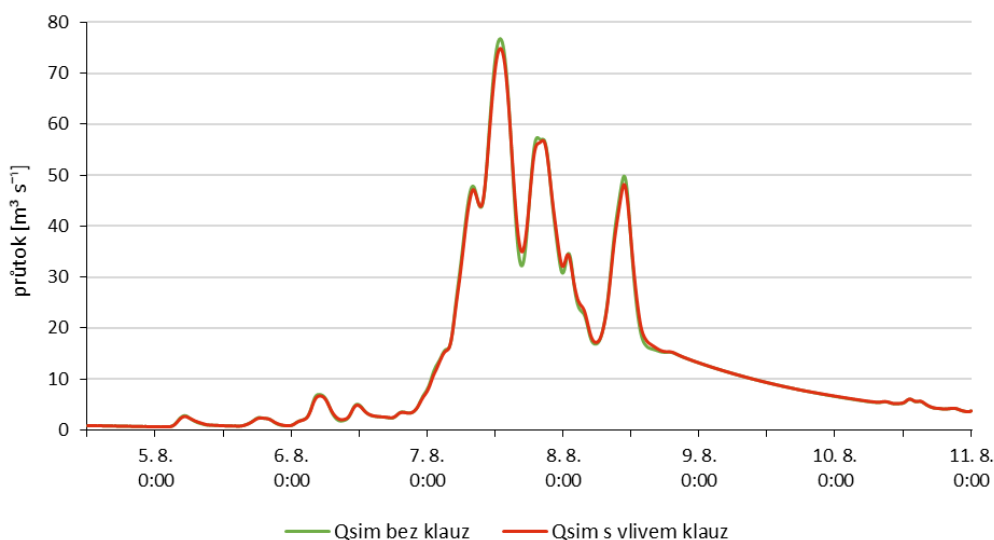
U suchých epizod byla jako metoda výpočtu průchodu vody klauzou zvolena možnost *Outflow Structures: Elevation-Area*, která počítá zásobní objem klauzy podle vztahu mezi výškou hladiny v nádrži a zatopenou plochou nádrže. Tato volba byla nezbytná pro zahrnutí výpočtu výparu z hladiny nádrže podle aktuální zatopené plochy klauzy. Jako počáteční podmínka u nádrží byla zvolena možnost *Elevation*, u které mohla být nastavena výchozí výška hladiny před počátkem simulace. Tato výška byla nastavena co nejvýhodněji (0,8 m pod korunou hráze) na 4,2 m v případě klauzy v Obřím dole a na 8,2 m v případě klauzy na Lysečinském potoce. Počet propustků tentokrát nebyl definován, místo toho byl nastaven přes možnost *Release* maximální odtok z obou klauz tak, aby nedošlo k úplnému vyprázdnění nádrží. U klauzy v Obřím dole to bylo 0,045–0,06 m³ s⁻¹ (2015) a 0,026–0,04 m³ s⁻¹ (2018) a u klauzy na Lysečinském potoce 0,025 m³ s⁻¹ (2015) a 0,018 m³ s⁻¹ (2018).

8 Výsledky

Výsledky v této kapitole jsou rozděleny do dvou hlavních částí, a to na zhodnocení vlivu klauz na transformaci povodňových vln a na nadlepení průtoků v období sucha. U povodňových epizod je vliv klauz posouzen jak v závěrovém profilu celého povodí, tak v závěrovém profilu dílčího povodí pod klauzou. Posouzení vlivu klauz proběhlo na základě porovnání modelové simulace bez nádrží a simulace s implementovanými nádržemi do povodí.

8.1 Simulace vlivu klauz na odtok při povodni 2006

Při povodňové události v roce 2006 byl po implementaci dvou nádrží do povodí horní Úpy pozorován v závěrovém profilu pokles kulminačního průtoku o $1,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (obr. 32), což představuje snížení o 2,4 %. Čas kulminace zůstal zachován. Drobný pokles maximálního průtoku (o $0,5\text{--}1,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) byl při zapojení klauz zaznamenán i v případě opětovného přechodného zvýšení hladiny Úpy 7. 8. večer a 8. 8. v dopoledních hodinách. U sekundární vlny 7. 8. večer došlo k posunu kulminace o 1 hodinu. Dá se však říct, že celkový průběh povodně nebyl při zapojení dvou klauz do povodí výrazně ovlivněn.

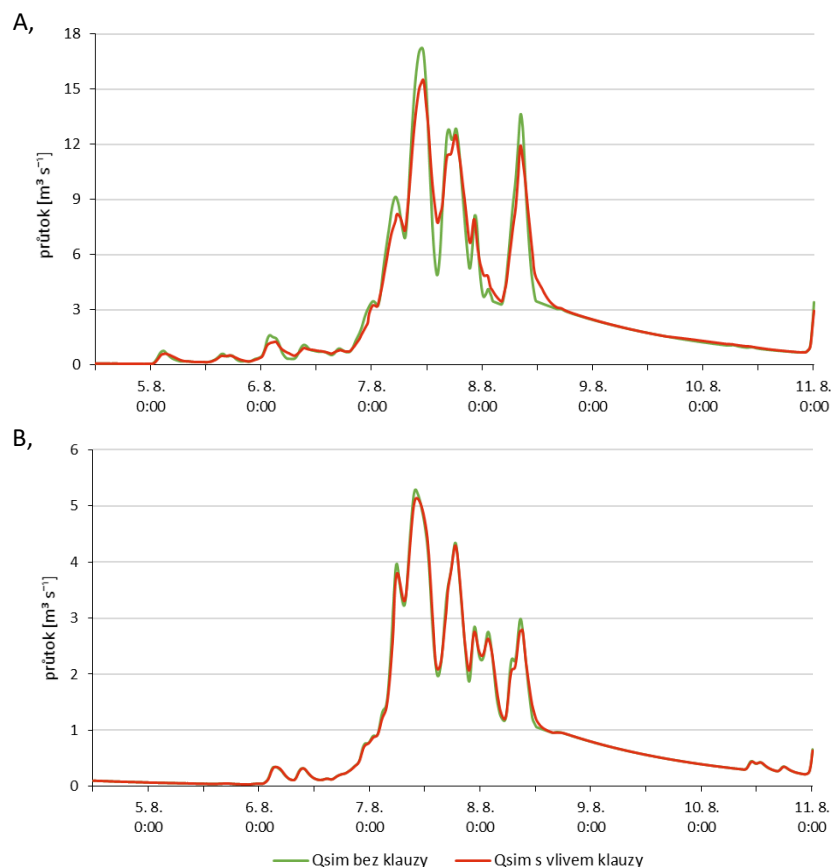


Obr. 32: Modelovaný vliv klauz na odtok vody z povodí horní Úpy při povodni v srpnu 2006.

K výraznější transformaci povodňové vlny došlo v závěrovém profilu dílčího povodí Úpy v Obřím dole, pod soutokem s Modrým potokem (v modelu označení J896, viz kap. 7.5.1). Celé subpovodí má rozlohu $8,5 \text{ km}^2$, z čehož 40 % tvoří část povodí nad klauzou, ze kterého je výsledný odtok ovlivněn retenční kapacitou klauzy.

V závěrovém profilu subpovodí došlo při zapojení klauzy v Obřím dole ke snížení kulminačního průtoku o $1,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, což je snížení o cca 10 %. Podle dat ČHMÚ z hydrologického profilu v Obřím dole, který se nachází přibližně v místě závěrového profilu subpovodí, se jednalo o povodeň s kulminačním průtokem na úrovni Q_{10-20} . Podle modelové simulace by klauza snížila kulminační průtok cca na úroveň Q_{10} . Zároveň nastala kulminace při zapojení nádrže o 20 minut později (tab. 8). Celkově došlo k pomalejšímu nárůstu povodňové vlny, jejímu zploštění a pomalejšímu odtoku vody z povodí (obr. 33). Zploštěny a mírně sníženy byly i následující již menší průtokové vlny.

Drobné snížení kulminačního průtoku (obr. 33) proběhlo po zapojení klauzy v Horních Lysečinách i v závěrovém profilu dílčího povodí Lysečinského potoka pod soutokem s Albeřickým potokem (označení profilu J943). Vliv klauzy tu byl ve srovnání s Obřím dolem podstatně menší, a to v důsledku výrazně menšího zásobního prostoru nádrže i vzhledem k nižšímu poměru povodí nad klauzou ($2,5 \text{ km}^2$) vzhledem k celému subpovodí ($13,1 \text{ km}^2$).



Obr. 33: Modelovaný vliv klauzy na odtok vody ze subpovodí Obřího dolu (A) a subpovodí Lysečinského potoka (B) při povodni v srpnu 2006.

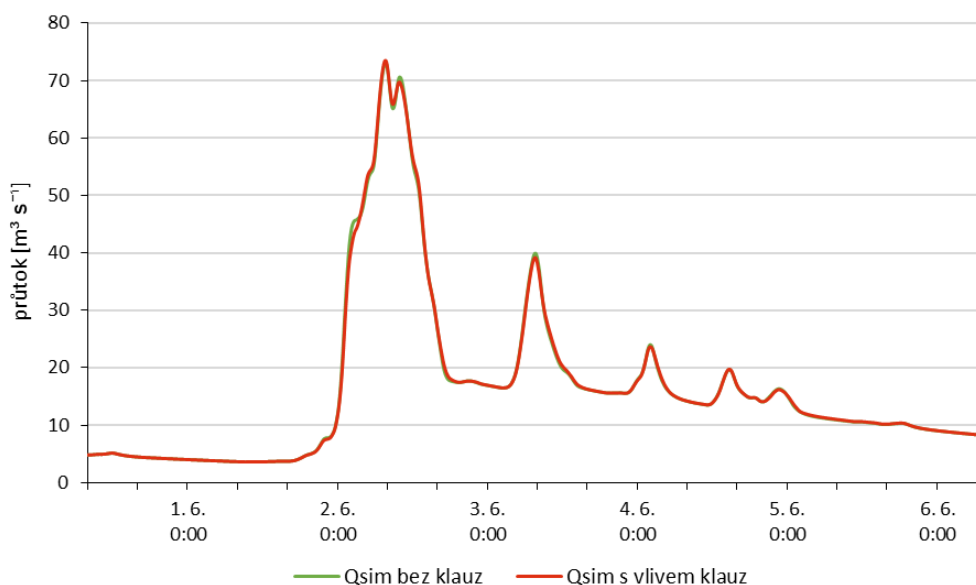
Kulminační průtok byl přesto klauzou mírně ovlivněn, došlo k jeho snížení o 3,8 % a časově byla kulminace o 20 minut oddálena (tab. 8).

Tab. 8: Porovnání dosažených kulminací u modelové simulace bez vlivu a s vlivem klauz ve vybraných profilech při povodni v srpnu 2006.

Závěrový profil:	Bez zapojení klauz		S vlivem klauz		Změna kulminačního průtoku [%]
	Čas kulminace	Kulminační průtok [m ³ s ⁻¹]	Čas kulminace	Kulminační průtok [m ³ s ⁻¹]	
povodí horní Úpy	7. 8. 12:50	76,8	7. 8. 12:50	74,9	-2,4
subpovodí Obřího dolu	7. 8. 10:50	17,3	7. 8. 11:10	15,5	-10,4
subpovodí Lysečinského p.	7. 8. 09:50	5,30	7. 8. 10:10	5,10	-3,8

8.2 Simulace vlivu klauz na odtok při povodni 2013

Odlišná situace oproti roku 2006 nastala při zapojení klauz do modelové simulace povodňové vlny z června 2013. Vliv klauz nebyl při této epizodě téměř patrný (obr. 34), navíc došlo k nepatrnému navýšení kulminačního průtoku (o 0,4 %). Je to pravděpodobně důsledek mírné transformace povodňové vlny klauzou v Obřím dole i v Horních Lysečínách, jejímž vlivem došlo k souběhu kulminací povodňových vln na Úpě i na Lysečinském potoce a výsledný kulminační průtok na soutoku byl proto vyšší. Čas kulminace zůstal shodný.

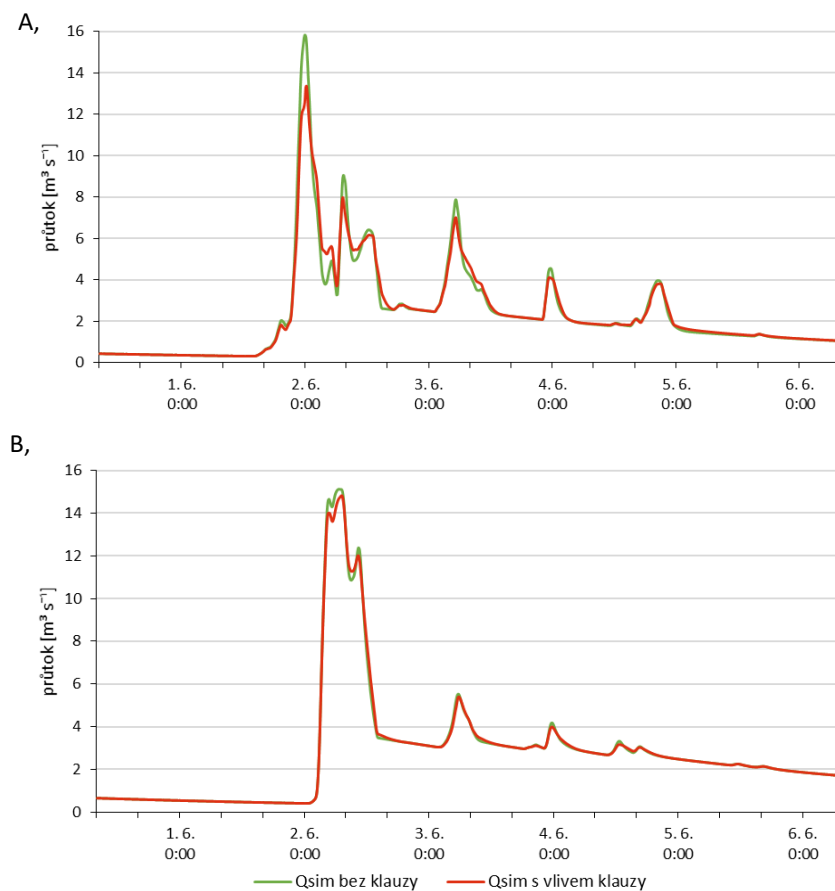


Obr. 34: Modelovaný vliv klauz na odtok vody z povodí horní Úpy při povodni v červnu 2013.

Téměř nezatelné ovlivnění povodňové vlny oběma klauzami je u této povodně způsobeno především lokalizací extrémních úhrnů srážek do povodí Lysečinského potoka a do okolí Horního Maršova, kdy klauza na Lysečinském potoce nebyla vzhledem ke svému omezenému zásobnímu prostoru schopna výrazněji zploštit a zpomalit povodňovou vlnu.

V závěrovém profilu subpovodí Obřího dolu se transformace vlny klauzou projevila výrazněji (obr. 35). Vliv klauzy se projevil ve snížení kulminačního průtoku o $2,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, což představuje snížení o více než 15 % (tab. 9). Kulminace se rovněž o 20 minut oddálila a došlo k celkovému zpomalení průchodu povodňové vlny profilem. Při porovnání obou epizod je patrné, že klauza v Obřím dole byla schopna výrazněji transformovat povodňovou vlnu při povodni 2013, která byla kulminací i objemem na horní Úpě menší než v roce 2006.

K mírnému snížení a oddálení kulminace a k slabé transformaci povodňové vlny došlo i v závěrovém profilu subpovodí Lysečinského potoka (obr. 35). Kulminace byla oddálena o 40 minut a hodnota kulminačního průtoku snížena o 2 % (tab. 9).



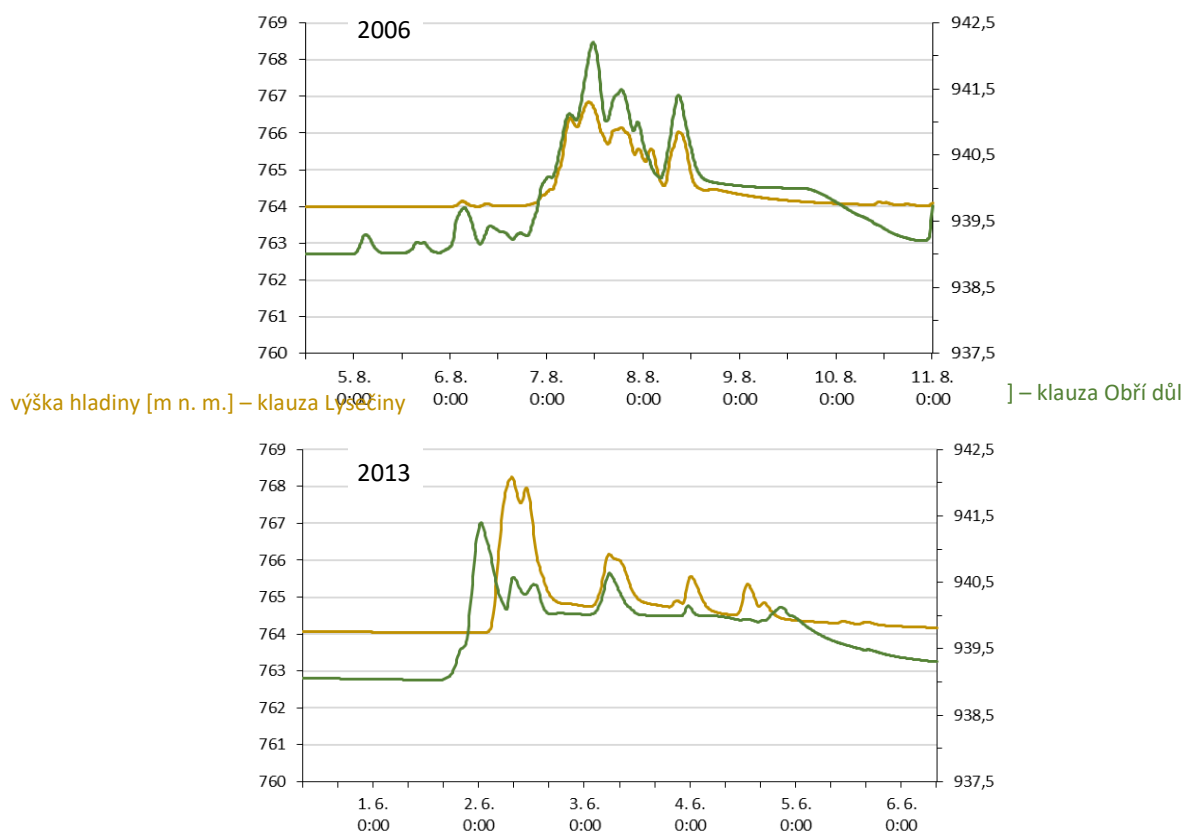
Obr. 35: Modelovaný vliv klauzy na odtok vody ze subpovodí Obřího dolu (A) a subpovodí Lysečinského potoka (B) při povodni v červnu 2013.

Obdobně jako v případě klauzy v Obřím dole, byl patrný pokles vlivu klauzy v Horních Lyseččinách s rostoucí velikostí povodně, tedy obecně při povodních s vyšší dobou opakování. Dá se předpokládat, že při zapojení většího počtu nádrží s objemem podobným klauze v Obřím dole, by došlo k mírnému posunu kulminace a snížení kulminačního průtoku i v závěrovém profilu celého povodí.

Tab. 9: Porovnání dosažených kulminací u modelové simulace bez vlivu a s vlivem klauz ve vybraných profilech při povodni v červnu 2013.

Závěrový profil:	Bez zapojení klauz		S vlivem klauz		Změna kulminačního průtoku [%]
	Čas kulminace	Kulminační průtok [m ³ s ⁻¹]	Čas kulminace	Kulminační průtok [m ³ s ⁻¹]	
povodí horní Úpy	2. 6. 07:40	73,2	2. 6. 07:40	73,5	+0,4
subpovodí Obřího dolu	1. 6. 23:50	15,8	2. 6. 00:10	13,3	-15,8
subpovodí Lysečinského p.	2. 6. 06:30	15,1	2. 6. 07:10	14,8	-2,0

Porovnání průběhu povodně v roce 2006 a 2013 na základě změn ve výšce hladiny klauzy v Obřím dole a na Lysečinském potoce ilustruje obr. 36. Je patrný rychlý nástup, avšak mírnější průběh povodně v roce 2013 v Obřím dole, a naopak extrémnější průběh povodně v roce 2013 na Lysečinském potoce.

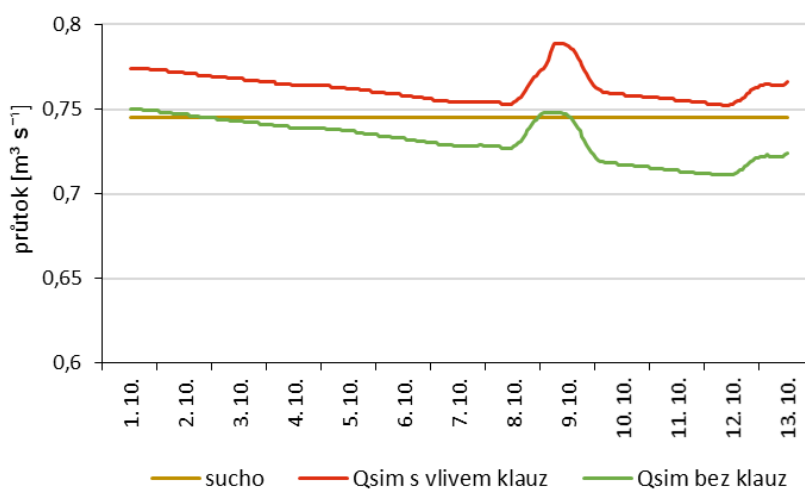


Obr. 36: Simulovaný vývoj zaplnění klauz při povodni v povodí Úpy v srpnu 2006 a červnu 2013.

8.3 Simulace vlivu klauz na odtok během 13denního období sucha v říjnu 2015

Vliv klauz na nadlepšení průtoků během období sucha se vyhodnocoval ve vytvořeném závěrovém profilu povodí. Hranice pro hydrologické sucho v daném profilu ($0,745 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) vznikla součtem limitu pro hydrologické sucho na Úpě v Horním Maršově a na dolním profilu na Lysečinském potoce. Jedním z cílů této práce bylo zjistit, zda by vybrané klauzy byly schopné snížit počet dní s průtokem pod hranicí sucha. Takto nízké průtoky se v posledních 5 letech vyskytovaly v povodí horní Úpy hned dvakrát, v roce 2015 a 2018.

Navýšení průtoku v závěrovém profilu v důsledku implementace dvou klauz do povodí se vyhodnocovalo vzhledem k modelové simulaci průtoku bez vlivu nádrží. Celkový deficitní objem mezi modelovaným průtokem a stanovenou hranicí sucha činil v roce 2015 v období od 1. 10. od 12:00 do 13. 10. do 12:00 v závěrovém profilu $16\,475 \text{ m}^3$. Po zapojení obou klauz do modelové simulace došlo k navýšení celkového odtoku z povodí o $32\,292 \text{ m}^3$ (obr. 37), čímž se celé simulované období dostalo průtokově nad hranici sucha.



Obr. 37: Modelovaný vliv klauz na odtok vody z povodí horní Úpy během suchého období v říjnu 2015.

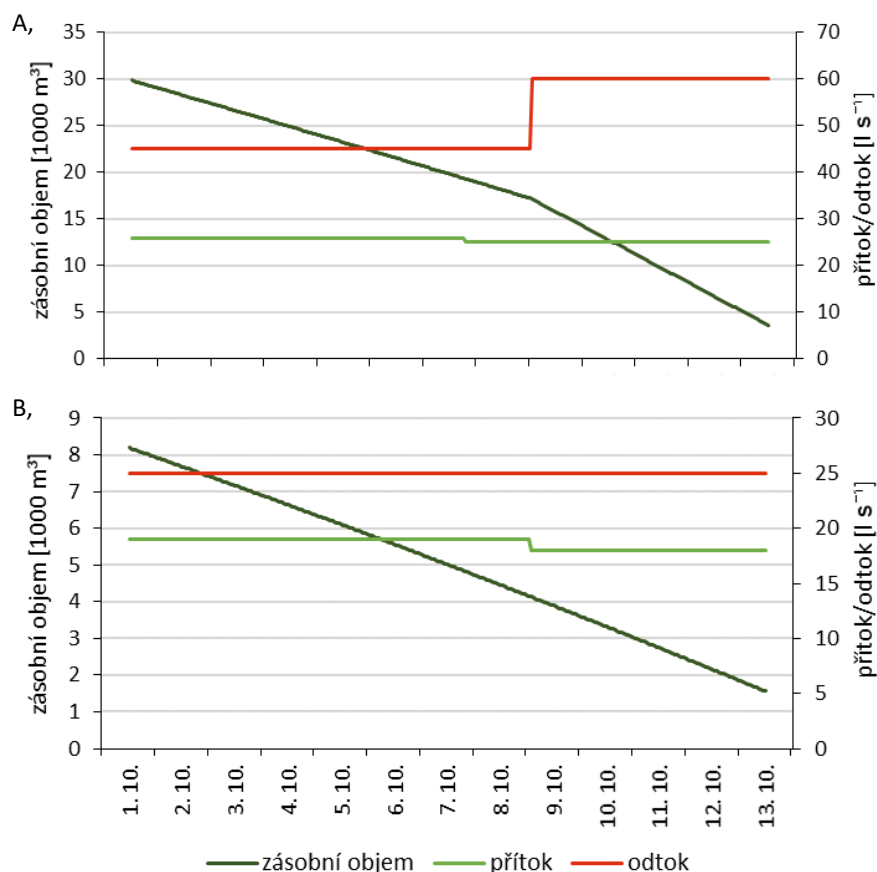
Počet dní s průtokem pod hranicí sucha klesl z původně 11 dní na 0 (tab. 10). Minimální průměrný hodinový průtok, dle modelové simulace dosažený 12. 10. 2015, byl navýšen ze $0,71$ na $0,75 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. V důsledku snahy o co největší procentuální navýšení odtoku z povodí, byla počáteční hladina vody v nádržích nastavena na úroveň $0,8 \text{ m}$ pod korunou hráze. Vzhledem k celkově suchému a teplému létu je maximálně zaplněná

nádrž nereálná, nicméně původní objem klauz byl v porovnání s aktuálním stavem výrazně větší, proto byla tato hodnota ponechána.

Tab. 10: Přehled některých charakteristik modelové simulace bez vlivu a s vlivem klauz v závěrovém profilu povodí horní Úpy během suchého období 1.–13. 10. 2015.

	Simulace bez vlivu klauz	Simulace s vlivem klauz
Deficitní objem [m ³]	16 475	0
Počet dní s průtokem pod hranicí sucha	11	0
Minimální průtok [m ³ s ⁻¹]	0,71	0,75
Nadlepšení [%]	-	4,3

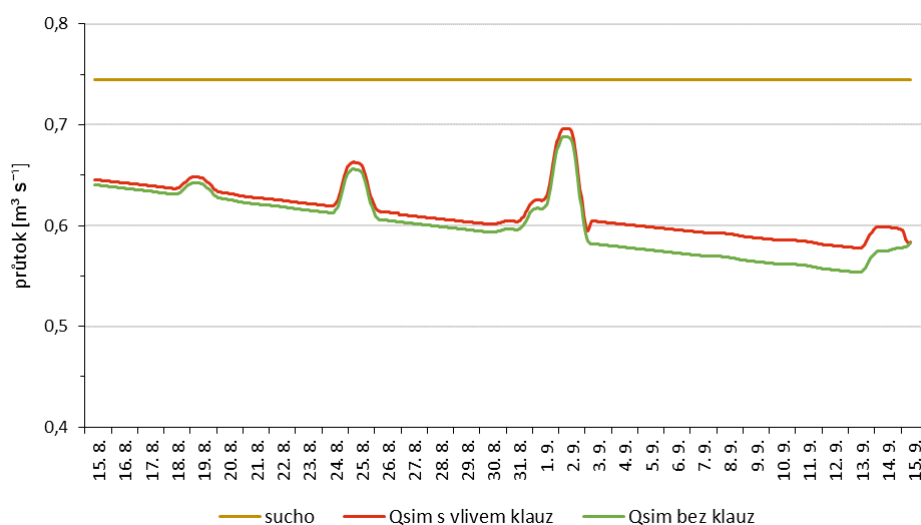
Vývoj úbytku vody z obou nádrží v průběhu nadlepšování zachycuje obr. 38. Je patrný převažující vliv klauzy v Obřím dole, která se díky svému cca čtyřikrát většímu zásobnímu objemu podílela téměř z 80 % na celkovém nadlepšení odtoku.



Obr. 38: Modelovaný vývoj zaplnění a přítoku i odtoku z klauzy v Obřím dole (A) a na Lysečinském potoce (B) během suchého období 1.–13. 10. 2015.

8.4 Simulace vlivu klauz na odtok od poloviny srpna do poloviny září 2018

V roce 2018 bylo k modelové simulaci vybráno výrazně delší a intenzivnější období sucha. Celkový deficitní objem činil v roce 2018 v období od 15. 8. od 8:00 do 15. 9. do 8:00 v závěrovém profilu podle modelové simulace 388 489 m³, což je téměř 25krát více než v roce 2015. Po implementaci dvou klauz do povodí došlo k mírnému snížení celkového deficitu (obr. 39), o téměř 10 %, nicméně denní průtoky zůstaly po celé období nadále výrazně pod hranicí hydrologického sucha.



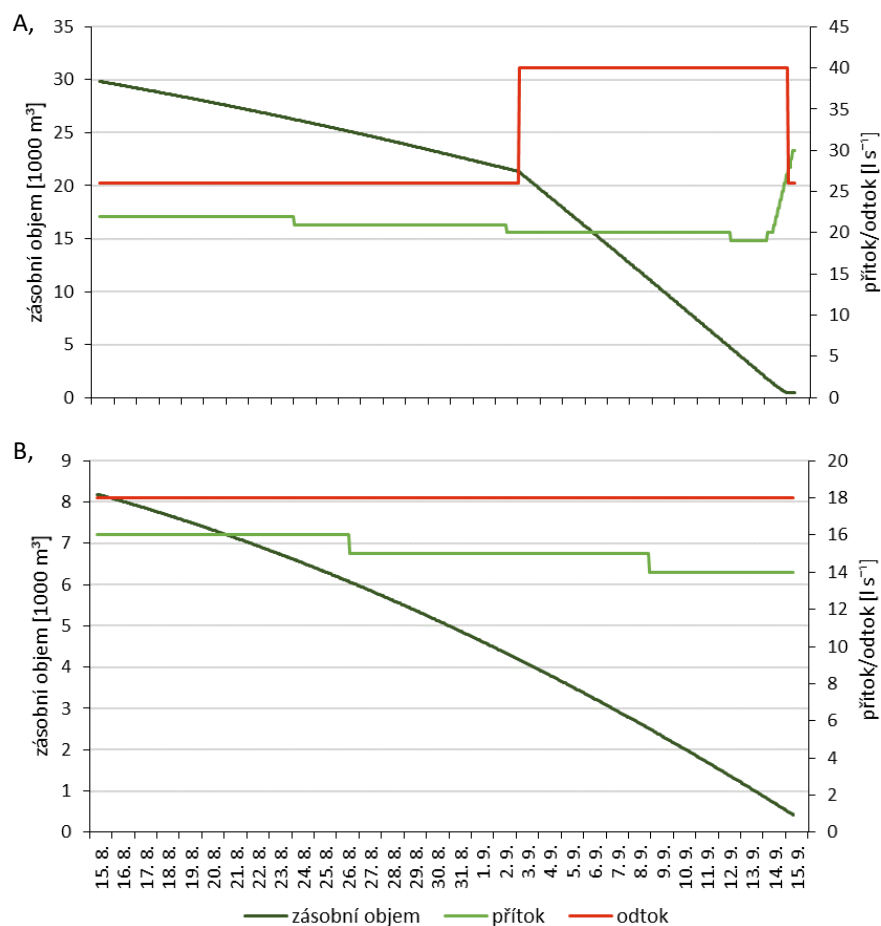
Obr. 39: Modelovaný vliv klauz na odtok vody z povodí horní Úpy během suchého období v srpnu–září 2018.

Počet dní s průměrným denním průtokem pod hranicí sucha se tedy nezměnil a zůstal na počtu 32. Došlo pouze k zvýšení minimální hodnoty hodinového průtoku na 0,58 m³ s⁻¹ (tab. 11). Celkově došlo zapojením dvou nádrží ke zvýšení odtoku z povodí o 2,2 %.

Tab. 11: Přehled některých charakteristik modelové simulace bez vlivu a s vlivem klauz v závěrovém profilu povodí horní Úpy během suchého období 15. 8. – 15. 9. 2018.

	Simulace bez vlivu klauz	Simulace s vlivem klauz
Deficitní objem [m ³]	388 489	352 988
Počet dní s průtokem pod hranicí sucha	32	32
Minimální průtok [m ³ s ⁻¹]	0,55	0,58
Nadlepšení [%]	-	2,2

Odtok z obou nádrží byl nastaven na nižší hodnotu než v roce 2015, aby bylo možné dotovat vodní tok vodou v průběhu celého suchého období. Výšky hladin u obou klauz byly ponechány na úrovni 0,5 m pod korunou hráze. Vývoj v zaplnění zásobních prostorů obou nádrží a v odtoku z nádrže zobrazuje obr. 40.



Obr. 40: Modelovaný vývoj zaplnění a přítoku i odtoku z klauzy v Obřím dole (A) a na Lysečinském potoce (B) během suchého období 15. 8. – 15. 9. 2018.

Je patrné, že s déletrvajícím a extrémnějším suchým obdobím vliv malých vodních nádrží na nadlepení odtoku z povodí klesá. Pokles vlivu je signifikantnější tím více, čím menší je zásobní objem nádrže.

9 Diskuze

V rámci diskuze jsou nejdříve zhodnoceny možné chyby a zjednodušení v průběhu procesu přípravy vstupních dat do hydrologického modelu, včetně prostorové diskretizace modelu. Poté následuje část věnovaná klauzám a jejich obnově v dalších českých pohořích a jsou uvedeny příklady obnovených či zachovalých původních klauz i ze zahraničí. Ve třetí části je diskutována otázka obnovy těchto malých vodních nádrží na území národního parku z hlediska ochrany přírody.

9.1 Možné chyby a zdroje nejistoty

Dosažené výsledky modelové simulace mohou být zatíženy chybou, která je dána především procesem generalizace při tvorbě vstupních dat do modelu, ale i mírou přesnosti měřících přístrojů, náhodnými chybami měření nebo subjektivním pohledem autora.

První a zcela zásadní nejistotou je objem klauz. Na základě dochovaných elevací v terénu proběhlo stanovení přibližných linií hrází obou klauz. Podle konfigurace terénu a zakončení hráze na obou březích byla následně určena výška hráze. S ohledem na stáří klauz a probíhající exogenní procesy je však oprávněné se domnívat, že původní rozměry obou nádrží musely být větší. Stanovit původní objemy klauz však nebylo cílem této práce, proto byl uvažován pouze současný stav nádrží. I současný vypočítaný objem obou nádrží je však třeba posuzovat kriticky a ne zcela závazně, neboť morfologie klauz byla, zejména v případě klauzy v Obřím dole, odvozena z dat DMR 5G s uváděnou přesností 0,3 m v zalesněném terénu.

Možným zdrojem chyb je rovněž kvalita poskytnutých hydrologických dat pro měrné profily v Horním Maršově a Horním Starém Městě. Data průtoků jsou zde odvozována na základě konsumpční křivky, která je v průběhu času v důsledku změn v průtočnosti koryta postupně upravována hydrometrováním. Povodňové vodní stavy však obvykle nelze měřením v terénu jednoduše převést na odpovídající průtoky, většinou je proto měrná křivka pro vysoké stavy extrapolována jiným způsobem. Řady odvozených průtoků, zejména těch povodňových, jsou tedy rovněž zatíženy chybou. Další nejistotou je spolehlivost přístroje a s tím spojená chyba měření. Větším zdrojem nejistoty však zůstávají odvozené teoretické hodnoty průtoků na Lysečinském potoce pro profil Horní Maršov – mostek a následně vypočítané hodnoty počátečního průtoky

ve vytvořeném závěrovém profilu povodí pro povodňové epizody a vypočítané řady denních průtoků pro suchá období. Teoretické hodnoty M-denních průtoků pro Lysečinský potok byly v ČHMÚ vypočítány dle metodických postupů pro nepozorovaná povodí (ČHMÚ 2020b), podle kterých byly následně v této práci dopočítávány průtokové řady. Nicméně vypočítané hodnoty průtoků neberou v úvahu manipulace na rybníku nacházejícím se v povodí nad určeným profilem, v důsledku kterých mohou být pozorované hodnoty i výrazněji odlišné od vypočítaných.

Jednou z největších nejistot jsou úhrny srážek na povodí. V této práci bylo přistoupeno k adjustovaným radarovým odhadům srážek za využití dat ze sítě srážkoměrných stanic i dat z radarů. Chybami jsou ovšem zatíženy jak data ze srážkoměrů, tak radarové odhady srážek. Naměřená data z pozemních srážkoměrů jsou ovlivněna širokým spektrem systematických chyb, u dešťových srážek se zejména jedná o podhodnocení úhrnů vlivem nevhodně zvoleného umístění srážkoměru v závětrí nebo samotným vlivem větru, vlivem počáteční ztráty srážek na stěnách a dně srážkoměru, vlivem výparu nebo rozstříku kapek (Lanza a kol. 2006). U člunkových srážkoměrů dochází k podhodnocení zejména přívalových srážek, kdy se člunek nestačí dostatečně rychle překlápět a část srážkové vody nemusí být změřena (Lanza a kol. 2006). Dalším zdrojem chyb mohou být tzv. náhodné chyby, např. zneprůchodnění nálevky do srážkoměru nebo technické poruchy. U radarových odhadů dochází zejména v horských oblastech vlivem orografického zesílení srážek na návětrných svazích k podcenění srážek, podcenění srážek roste i se vzdáleností od radaru (Novák, Kyznarová 2016). Naopak umělé nadhodnocení srážek může být důsledkem zbytkových pozemních odrazů nebo zachycení zesílené odrazivosti v zóně tání sněhových srážek pod nulovou izotermou – detekce tzv. bright bandu (Novák, Kyznarová 2016). Obecně dávají radarové odhady lepší představu o prostorovém rozložení srážek, srážkoměry poskytují naopak obvykle přesnější lokální hodnoty úhrnů.

Otazníkem rovněž zůstávají metody použité ke stanovení jednotlivých komponent modelu, zejména pro určení odtokové ztráty. Pro její výpočet byla využita empirická metoda SCS CN křivek, která je pro svoji jednoduchost a nenáročnost na vstupní data široce rozšířená v Česku i v zahraničí (Smelík 2016; Lal, Mishra, Pandey a kol. 2017). Vzhledem k tomu, že tato metoda byla původně navržena pro malá zemědělská povodí ve Spojených státech, je otázkou, nakolik vhodné je využití této metody pro klimatické podmínky Česka a horské povodí. Metodikou pro odvození hodnot CN křivek pro území Česka se zabýval především Šercl (2007b), který zahrnul do výpočtu výsledné hodnoty

CN i sklonitost území, aby byla metoda aplikovatelná nejen pro rovinatá zemí. Jako limitující lze hodnotit absenci přesnějších a konkrétnějších metodických postupů pro stanovení výsledné hodnoty CN na základě předchozího nasycení povodí, které bylo určeno pomocí indexu srážek za předchozích 5 dní (API5). Zařazení do jedné ze tří kategorií předchozích vláhových podmínek proběhlo následně na základě univerzálně stanovených intervalů (Mishra, Suresh Babu, Singh 2007), které však považují spíše za orientační. Dalším limitujícím prvkem je nezohlednění proměnné intenzity srážek za zvolený časový úsek (Vizina, Dzuráková a kol. 2018), které může být podstatné zejména u srážek přívalových. K dispozici pro tuto práci byly stanovené hodnoty CN_{II} v prostorovém rozlišení 1x1 km, což vzhledem k menší rozloze jednotlivých dílčích povodí není příliš podrobné rozčlenění. Často se v hydrologickém modelování porovnává s metodou CN křivek metoda Green-Ampt nebo vzniká jejich kombinace (Grimaldi, Petroselli, Romano 2013; Kabiri, Chan, Bai 2013). Green-Ampt je fyzikálně založená metoda na rovnici infiltrace pro homogenní půdní prostředí, které se vyznačuje obdobnou hydraulickou vodivostí, hloubkou čela zvlhčení nebo počátečním nasycením (Kabiri, Chan, Bai 2013). Limitujícím faktorem této metody je ovšem náročnost na vstupní data, která jsou zjišťována podrobným terénním průzkumem. Vstupní parametry metody Green-Ampt se dají odvodit i pomocí dostupných informací o půdních typech a land use v povodí, nicméně se jedná rovněž o velkou generalizaci, která by pravděpodobně stírala předpoklad přesnějších výsledků této metody v porovnání s empiricky založenou metodou CN křivek. Z tohoto důvodu bylo přistoupeno k využití metody CN křivek.

Při stanovení plošných úhrnů srážek nebo odtokové ztráty hraje velký vliv i prostorová diskretizace modelu. V této práci byl zvolen celistvý (lumped) model, v rámci kterého bylo celé zájmové povodí rozděleno na 29 subpovodí, pro které byly vypočteny průměrné hodnoty parametrů. Výsledkem je jednoduchost a výpočetní rychlost modelu, ovšem za cenu větší generalizace.

Zdrojem nejistoty jsou bezesporu i vypočítané hodnoty potenciální evapotranspirace a výparu z hladiny nádrží pro období sucha. Pro povodňové epizody byla evapotranspirace zanedbána, a to na základě předpokladu, že při povodni nemá výraznější vliv na odtok. Naopak bylo předpokládáno, že v suchých obdobích se na celkové vodní bilanci v povodí podílí významnou měrou. S ohledem na požadavek na nenáročnost metody na vstupní data, byla vybrána jedna z teplotně založených metod výpočtu PE – dle Oudina a kol. (2005). Metod, které využívají pro výpočet PE pouze teplotu vzduchu, existuje celá řada. Almorox, Quej, Martí (2015) hodnotili vybrané

teplotní metody pro jednotlivá klimatická pásma na základě porovnání s metodou Penman Monteith. Dle výsledků dosahovala metoda dle Oudina a kol. (2005) pro boreální podnebí Česka uspokojivé shody.

9.2 Porovnání výsledků v kontextu obdobných výzkumů v Česku a v zahraničí

Klauzy byly v minulosti stavěny na horských tocích pro účely splavování dřeva i v dalších českých pohořích – Jeseníkách, Beskydech, na Šumavě a v podobě rybníků využívaných k plavení dřeva i v Krušných horách.

Na Šumavě byla v posledních letech diskutována otázka obnovy některých klauz v povodí Roklanského a Modravského potoka, kde bylo v souvislosti s výstavbou Vchynicko-tetovského plavebního kanálu na přelomu 18. a 19. století vybudováno 8 nádrží. Kocum, Janský (2009) se zabývali vytvořením morfometrických charakteristik těchto nádrží s posouzením jejich potenciálních zásobních objemů. V případě Rokytecké klauzy byl její reálný objem (cca 0,5 m pod korunou hráze) stanoven na asi 65 500 m³, v případě Roklanské klauzy na 24 000 m³. Pro porovnání, v Obřím dole činí objem klauzy 0,5 m pod korunou hráze cca 38 500 m³, na Lysečinském potoce cca 9 000 m³. Krkonošské klauzy byly oproti těm šumavským podstatně menší, což je podmíněno reliéfem. Pro Krkonoše jsou charakteristická úzká údolí se strmými svahy, především v povodí Úpy. Naproti tomu Šumava se vyznačuje plošším reliéfem s širokými údolními, retenční potenciál šumavských nádrží je proto větší. Kocum, Janský (2009) zhodnotili objem šumavských klauz jako nezanedbatelný a nastínili jejich možné využití např. v podobě suchých či řízených poldrů. Na jejich výzkum navázala v diplomové práci Šmrhová (2014), která se pokusila vyhodnotit na základě modelové simulace vliv Roklanské a Rokytecké klauzy na povodňové epizody. Při zapojení obou nádrží prokázaly výsledky simulace (pro povodí horní Otavy s přibližně poloviční rozlohou než má povodí Úpy po Horní Maršov) oddálení kulminace povodňové vlny a snížení kulminačního průtoku v závěrovém profilu o 10 %, což je podstatné snížení.

Ne zcela ve své tradiční podobě existovaly klauzy i v Krušných horách. Dřevo se zde po vodních tocích splavovalo v průběhu 17.–19. století, budovaly se plavební kanály a zakládaly rybníky, které zde plnily funkci klauz (Joza 2002). Vlivem tří implementovaných vodních nádrží do povodí Chomutovky a čtyř poldrů do povodí Rolavy za účely snížení kulminačního průtoku při povodních se zabývali Jeníček (2008)

a Taufmannová, Jeníček (2011). V obou pracích byl prokázán výrazný pokles kulminačního průtoku v závěrových profilech, nicméně je třeba zdůraznit, že se jednalo o hypotetické lokality, které neměly návaznost na původní klauzy, proto v naprosté většině jednotlivé nádrže disponovaly výrazně větším objemem než v případě krkonošských, ale i šumavských klauz.

Odborné práce zabývající se tématem malých vodních nádrží a posouzením jejich vlivu na odtok nevznikaly jen v Česku. Podobným tématem se zabývali např. i v Polsku (Mioduszewski, Querner, Kowalewski 2014) nebo v Kanadě (Liu a kol. 2014). V Polsku bylo do povodí řeky Dzierzbia (30 km²) vloženo 16 hypotetických nádrží o objemu 20 000–180 000 m³. Modelová simulace prokázala pozitivní vliv na zvýšení hladiny podzemní vody v povodí a na snížení povodňových průtoků (Mioduszewski, Querner, Kowalewski 2014). Obdobné závěry prokázala studie v Kanadě (Liu a kol. 2014), která se zabývala povodím South Tobacco Creek (cca 75 km²) v jihozápadní části provincie Manitoba, kde byl vyhodnocován vliv 26 stávajících malých vodních nádrží s objemem 3 380–642 000 m³ na odtok a kvalitu vody v povodí. Jedním ze závěrů bylo, že malé vodní nádrže jsou schopné snížit denní hodnotu kulminačního průtoku v závěrovém profilu až o 14 %, závisí to však na předchozí úrovni hladiny vody v nádrži i na extremitě srážek.

Všechny výše uvedené výsledky lze obecně shrnout tak, že vliv vodních nádrží na snížení kulminačních průtoků a transformaci povodňové vlny je tím signifikantnější, čím větší počet nádrží se v povodí nachází a čím větší je jejich objem. V případě klauz se ovšem nejedná pouze o protipovodňovou ochranu a nadlepšování průtoků v období sucha, klauzy mohou v podobě retenčních nádrží sloužit i jako prosté zásobárny vody a být biotopem specifických společenstev nebo plnit estetickou či kulturní funkci. Např. v Beskydech se podařilo v povodí Ostravice dochovat několik klauz po drobných rekonstrukcích v původní podobě až do současnosti. Klauzy zde byly budovány v 19. století (Polášek 2006) se sypanými kamennými nebo již zděnými hrázemi. Mezi nejznámější patří Maxův klauz, Bedřichův, Lučovecký nebo klauz Čurábka, které slouží v současnosti jako retenční nádrže.

Do souvislosti s klauzami na Šumavě a jejich vysoce diskutovanou obnovou se dává obvykle Bavorský les. V Bavorském lese část klauz po ukončení splavování dřeva ve 20. století zanikla, část byla přeměněna v jezera a rybníky (Strunz 2008). Malou část se však správně národního parku podařilo zachovat do současnosti (např. nejznámější kamenná klauza na potoce Reschbach nebo Martinova klauza) a dnes tyto nádrže

představují, mimo jiné, i jeden z turistických cílů a připomínají část historie Bavorského lesa.

9.3 Otázka ochrany přírody a možné negativní dopady obnovy klauz

Největšími argumenty pro zakládání malých vodních nádrží (a obnovu klauz) jsou již zmíněné zpomalení odtoku vody z povodí v období jarního tání a redukce kulminačních průtoků (Kocum, Janský 2009), vzestup hladiny podzemní vody v přilehlém okolí nádrže a s tím spojené zlepšení stavu vegetace i její možná proměna (Mioduszewski 2006; Mioduszewski, Okruszko 2015), nadlepšení nízkých průtoků na toku v období sucha, vytvoření nových podmínek pro rozvoj vodních organismů, uspokojení potřeb na vodě závislých mokřadních ekosystémů a celkové zvýšení biodiverzity v oblasti (Mioduszewski, Okruszko 2015). V neposlední řadě se může jednat o zásobárny vody pro případ lesních požárů.

Je ovšem třeba zvážit několik negativních aspektů, které přehrazení vodního toku přináší. Jedním z největších problémů malých vodních nádrží je jejich zanášení materiálem transportovaným řekou. Jedná se jak o materiál vznikající v důsledku eroze koryta, tak o erodované půdní částice či úlomky hornin z povodí, které jsou odplavovány zejména při velkých srážkových událostech nebo transportovány k říčnímu korytu činností lavin. V důsledku přehrazení vodního toku dochází postupně ke snížení unášecí rychlosti toku a následné depozici transportovaného pevného materiálu v prostoru nádrže (Górski a kol. 2011). U malých nádrží je toto zanášení sedimenty příčinou výrazného snižování jejich již tak omezeného zásobního objemu. V povodí náchylném na svahové procesy a mury, jako je případ Obřího nebo Modrého dolu, by míra sedimentace mohla být pro životnost nádrže fatální.

Ukládání sedimentů na dně nádrže vede i k tzv. efektu hladové vody, kdy má proudící voda v důsledku zastavení transportu větších částic na výtok z nádrže nadbytečnou energii. Ta vede k nadměrnému zahlubování koryta v úseku pod nádrží, a tedy paradoxně k snížení hladiny podzemní vody v dolní části povodí (Škarpich a kol. 2016; Galia, Škarpich 2017).

Akumulace materiálu v nádrži rovněž narušuje tok živin v podélném směru vodního toku, a tedy koncept říčního kontinua. V prostoru nádrže obvykle dochází vlivem akumulace živin ke zhoršení kyslíkových poměrů, eutrofizaci a s ní spojenému rozvoji

makrofyty a zejména také řas a sinic (Janský 2003). Zvýšení trofie v nádrži následně přispívá k eutrofizaci vodního toku pod nádrží, nárůstu perifytonu a s ním spojených změn v taxonomickém složení a zastoupení potravních skupin makrozoobentosu, a to ve prospěch seškrabávačů a sběračů na úkor drtičů (Camargo, Alonso, de la Puente 2005). Z hlediska vodních organismů je negativním důsledkem přehrazení vodního toku rovněž snížení jeho migrační průchodnosti v podélném směru, což však lze do jisté míry vyřešit např. obtokem nebo migračně prostupnou kynetou. V tomto ohledu je nicméně zapotřebí provést v lokalitě důkladný průzkum rybí populace a dalších vodních živočichů a zvážit výstavbu nádrže s ohledem na celkový stav a hodnotu těchto společenstev.

V neposlední řadě je nutné si uvědomit, že v případě krkonošských i šumavských klauz se jedná o lokality na území národního parku, které podléhají často nejvyššímu stupni ochrany a ze zákona je zde prioritou upřednostňovat především bezzásahová opatření. V těchto oblastech je proto obzvláště důležité posoudit, jaká opatření a jakou měrou přispějí ke zlepšení celkového stavu krajiny a zda opatření samotné nebo jeho realizace neohrozí některé vysoce chráněné druhy rostlin a živočichů. Např. obnova klauzy v Horních Lysečínách by z tohoto pohledu byla velmi problematická a nejspíše nerealizovatelná, neboť podle ústního sdělení ředitele Správy KRNAP PhDr. Robina Böhnische ze dne 12. 2. 2020 žije v místě nádrže jepice krkonošská (*Rhithrogena corcontica*), endemitický druh jepice, která je vedena na seznamu zranitelných druhů. Z tohoto důvodu by podle ředitele KRNAP byla schůdnější spíše obnova klauzy v Obřím dole. Řada lokalit na místech původních klauz se navíc v Krkonoších nachází v obtížně dostupných částech pohoří ve vyšších polohách, což jejich obnovitelnost podstatně snižuje. S ohledem na chráněné území a případnou historicko-kulturní funkci nádrží je jasné, že jejich výsledná podoba by nemohla výrazně narušovat ráz krajiny. Mělo by se proto jednat spíše o nádrž s menší hrází, vybudovanou co nejvíce z přírodních a lokálních materiálů.

10 Závěr

Hlavním cílem práce bylo na základě modelové simulace zhodnotit vliv vybraných malých vodních nádrží situovaných na místě původních klauz na odtok během dvou hydrologických extrémů – povodní a sucha. Povodeň byla v povodí horní Úpy vnímána vždy jako velká přírodní katastrofa, která se s různou frekvencí a intenzitou v průběhu let objevovala a přinášela ohromné materiální škody a v extrémních případech i oběti na životech. Povodně střídala často suchá období, z nichž poslední se v povodí horní Úpy výrazně projevuje již od roku 2014. Zejména rok 2018 se pak z hlediska trvání i intenzity hydrologického sucha řadí k jedněm z nejhorších od počátku pozorování. Z hlediska dosaženého minimálního průtoku v profilu Horní Maršov byl rok 2018 druhý nejhorší po roce 1948, z hlediska počtu dní s průtoky pod hranicí sucha Q_{355d} byl třetí nejhorší po hydrologických letech 1954 a 1975.

Jako potenciální místa nových nádrží byly vybrány lokality původních klauz v Obřím dole a na Lysečinském potoce. Za využití modelu HEC-HMS byla potvrzena hypotéza, že vliv nádrží na redukci kulminačních průtoků byl nejvýraznější v závěrových profilech jednotlivých subpovodích. V subpovodí Obřího dolu došlo ke snížení hodnoty kulminace o 10–15 % a k jejímu oddálení o 20 minut, v subpovodí Lysečinského potoka o 2–4 % a k oddálení o 20–40 minut. V závěrovém profilu povodí horní Úpy byl vliv obou klauz vzhledem k rozloze povodí a množství přítoků málo patrný. Na epizodě z roku 2006 došlo k mírnému snížení kulminačního průtoku o cca 2,5 %. V roce 2013 naopak mírné oddálení kulminací na horním toku Úpy a Lysečinského potoka způsobilo souběh povodňových vln v závěrovém profilu a nárůst hodnoty kulminace o necelých 0,5 %. Výsledky modelové simulace lze shrnout do následujících závěrů: (1) výslednou míru snížení kulminačního průtoku ovlivňuje zásadní měrou především rozloha povodí, počet a objem nádrží a předchozí zaplnění nádrže, (2) vliv nádrží na výslednou transformaci povodňové vlny klesal pro povodňové události s vyšší N-letostí, s rostoucí extremitou srážek by mohlo dojít k přetečení nádrží a v extrémních případech i k navýšení kulminačního průtoku a (3) oddálení kulminace na horních úsecích toků může paradoxně způsobit souběh povodňových vln v závěrovém profilu a celkové zhoršení povodňových škod.

Druhá stanovená hypotéza, že během období sucha jsou krkonošské klauzy schopné pozitivně ovlivnit průtok na Úpě a snížit v závěrovém profilu počet dní s průtoky pod hranicí sucha Q_{355d} , nemohla být zcela potvrzena. Jak prokázaly modelové simulace,

záleží na intenzitě a délce trvání sucha. V říjnu 2015 se v závěrovém profilu povodí modelované průměrné denní průtoky nacházely 11 dní mírně pod hranicí hydrologického sucha. Po zapojení dvou retenčních nádrží do povodí došlo k zvýšení minimálních průtoků v celém období nad stanovenou úroveň sucha. V roce 2018 bylo ovšem vyhodnocováno delší a extrémnější suché období a z výsledků vyplývá, že dvě klauzy v povodí byly schopné snížit deficitní objem o 2,2 % a mírně nadlepšit minimální průtoky na toku, nicméně hodnoty průtoků zůstaly nadále výrazně pod stanovenou hranicí hydrologického sucha. Výsledky lze shrnout tak, že schopnost nádrží snížit deficitní objem a nadlepšit minimální průtoky na toku klesá s menším objemem nádrže a zároveň s rostoucí extremitou a délkou suchého období

Z výsledků modelových simulací je patrné, že vliv klauz na zadržení vody v povodí v období zvýšených průtoků i na dotování povrchových toků vodou v suchém období není zanedbatelný. Zásadní je otázka, kolik nádrží v povodí Úpy by se mohlo obnovit, neboť účinnost těchto opatření by se s větším počtem obnovených klauz výrazně zvýšila. Zároveň by záleželo na celkovém disponibilním objemu jednotlivých nádrží. Z hlediska zvýšení retence v povodí by byly přínosné zejména větší klauzy s objemem podobným klauze v Obřím dole, tedy alespoň 20 000–30 000 m³. Takto velké klauzy se ovšem nacházely převážně v nižších částech údolí, především na toku Úpy a Malé Úpy, kde však byly při stavbě silnic a sídel většinou zcela zničeny. Samostatnou kapitolou k důkladnému posouzení zůstává také otázka možných negativních aspektů obnovy klauz. Jedná se především o zanášení nádrže, zahlubování vodního toku v prostoru pod nádrží, změny v toku živin, migrační propustnosti atd. Každá lokalita, potenciálně vhodná k obnově nádrže, by se proto měla posoudit jednotlivě, ze všech hledisek, včetně případných dopadů na biocenózu.

Literatura

ALMOROX, J., QUEJ, V. H., MARTÍ, P. (2015): Global performance ranking of temperature-based approaches for evapotranspiration estimation considering Köppen climate classes. *Journal of Hydrology*, 528, 514–522.

BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha, Praha.

BARTOŠ, M. (2014): 1897 – největší povodeň v Krkonoších. In: Pilous, V., Bartoš, M.: Největší povodně v Krkonoších. Správa Krkonošského národního parku, Vrchlabí, 10–21.

BECKER, A., SERBAN, P. (1990): Hydrological models for water-resources system design and operation. World meteorological organization, Operational hydrology report No. 34, Geneva.

BERAN, A., HORÁČEK, S., HANEL, M. (2011): Zjednodušení metody výpočtu potenciální evapotranspirace v nové verzi modelu BILAN. *VTEI (Vodohospodářské technicko-ekonomické informace)*, 53, 3, 17–20.

BEVEN, K. (2012): *Rainfall-runoff modelling: the primer*. Wiley & Sons, Ltd., Chichester.

BHUIYAN, C. (2004): Various drought indices for monitoring drought condition in Aravalli terrain of India. XXth ISPRS Congress, 12–23.

BRÁZDIL, R. a kol. (2005): *Historie počasí a podnebí v českých zemích, svazek VII. Historické a současné povodně v České republice*. Masarykova univerzita a Český hydrometeorologický ústav, Brno, Praha.

BRÁZDIL, R., TRNKA, M. a kol. (2015): *Historie počasí a podnebí v českých zemích XI: Sucho v českých zemích: minulost, současnost, budoucnost*. Centrum výzkumu globální změny Akademie věd České republiky, v.v.i., Brno.

CAMARGO, J. A., ALONSO, Á., DE LA PUENTE, M. (2005): Euthropication downstream from small reservoirs in mountain rivers of Central Spain. *Water Research*, 39, 14, 3376–3384.

CENTRO DE ESTUDIOS Y EXPERIMENTACIÓN DE OBRAS PÚBLICAS (CEDEX) (2012): *Estudio de los impactos del cambio climático en los recursos hídricos y las masas de agua. Efectos potenciales del cambio climático en las demandas de agua y estrategias de adaptación. Informe técnico para Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente*, https://www.miteco.gob.es/es/agua/temas/planificacion-hidrologica/ImpactoCCSintesis_tcm30-130766.pdf [cit. 7. 8. 2019].

CLARKE, R. T. (1973): A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *Journal of hydrology*, 19, 1, 1–20.

CRHOVÁ, L., ČEKAL, R., ČERNÁ, L., KIMLOVÁ, M., KREJČOVÁ, K., ŠÁDKOVÁ, E., ŠTĚPÁNKOVÁ, B., VRABEC, M. (2019): Roční zpráva o hydrometeorologické situaci v České republice 2018. Český hydrometeorologický ústav, Praha.

ČEKAL, R. a kol. (2012): Průvodce informacemi pro odbornou vodohospodářskou veřejnost. Český hydrometeorologický ústav, Praha.

ČEKAL, R., ČERNÁ, L., KIMLOVÁ, M., LEIPELTOVÁ, P., ŠMRHOVÁ, Z., VRABEC, M. (2016): Roční zpráva o hydrometeorologické situaci v České republice 2015. Český hydrometeorologický ústav, Praha.

ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV (ČHMÚ) (2020a): Hydrologické sucho, http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/ok/SUCHO/Hydrologicke_sucho.html [cit. 1. 1. 2020].

ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV (ČHMÚ) (2020b): M-denní průtoky, <http://voda.chmi.cz/opv/data/qm.html> [cit. 6. 4. 2020].

ČSN 75 2410. Malé vodní nádrže. Česká technická norma (2011).

DAŇHELKA, J., KREJČÍ, J., ŠÁLEK, M., ŠERCL, P., ZEZULÁK, J. (2003): Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR. Česká zemědělská univerzita v Praze, lesnická fakulta, katedra staveb a Český hydrometeorologický ústav, Praha.

DAŇHELKA, J., BERCHA, Š., BOHÁČ, M., CRHOVÁ, L., ČEKAL, R., ČERNÁ, L., ELLEDER, L., FIALA, R., CHUCHMA, F., KOHUT, M., KOURKOVÁ, H., KUBÁT, J., KUKLA, P., KULHAVÁ, R., MOŽNÝ, M., REITSCHLÄGER, J. D., ŘIČICOVÁ, P., SANDEV, M., SKŘIVÁNKOVÁ, P., ŠERCL, P., ŠTĚPÁNEK, P., VALERIÁNOVÁ, A., VLNAS, R., VRABEC, M., VRÁBLÍK, M., ZAHRADNÍČEK, P., ZRZAVECKÝ, M. (2015): Vyhodnocení sucha na území České republiky v roce 2015. Kompletní zpráva. Český hydrometeorologický ústav, Praha.

DAŇHELKA, J., SANDEV, M., CRHOVÁ, L., SEDLÁKOVÁ, K., MOŽNÝ, M., REITSCHLÄGER, D. J., CHUCHMA, F., FIALA, R., HÁJKOVÁ, L., ŠERCL, P., KUKLA, P., BOHÁČ, M., KOURKOVÁ, H., ZRZAVECKÝ, M., VLNAS, R., ČERNÁ, L., ČEKAL, R., BERCHA, Š. (2019): Vyhodnocení sucha na území České republiky v roce 2018. Kompletní zpráva ze září 2019. Český hydrometeorologický ústav, Praha.

DEMEK, J. a kol. (1965): Geomorfologie českých zemí. Československá akademie věd, Praha.

DEMEK, J., MACKOVČIN, P. (eds.) a kol. (2006): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČR. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno.

DEMUTH, J. (1897): Die Hochwasser-Katastrophe im Aupa und Elbethale vom 29. zum 30. Juli 1897. Verlag von Alfred Vatter, Johannisbad.

DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, New York.

- DRACUP, J. A., LEE, K. S., PAULSON JR., E. G. (1980): On the statistical characteristics of drought events. *Water Resources Research*, 16, 2, 289–296.
- ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE (ESRI) (2011): *Arc Hydro Tools – Tutorial*. Version 2.0, ESRI, New York.
- EUROPEAN ENVIRONMENTAL AGENCY (EEA) (2017): *Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2016. An indicator-based report*. European Environmental Agency, Luxembourg.
- FALTYSOVÁ, H., MACKOVČIN, P., SEDLÁČEK, M. (eds.) (2002): *Královéhradecko. Chráněná území ČR V. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR*, Praha.
- FELDMAN, A. D. (ed.) (2000): *Hydrologic Modeling Systém HEC-HMS. Technical Reference Manual*. Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California.
- FEYEN, L., DANKERS, R. (2009): Impact of global warming on streamflow drought in Europe. *Journal of Geophysical Research*, 114, 1–17.
- FLEIG, A. K., TALLAKSEN, L. M., HISDAL, H. (2006): Drought indices suitable to study the linkages to large-scale climate drivers in regions with seasonal frost influence. *Climate Variability and Change–Hydrological Impacts (Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference, Havana, Cuba)*, IAHS publ. 308, 169–174.
- FLEMING, M., BRAUER, T. (2018): *Hydrologic modeling system HEC-HMS. Quick start guide, version 4.3*. Hydrologic Engineering Center. U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California.
- GALIA, T., ŠKARPICH, V. (2017): Morfologická odezva bystrinných koryt na dlouhodobé zásahy člověka v horských povodích na příkladu Moravskoslezských Beskyd (Česko). *Geografie*, 122, 2, 213–235.
- GLEICK, P. H., WOLFF, G. H., COOLEY, H., PALANIAPPAN, M., SAMULON, A., LEE, E., MORRISON, J., KATZ, D. (2006): *The world's water 2006-2007: the biennial report on freshwater resources*. Island Press, Washington.
- GÓRSKI, D., POPEK, Z., BANASIK, K., HEJDUK, L. (2011): Impact of small reservoir on reduction of solid transport. In: Banasik, K., Øygarden, L., Hejduk, L. (eds.): *Prediction and Reduction of Diffuse Pollution, Solid Emission and Extreme Flows from Rural Areas – case study of small agricultural catchment*. Wydawnictwo SGGW, Warszawa.
- GRIMALDI, S., PETROSELLI, A., ROMANO, N. (2013): Green-Ampt Curve-Number mixed procedure as an empirical tool for rainfall-runoff modelling in small and ungauged basins. *Hydrological Processes*, 27, 8, 1253–1264.
- GUO, Y., HUANG, S., HUANG, Q., WANG, H., FANG, W., YANG, Y., WANG, L. (2019): Assessing socioeconomic drought based on an improved Multivariate Standardized Reliability and Resilience Index. *Journal of Hydrology*, 568, 904–918.

- GUSTARD, A., BULLOCK, A., DIXON, J. M. (1992): Low flow estimation in the United Kingdom. Report No. 108. Institute of hydrology, Wallingford.
- GUSTARD, A., TALLAKSEN, L. (2008): Low-flow indices. In: WMO: Manual on low-flow estimation and prediction. Operational Hydrology Report No. 50. World Meteorological Organization – No. 1029. WMO, Geneva, 43–49.
- HICKEY, J. T., SALAS, J. D. (1995): Environmental effects of extreme floods. U.S.-Italy research workshop on the hydrometeorology, impacts, and management of extreme floods, Perugia, Italy.
- HISDAL, H., GUSTARD, A. (2008): The flow-duration curve. In: WMO: Manual on low-flow estimation and prediction. Operational Hydrology Report No. 50. World Meteorological Organization – No. 1029. WMO, Geneva, 50–56.
- HISDAL, H., TALLAKSEN, L. M., CLAUSEN, B., PETERS, E., GUSTARD, A. (2004): Hydrological drought characteristics. In: Tallaksen, L. M., Van Lanen, H. A. J. (eds.): Hydrological drought. Processes and estimation methods for streamflow and groundwater. Developments in Water Science, 48. Elsevier, Amsterdam, 139–198.
- HLADNÝ, J. (2009): Druhy sucha. In: Němec, J., Kopp, J. (eds.): Vodstvo a podnebí v České republice. MZV ČR, Consult, Praha.
- HUNT, J. C. R. (2005): Inland and coastal flooding: developments in prediction and prevention. Philosophical Transactions of the Royal Society, 363, 1475–1491.
- CHALOUPSKÝ, J. a kol. (1989): Geologie Krkonoš a Jizerských hor. Ústřední ústav geologický, Praha.
- CHU, X., STEINMAN, A. (2009): Event and continuous hydrologic modeling with HEC-HMS. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 135, 1, 119–124.
- CHUMAN, T., LIPSKÝ, Z., MATĚJČEK, T. (2007): Sukcese vegetace v údolní nivě po extrémních záplavách. In: Langhammer, J. (ed.): Povodně a změny v krajině. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha.
- JANSKÝ, B. (2003): Water retention in river basins. Acta Universitatis Carolinae Geographica, 38, 2, 173–184.
- JENÍČEK, M. (2005): Možnosti využití srážko-odtokových modelů na malých a středně velkých povodích. In: Langhammer, J. (ed.): Vliv změn přírodního prostředí povodí a údolní nivy na povodňové riziko. PřF UK, Praha, 112–126.
- JENÍČEK, M. (2007): Rainfall-runoff modelling in small and middle-large catchments – an overview. Geografie – Sborník ČGS, 111, 3, 305–313.
- JENÍČEK, M. (2008): Modelling the effect of small reservoirs on flood regime in the Chomutovka river basin. In: Brilly, M., Šraj, M. (eds.): XXIVth Conference of the Danubian Countries on the Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management. Slovenian National Committee for the IHP UNESCO, Ljubljana, 1–7.

- JENÍK, J. (1961): Alpinská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku. Teorie anemo-orografických systémů. Československá akademie věd, Praha.
- JOZA, V. (2002): Plavební kanál Fláje–Clausnitz v Krušných horách, Litvínov.
- JUST, T., ŠÁMAL V., DUŠEK, M., FISCHER, D., KARLÍK, P., PYKAL, J. (2003): Revitalizace vodního prostředí. Agentura ochrany přírody a krajiny České republiky, Praha.
- KABIRI, R., CHAN, A., BAI, R. (2013): Comparison of SCS and Green-Ampt methods in surface runoff-flooding simulation for Klang watershed in Malaysia. *Open Journal of Modern Hydrology*, 3, 3, 102–114.
- KEYANTASH, J., DRACUP, J. A. (2002): The quantification of drought: an evaluation of drought indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 8, 1167–1180.
- KOCUM, J., JANSKÝ, B. (2009): Retence vody v pramenných oblastech Vydry a Křemelné – případová studie povodí Rokytky. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha.
- KUBÁT, J., ČEKAL, R., DAŇHELKA, J., MATOUŠEK, V. (eds.) (2012): Odborné pokyny pro provádění hlásné povodňové služby. Český hydrometeorologický ústav, Praha.
- KUKLA, P., BOHÁČ, M., KOURKOVÁ, H., ŠERCL, P. (2019): Zhodnocení vývoje povrchových vod v roce 2018. Sucho 2014–2018, sborník abstraktů. Český hydrometeorologický ústav, Praha.
- LAL, M., MISHRA, S. K., PANDEY, A. a kol. (2017): Evaluation of the soil conservation service curve number methodology using data from agricultural plots. *Hydrogeology Journal*, 25, 1, 151–167.
- LANZA, L., LEROY, M., ALEXANDROPOULOS, C., STAGI, L., WAUBEN, W. (2006): WMO Laboratory intercomparison of rainfall intensity gauges. Final report. World meteorological organisation, Genova.
- LAWA (Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser) (2017): Impacts of climate change on water management – stocktaking, options for action, and strategic fields of action 2017. German Working Group on Water Issues of the Federal States and the Federal Government (LAWA), https://www.lawa.de/documents/lawa-klimawandelbericht_2017_eng_final_1552307232.pdf [cit. 7. 8. 2019].
- LINSLEY JR., R. K., KOHLER, M. A., PAULHUS, J. L. H. (1975): Hydrology for engineers, 2nd ed. McGraw-Hill, New York.
- LIU, Y., YANG, W., YU, Z., LUNG, I., YAROTSKI, J., ELLIOT, J., TIESSEN, K. (2014): Assessing the effects of small dams on stream flow and water quality in an agricultural watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19, 10.

- LLOYD-HUGHES, B. (2014): The impracticality of a universal drought definition. *Theoretical and Applied Climatology*, 117, 3–4, 607–611.
- MENDICINO, G., SENATORE, A., VERSACE, P. (2008): A Groundwater Resource Index (GRI) for drought monitoring and forecasting in a mediterranean climate. *Journal of Hydrology*, 357, 3–4, 282–302.
- MERZ, R., BLÖSCHL, G. (2003): A process typology of regional floods. *Water Resources Research*, 39, 12, 1340.
- MIGÓN, P., PILOUS, V. (2007): Geomorfologie. In: Flousek, J. a kol. (eds.): *Krkonoše – příroda, historie, život*. Baset, Praha, 103–124.
- MIODUSZEWSKI, W. (2006): Influence of small water reservoirs on groundwater level. *Teka Kom. Ochr. Kszt. Środ. Przyr.* 3, 136–140.
- MIODUSZEWSKI, W., QUERNER, E. P., KOWALEWSKI, Z. (2014): The analysis of the impact of small retention on water resources in the catchment. *Journal of Water and Land Development*, 23, X–XII, 41–51.
- MIODUSZEWSKI, W., OKRUSZKO, T. (eds.) (2015): Natural small water retention measures combining drought mitigation, flood protection and biodiversity conservation. Guidelines. Global Water Partnership Central and Eastern Europe.
- MISHRA, A. K., SINGH V. P. (2010): A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 391, 1–2, 202–216.
- MISHRA, S. K., SURESH BABU, P., SINGH, V. P. (2007): SCS-CN method revisited. In: *Advances in Hydraulics and Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton.
- MINISTERSTVO ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ (MŽP) (2015): Strategie přizpůsobení se změně klimatu v podmínkách ČR, https://www.mzp.cz/cz/zmena_klimatu_adaptacni_strategie [cit. 1. 8. 2019].
- MINISTERSTVO ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ (MŽP) (2017): Národní akční plán adaptace na změnu klimatu, https://www.mzp.cz/cz/narodni_akcni_plan_zmena_klimatu [cit. 1. 8. 2019].
- MINISTERSTVO ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA SLOVENSKEJ REPUBLIKY (MŽP SR) (2018): H₂odnota je voda. Akčný plán na riešenie dôsledkov sucha a nedostatku vody, <https://www.minzp.sk/files/sekcia-vod/hodnota-je-voda/h2odnota-je-voda/h2odnota-je-voda.pdf> [cit. 7. 8. 2019].
- NIEMEYER, S. (2008): New drought indices. In: López-Francos, A. (ed.): *Drought management: scientific and technological innovations*. CIHEAM. Options Méditerranéennes, Zaragoza, 267–274.
- NOVÁK, P., KYZNAROVÁ, H. (2013): Využití radarových měření pro kvantitativní odhady a nowcasting srážek v Českém hydrometeorologickém ústavu. *Meteorologické zprávy*, 66, 6, 175–181.

- NOVÁK, P., KYZVAROVÁ, H. (2016): MERGE2 – Modernizovaný systém kvantitativních odhadů srážek provozovaný v Českém hydrometeorologickém ústavu. *Meteorologické zprávy*, 69, 5, 137–144.
- NOVICKÝ, O., KAŠPÁREK, L., FRIDRICHOVÁ, R., FIALA, T., BRZÁKOVÁ, J., KOURKOVÁ, H., TREML, P., VACULÍK, M. (2008): Časová a plošná variabilita hydrologického sucha v podmínkách klimatické změny na území České republiky. VÚV T.G.M., Praha.
- NOVICKÝ, O., KAŠPÁREK, L., HANSLÍK, E., VLNAS, R., VIZINA, A., FIALA, T., BRZÁKOVÁ, J., LEDVINKA, O., KOURKOVÁ, H., FRIDRICHOVÁ, R. (2010): Časová a plošná variabilita hydrologického sucha v podmínkách klimatické změny na území České republiky. Závěrečná zpráva. VÚV T.G.M., Praha.
- LOUDIN, L., HERVIEU, F., MICHEL, C., PERRIN, CH., ANDRÉASSIAN, V., ANCTIL, F., LOUMAGNE, C. (2005): Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 – Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of hydrology*, 303, 290–306.
- PALMER, W. C. (1965): Meteorological drought. Research Paper No. 45. US Weather Bureau, Washington DC.
- PELÍŠEK, J. (1974): Půdy Krkonošského národního parku. *Opera Corcontica*, 11, 7–35.
- PILOUS, V. (1973): Strukturní mury v Krkonoších – I. část. *Opera Corcontica*, 10, 15–69.
- PILOUS, V. (2014): Povodně v Krkonoších. In: Pilous, V., Bartoš, M.: Největší povodně v Krkonoších. Správa krkonošského národního parku, Vrchlabí, 1–9.
- PLAMÍNEK, J. (2007): Geologie. In: Flousek, J. a kol. (eds.): Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, 83–102.
- PODRÁZSKÝ, V., VACEK, S., MIKESKA, M., BOČEK, M., HEJCMAN, M. (2007): Půdy. In: Flousek, J. a kol. (eds.): Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, 135–146.
- POFF, N. L., WARD, J. V. (1989): Implications of streamflow variability and predictability for lotic community structure: a regional analysis of streamflow patterns. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 46, 10, 1805–1818.
- POLÁŠEK, J. (2006): Tradice výroby a zpracování železa v Beskydech a Pobeskydí: Plavení dřeva a zaniklé výrobní objekty v oblasti Moravskoslezských a Slezských Beskyd. Muzeum Beskyd, Frýdek-Místek.
- POVODÍ LABE, státní podnik (2006): Zpráva o povodni v srpnu 2006 v oblasti povodí horního a středního Labe a na vlastním toku Labe v oblasti povodí Ohře a dolního Labe (6. 8.–10. 8. 2006). Povodí Labe, státní podnik, Hradec Králové.

- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Geografický ústav ČSAV, Brno.
- ROZEHNAL, J. a kol. (2014): Hvězdářská ročenka 2015. Hvězdárna a planetárium hl. m. Prahy a Astronomický ústav AV ČR, Praha.
- ROZEHNAL, J. a kol. (2017): Hvězdářská ročenka 2018. Hvězdárna a planetárium hl. m. Prahy a Astronomický ústav AV ČR, Praha.
- ŘIČICOVÁ, P., DAŇHELKA, J., NÁVOJOVÁ, H., KOURKOVÁ, H. (2004): Sucho v českých povodích v roce 2003. Vodní hospodářství, 54, 2, 25–29.
- SANDEV, M., VALERIANOVÁ, A., ŠERCL, P., KUBÁT, J., JURÁŇ, S., ČEKAL, R., CHROUMAL, J., BŘEZINA, K., PETR, J., TANAJEWSKI, M., KRŽÍŽ, T., DRBOLA, L., STŘEŠTÍK, J., KLADIVO, J., POLÁCH, D., ŠTĚPÁNKOVÁ, P., ŠIKULA, J., VAŇKOVÁ, Z. (2014): Vyhodnocení povodní v červnu 2013. Závěrečná souhrnná zpráva. Český hydrometeorologický ústav, Praha.
- SHAFER, B. A., DEZMAN, L. E. (1982): Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas. Proceedings of the Western Snow Conference, Colorado State University, Fort Collins, 164–175.
- SCHARFFENBERG, B., BARTLES, M., BRAUER, T., FLEMING, M., KARLOVITS, G. (2018): Hydrologic modeling system HEC-HMS. User's manual, version 4.3. Hydrologic Engineering Center. U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California.
- SKÁLA, V. (2017): Hydrologické sucho v pramenných oblastech šumavských toků. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha.
- SMAKHTIN, V. U. (2001): Low flow hydrology: a review. Journal of Hydrology, 240, 3–4, 147–186.
- SMELÍK, L. (2016): Analýza změn odtokových poměrů pro Českou republiku. VTEI, 58, 4, 7–12.
- SOUKALOVÁ, E., ŘEHÁNEK, T., ŠIFTAŘ, Z. (1997): Odtoková situace za povodně v červenci 1997 v povodích Odry, Moravy a Labe. Meteorologické zprávy, 50, 6, 183–190.
- STAHL, K. (2001): Hydrological drought – a study across Europe. Dissertation thesis. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br., Freiburg.
- STRUNZ, H. (2008): Holztrift-Kulturdenkmale bleiben erhalten. Nationalpark Bayerischer Wald. Unser Wilder Wald, 23, 4–5.
- SÝKORA, B. a kol. (1983): Krkonošský národní park. Správa Krkonošského národního parku. Státní zemědělské nakladatelství, Praha.
- ŠÁDKOVÁ, E. (2017): Krkonošské klauzy – minulost a současnost. Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha.

- ŠÁLEK, M., NOVÁK, P., SEO, D. J. (2004): Operational application of combined radar and raingauges precipitation estimation at the CHMI. In: ERAD Publication Series, 2, 16–20.
- ŠERCL, P. (2007a): Vliv fyzickogeografických faktorů na charakteristiky teoretických návrhových povodňových vln. Disertační práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha.
- ŠERCL, P. (2007b): Metoda CN-křivek. Dílčí zpráva za ČHMÚ Praha. In: VAV 1D/1/5/05 Vývoj metod predikce stavů sucha a povodňových situací na základě infiltračních a retenčních vlastností půdního pokryvu ČR. Závěrečná zpráva. DÚ 3: Rozvoj a testování modelovacího systému pro predikci povodňových odtoků v malých povodích, Praha.
- ŠIMURDA, J. (2012): Příběh lesa – devět století krkonošských hvozdů. Správa Krkonošského národního parku, Vrchlabí.
- ŠKARPICH, V., GALIA, T., HRADECKÝ, J., RUMAN, S. (2016): Opravdu chceme hradit vodní toky v národních parcích? Ochrana přírody, 3, 19–21.
- ŠMRHOVÁ, Z. (2014): Vliv malých vodních nádrží na výskyt extrémních odtokových epizod v povodí horní Otavy. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha.
- ŠTURSA, J. (2007): Prostorové uspořádání krkonošské přírody. In: Flousek, J. a kol. (eds.): Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, 291–292.
- ŠTURSA, J. (2013): Arktoalpínská tundra Krkonoš. Živa, 4, 171–174.
- TALLAKSEN, L. M., VAN LANEN, H. A. J. (eds.) (2004): Hydrological drought. Processes and estimation methods for streamflow and groundwater. Developments in Water Science, 48. Elsevier, The Netherlands.
- TARASOVA, L., MERZ, R., KISS, A., BASSO, S., BLÖSCHL, G., MERZ, B., VIGLIONE, A., PLÖTNER, S., GUSE, B., SCHUMANN, A., FISCHER, S., AHRENS, B., ANWAR, F., BÁRDOSSY, A., BÜHLER, P., HABERLANDT, U., KREIBICH, H., KRUG, A., LUN, D., MÜLLER-THOMY, H., PIDOTO, R., PRIMO, C., SEIDEL, J., VOROGUSHYN, S., WIETZKE, L. (2019): Causative classification of river flood events. WIREs Water, 6, 4, e1353.
- TAUFMANNOVÁ, A., JENÍČEK, M. (2011): Impact of polder system on flooding in the Rolava River basin. Geografie, 116, 2, 130–143.
- TESAŘ, M., ŠÍR, M., ZELENKOVÁ, E. (2004): Vliv vegetace na vodní a teplotní režim tří povodí ve vrcholovém pásmu Šumavy. Aktuality šumavského výzkumu II, Sborník z konference, Srní 4.–7. října 2004, 84–88.
- TNV 75 2415. Suché nádrže. Odvětvová technická norma vodního hospodářství (2013).
- TOLASZ, R. (2007): Atlas podnebí Česka. Český hydrometeorologický ústav, Praha.

- TOMÁŠEK, M. (2003): Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha.
- TRENBERTH, K. E., DAI, A., VAN DER SCHRIER, G., JONES, P. D., BARICHIVICH, J., BRIFFA, K. R., SHEFFIELD, J. (2013): Global warming and changes in drought. *Nature Climate Change* 4, 17–22.
- UNUCKA, J., HOŘÍNKOVÁ, M., ŘÍHOVÁ, V., ADAMEC, M. (2010): Porovnání metod SCS-CN a Green-Ampt pomocí metod citlivostní analýzy na základě změny indexu předchozí srážky. XXII sjezd České geografické společnosti, Ostrava.
- VALIENTE, Ó. M. (2001): Sequía: definiciones, tipologías y métodos de cuantificación. *Investigaciones geográficas*, 26, 59–80.
- VAN LANEN, H. A. J., KUNDZEWICZ, Z. W., TALLAKSEN, L. M., HISDAL, H., FENDEKOVÁ, M., PRUDHOMME, CH. (2008): Indices for different types of droughts and floods at different scales. Technical report No. 11. WATCH, Water and Global Change.
- VIZINA, A., DZURÁKOVÁ, M. a kol. (2018): Typová lokalita Citonice a modelování přírodě blízkých opatření modely Bilan, HEC-HMS a HYPE. VÚV T.G.M., v.v.i., Praha.
- VIZINA, A., HANEL, M., TRNKA, M., DAŇHELKA, J., GREGORIEOVÁ, I., PAVLÍK, P., HEŘMANOVSKÝ, M. (2018): HAMR: online systém pro zvládání sucha – operativní řízení během suché epizody. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*, 60, 5, 22–28.
- VLNAS, R. a kol. (2015): Návrh koncepce řešení krizové situace výskytu sucha a nedostatku vody v České republice. Projekt Návrh koncepce řešení krizové situace vyvolané výskytem sucha a nedostatkem vody na území ČR. VÚV T.G.M., v.v.i., Praha.
- VRABEC, M., ČEKAL, R., LEIPELTOVÁ, P., KIMLOVÁ, M., ČERNÁ, L. (2015): Roční zpráva o hydrometeorologické situaci v České republice. Český hydrometeorologický ústav, Praha.
- WILHITE, D. A., GLANTZ, M. H. (1985): Understanding the drought phenomenon: the role of definitions. *Water International* 10, 3, 111–120.
- WILHITE, D. A. (1992): Drought. In: Nierenberg, W. A. (ed.): *Encyclopedia of Earth Science*, vol. 2. Academic Press, San Diego, 81–92.
- WILHITE, D. A. (2000): Drought as a natural hazard: concepts and definitions. In: Wilhite, D. A.: *Drought: a global assessment*, Vol. 1. Routledge, London, 3–18.
- YEVJEVICH, V. (1967): An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts. *Hydrology Papers*. Colorado State University, Fort Collins.
- ZÁKON č. 254/2001 Sb., o vodách a o změně některých zákonů (vodní zákon), <https://www.zakonyprolidi.cz/cs/2001-254> [cit. 1. 1. 2019].

Datové zdroje a mapové podklady

ARCDATA PRAHA: ArcČR 500. Digitální vektorová geografická databáze České republiky, <https://www.arcdata.cz/produkty/geograficka-data/arccr-500> [cit. 17. 10. 2019].

ČGS (a): Geologická mapa České republiky 1: 50 000. Česká geologická služba, WMS služby, <http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms> [cit. 24. 10. 2019].

ČGS (b): Půdní mapa 1: 50 000 – starší mapování. Česká geologická služba, WMS služby, <http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms> [cit. 27. 10. 2019].

ČHMÚ(a): Databáze CLIDATA. Český hydrometeorologický ústav.

ČHMÚ(b): Databáze a aplikace WinZPV. Zpracování dat ze sítě vodoměrných stanic povrchových vod. Český hydrometeorologický ústav.

ČHMÚ(c): MERGE. Kombinované odhady srážek. Český hydrometeorologický ústav.

ČHMÚ(d): Vypočtené hodnoty CN pro území ČR. Český hydrometeorologický ústav.

ČHMÚ (2018): Pravděpodobnost překročení průměrných denních průtoků. Český hydrometeorologický ústav, <http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/vodnosti/vodnosti.html#prikklad> [cit. 30. 12. 2019].

ČSÚ (2019): Česká republika od roku 1989 v číslech – aktualizováno 29.8.2019. Český statistický úřad, <https://www.czso.cz/csu/czso/ceska-republika-od-roku-1989-v-cislech-2018-f400xa058p#02> [cit. 14. 10. 2019].

ČÚZK (a): Digitální model reliéfu České republiky 5. generace (DMR 5G). Český úřad zeměměřičský a katastrální.

ČÚZK (b): Prohlížeč služby WMS – Ortofoto. Český úřad zeměměřičský a katastrální, [https://geoportal.cuzk.cz/\(S\(q5jdwue54flvwa4infnvt0g\)\)/Default.aspx?menu=3121&mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ORTOFOTO-P&metadataXSL=metadata.sluzba](https://geoportal.cuzk.cz/(S(q5jdwue54flvwa4infnvt0g))/Default.aspx?menu=3121&mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ORTOFOTO-P&metadataXSL=metadata.sluzba) [cit. 17. 10. 2019].

ČÚZK (c): Prohlížeč služby WMS – ZM 10. Český úřad zeměměřičský a katastrální, [https://geoportal.cuzk.cz/\(S\(i4vmvheyekbupiqigwgkv4qi\)\)/Default.aspx?mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ZM10-P&metadataXSL=metadata.sluzba&head_tab=sekce-03-gp&menu=3115](https://geoportal.cuzk.cz/(S(i4vmvheyekbupiqigwgkv4qi))/Default.aspx?mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ZM10-P&metadataXSL=metadata.sluzba&head_tab=sekce-03-gp&menu=3115) [cit. 16. 11. 2019].

POVODÍ LABE, státní podnik (2020): Hladiny vody v nádržích. Povodí Labe, státní podnik, <http://www.pla.cz/portal/nadrze/cz/pc/Objemy.aspx?data=1> [cit. 18. 1. 2020].

SPRÁVA KRNAP: Zonace národního parku. Správa Krkonošského národního parku, WMS služby, <http://gis.krnep.cz/> [cit. 5. 11. 2019].

VÚV TGM: Digitální báze vodohospodářských dat (DIBAVOD). Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i., <http://www.dibavod.cz/index.php?id=27> [cit. 17. 10. 2019].

Seznam obrázků

Obr. 1: Vztahy mezi jednotlivými druhy sucha a jejich časová posloupnost.	13
Obr. 2: Pravděpodobnost překročení průměrných denních průtoků ve vybraných měrných profilech v Česku k 21. 8. 2018.	22
Obr. 3: Hydrogram průtokové vlny a její charakteristiky.	30
Obr. 4: Rozložení jednotlivých prostorů v nádrži.	37
Obr. 5: Vymezení zájmového území.	40
Obr. 6: Geologická mapa povodí horní Úpy.	42
Obr. 7: Výškové poměry zájmového povodí.	45
Obr. 8: Sklonitostní poměry povodí horní Úpy.	46
Obr. 9: Orientace svahů v zájmovém povodí.	47
Obr. 10: Průměrné měsíční úhrny srážek a průměrné měsíční teploty vzduchu na Sněžce a v Pecí pod Sněžkou za období 1988–2018.	48
Obr. 11: Půdní poměry v povodí.	50
Obr. 12: Krajinný pokryv v povodí horní Úpy.	52
Obr. 13: Rozvinutý podélný profil horního toku Úpy.	55
Obr. 14: Kruhový graf vývoje povodí horní Úpy.	56
Obr. 15: Hypsografická křivka povodí horní Úpy.	58
Obr. 16: Průměrné roční průtoky na Úpě v Horním Maršově v hydrologických letech 1949–2018.	59
Obr. 17: Průměrné měsíční průtoky na Úpě v Horním Maršově za referenční období 1981–2010.	60
Obr. 18: Podíl dlouhodobých průměrných měsíčních průtoků na Úpě v Horním Maršově na celkovém ročním odtoku.	60
Obr. 19: Čára průměrného překročení denních průtoků na Úpě v profilu Horní Maršov za referenční období 1981–2010.	61
Obr. 20: Čáry průměrných denních průtoků na Úpě v profilu Horní Maršov v letech 2014–2018.	62

Obr. 21: Batymetrická mapa a příčný profil potenciální nádrže na místě původní klauzy na Úpě v Obřím dole.	70
Obr. 22: Batymetrická mapa a vybrané příčné profily potenciální nádrže na místě původní klauzy na Lysečinském potoce.	71
Obr. 23: Bathygrafické křivky klauz.	71
Obr. 24: Průměrný úhrn srážek na povodí a povodňová vlna v profilu Horní Maršov ve dnech 4. – 11.8. 2006.	72
Obr. 25: Průměrný úhrn srážek na povodí a povodňová vlna v Horním Maršově ve dnech 31. 5. – 6. 6. 2013.	73
Obr. 26: Průměrné denní průtoky na Úpě v profilu Horní Maršov v období 1.– 13. 10. 2015 a 15. 8. – 15. 9. 2018.	74
Obr. 27: Přibližná konsumpční křivka pro nižší vodní stavy pro profil Horní Maršov – mostek na Lysečinském potoce.	76
Obr. 28: Schéma povodí horní Úpy po vytvořený závěrový profil v Horním Maršově v modelu HEC-HMS.	79
Obr. 29: Pozorovaný a simulovaný průtok na Úpě v Horním Maršově ve dnech 4.–11. 8. 2006.	90
Obr. 30: Pozorovaný a simulovaný průtok na Úpě v Horním Maršově ve dnech 31. 5. – 6. 6. 2013.	91
Obr. 31: Pozorovaný a simulovaný průtok na Úpě v Horním Maršově ve dnech 15. 8. – 4. 9. 2018.	92
Obr. 32: Modelovaný vliv klauz na odtok vody z povodí horní Úpy při povodni v srpnu 2006.	94
Obr. 33: Modelovaný vliv klauzy na odtok vody ze subpovodí Obřího dolu (A) a subpovodí Lysečinského potoka (B) při povodni v srpnu 2006.	95
Obr. 34: Modelovaný vliv klauz na odtok vody z povodí horní Úpy při povodni v červnu 2013.	96
Obr. 35: Modelovaný vliv klauzy na odtok vody ze subpovodí Obřího dolu (A) a subpovodí Lysečinského potoka (B) při povodni v červnu 2013.	97
Obr. 36: Simulovaný vývoj zaplnění klauz při povodni v povodí Úpy v srpnu 2006 a červnu 2013.	98
Obr. 37: Modelovaný vliv klauz na odtok vody z povodí horní Úpy během suchého období v říjnu 2015.	99

Obr. 38: Modelovaný vývoj zaplnění a přítoku i odtoku z klauzy v Obřím dole (A) a na Lysečinském potoce (B) během suchého období 1.–13. 10. 2015.	100
Obr. 39: Modelovaný vliv klauz na odtok vody z povodí horní Úpy během suchého období v srpnu–září 2018.	101
Obr. 40: Modelovaný vývoj zaplnění a přítoku i odtoku z klauzy v Obřím dole (A) a na Lysečinském potoce (B) během suchého období 15. 8. – 15. 9. 2018.	102

Seznam tabulek

Tab. 1: Základní charakteristiky vybraných toků v povodí horní Úpy.....	53
Tab. 2: Stupeň vývoje a průměrný sklon vybraných vodních toků v povodí horní Úpy.....	54
Tab. 3: Přehled hydrologických let s průměrnými denními průtoky pod hranicí sucha v profilu Horní Maršov v rozmezí let 1949–2018.	62
Tab. 4: Přehled dostupných metod pro výpočet jednotlivých parametrů srážko-odtokového procesu v modelu HEC-HMS, verze 4.3.	67
Tab. 5: Základní charakteristiky potenciálních nádrží.....	69
Tab. 6: Měsíční hodnoty výparu z volné hladiny pro klauzu v Obřím dole a na Lysečinském potoce.	87
Tab. 7: Hodnoty objektivních kritérií pro modelované povodňové epizody v roce 2006 a 2013.....	91
Tab. 8: Porovnání dosažených kulminací u modelové simulace bez vlivu a s vlivem klauz ve vybraných profilech při povodni v srpnu 2006.....	96
Tab. 9: Porovnání dosažených kulminací u modelové simulace bez vlivu a s vlivem klauz ve vybraných profilech při povodni v červnu 2013.....	98
Tab. 10: Přehled některých charakteristik modelové simulace bez vlivu a s vlivem klauz v závěrovém profilu povodí horní Úpy během suchého období 1.–13. 10. 2015.	100
Tab. 11: Přehled některých charakteristik modelové simulace bez vlivu a s vlivem klauz v závěrovém profilu povodí horní Úpy během suchého období 15. 8. – 15. 9. 2018.	101

Seznam příloh

Příloha 1: Lokalita bývalé klauzy v Obřím dole – pozůstatek hráze na levém břehu Úpy.	127
Příloha 2: Lokalita bývalé klauzy na Lysečinském potoce – pohled z prostoru nádrže na výtok.	127
Příloha 3: Denní úhrny srážek v povodí horní Úpy za období 4.–8. 8. 2006.	128
Příloha 4: Denní úhrny srážek v povodí horní Úpy za období 31. 5. – 3. 6. 2013	129
Příloha 5: Měrný profil na Lysečinském potoce nedaleko soutoku s Úpou.	130
Příloha 6: Hodnoty CN_{II} v zájmovém povodí horní Úpy.	130
Příloha 7: Vybrané charakteristiky dílčích povodí.	131
Příloha 8: Vypočítaný ukazatel předchozích srážek a hodnoty některých parametrů vstupujících do modelu pro epizody 2006 a 2013.	132
Příloha 9: Vypočítané denní hodnoty potenciální evapotranspirace (mm) pro dané subpovodí během vybrané epizody sucha v první polovině října 2015.	133
Příloha 10: Vypočítané denní hodnoty potenciální evapotranspirace (mm) pro dané subpovodí během epizody sucha v srpnu a září 2018.	134

Přílohy

Příloha 1: Lokalita bývalé klauzy v Obřím dole – pozůstatek hráze na levém břehu Úpy (foto: autorka).

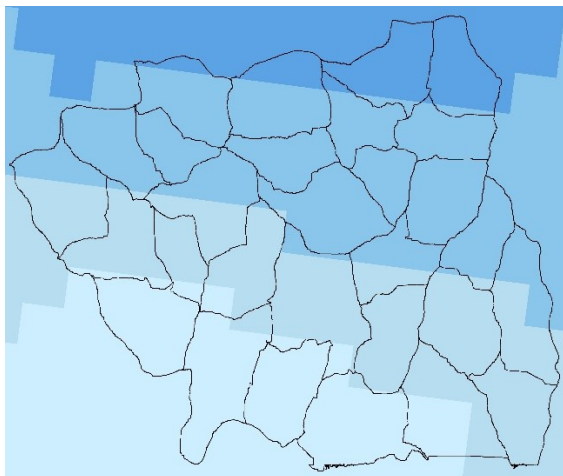


Příloha 2: Lokalita bývalé klauzy na Lysečinském potoce – pohled z prostoru nádrže na výtok (foto: autorka).

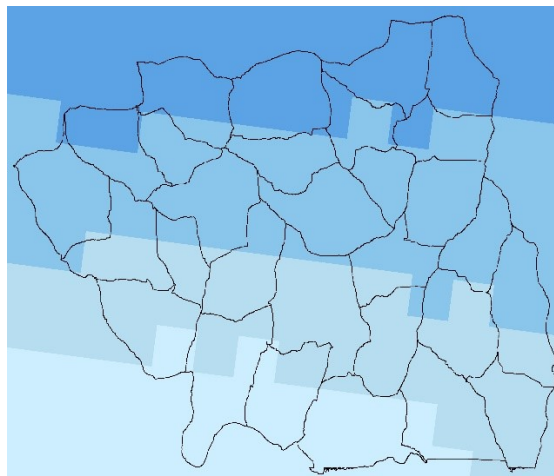


Příloha 3: Denní úhrny srážek v povodí horní Úpy za období 4.–8. 8. 2006 (vlastní zpracování, zdroj dat: ČHMÚ c).

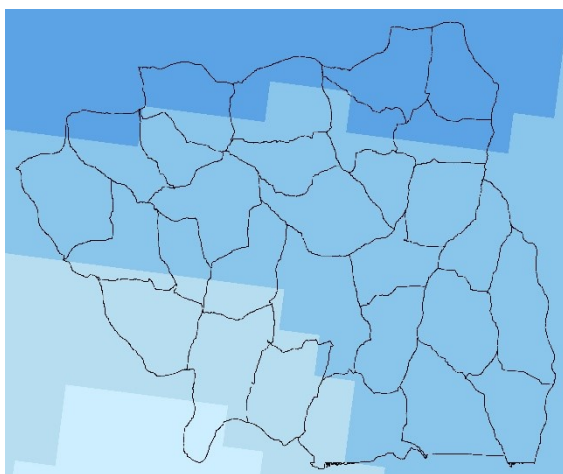
4. 8. 2006



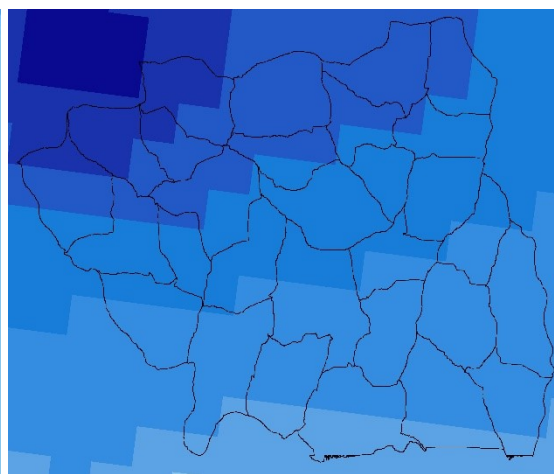
5. 8. 2006



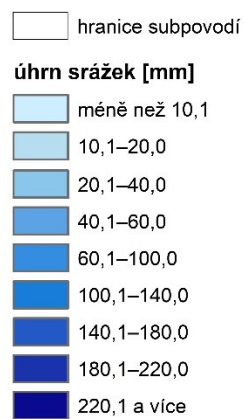
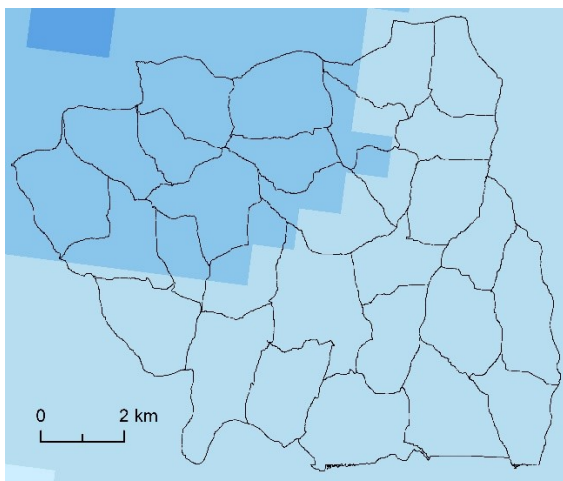
6. 8. 2006



7. 8. 2006

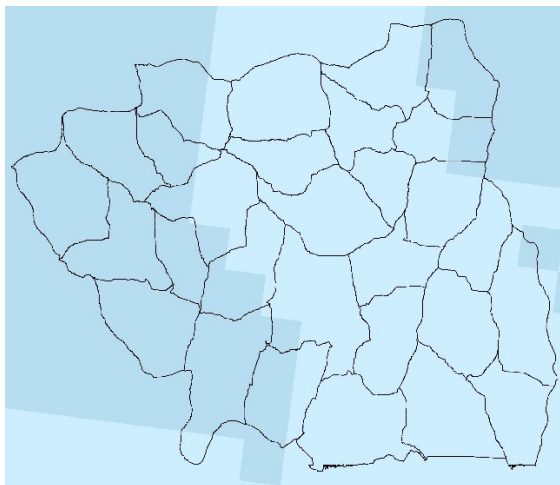


8. 8. 2006

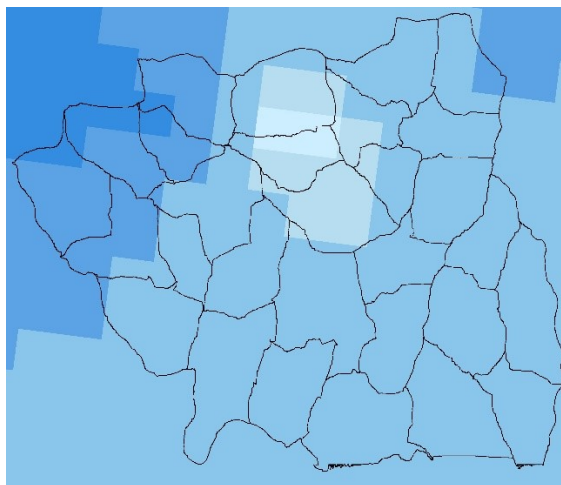


Příloha 4: Denní úhrny srážek v povodí horní Úpy za období 31. 5. – 3. 6. 2013 (vlastní zpracování, zdroj dat: ČHMÚ c).

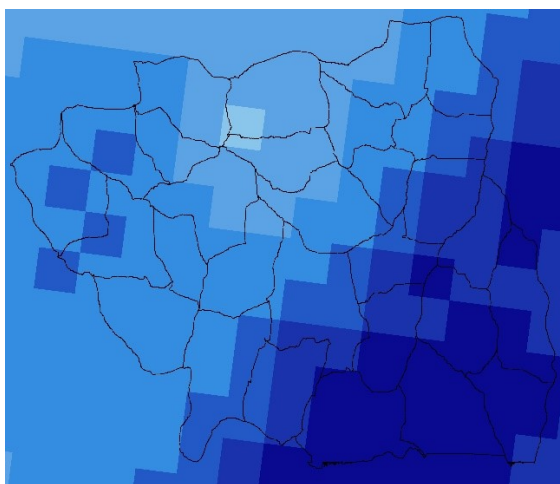
31. 5. 2013



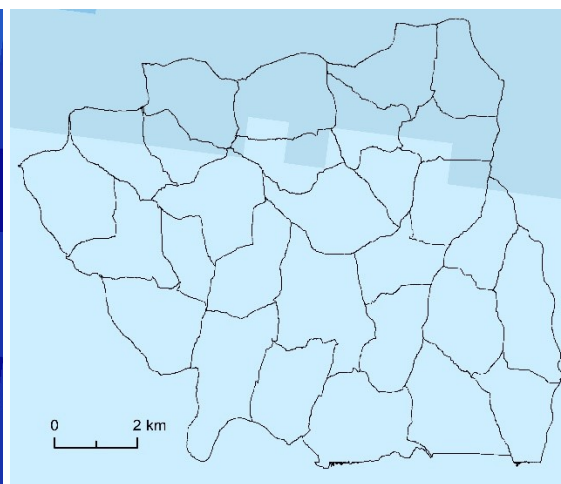
1. 6. 2013



2. 6. 2013



3. 6. 2013

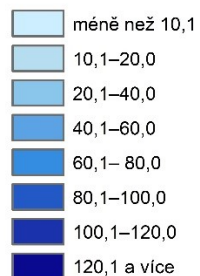


0 2 km



hranice subpovodí

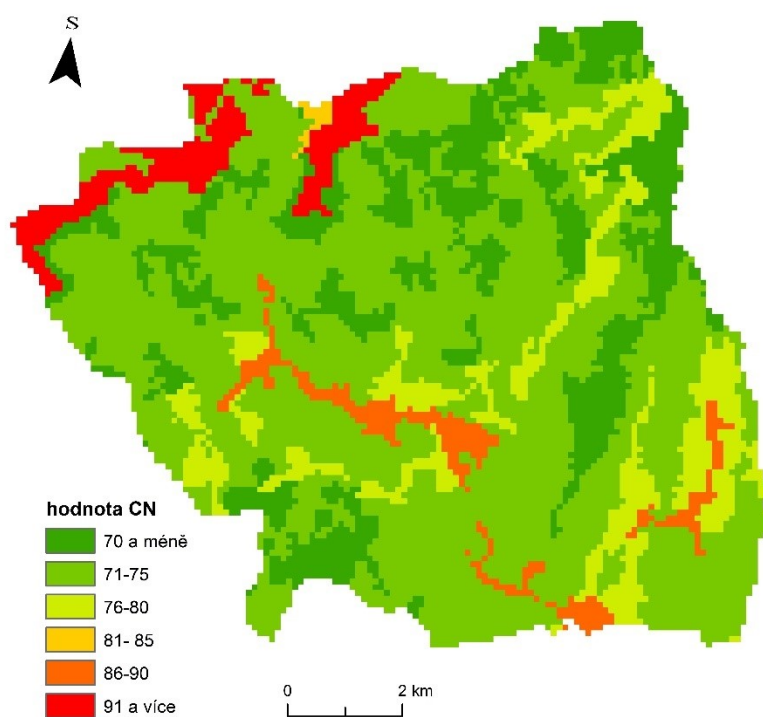
úhrn srážek [mm]



Příloha 5: Měrný profil na Lysečinském potoce nedaleko soutoku s Úpou (foto: autorka).



Příloha 6: Hodnoty CN_{II} v zájmovém povodí horní Úpy (vlastní zpracování, zdroj dat: ČHMÚ d).



Příloha 7: Vybrané charakteristiky dílčích povodí.

Povodí	Plocha povodí [km ²]	Ø Sklon povodí [%]	Ø Nadm. výška povodí [m n. m]	Délka údolnice [km]	S ₁₀₈₅ [ft/mi]
W4670	2,3	31,3	1064	3,9	808,1
W4680	3,4	26,8	1101	3,1	640,8
W4690	3,0	20,7	1076	3,3	593,1
W4910	4,2	38,8	1280	4,0	721,1
W5030	3,4	58,0	1247	3,7	940,3
W5180	2,5	24,2	1022	3,9	388,2
W5190	1,9	55,4	1123	3,4	1239,2
W5360	1,8	43,9	965	4,1	502,8
W5370	2,5	38,7	1168	3,5	852,2
W5420	3,2	36,2	1240	4,5	702,7
W5450	3,3	30,2	979	4,2	451,0
W6110	4,1	39,2	1020	5,8	569,9
W6170	4,1	30,7	1220	4,2	687,8
W6190	3,5	36,0	1047	4,4	456,1
W6520	2,5	32,2	945	3,8	601,6
W6530	3,9	37,6	1076	4,7	754,2
W6720	1,9	29,5	874	3,2	461,8
W6920	3,4	36,2	942	4,0	865,0
W7210	3,9	27,2	1033	4,5	614,9
W7280	5,4	33,2	859	6,1	414,8
W7390	4,0	21,7	825	4,5	285,8
W7460	3,1	50,2	820	5,3	287,9
W7550	4,9	28,6	1063	6,1	548,6
W7910	3,6	30,3	819	4,6	456,7
W8040	3,5	33,7	998	4,4	718,1
W8220	3,0	28,7	826	3,8	453,0
W8410	4,6	42,4	791	5,7	262,1
W8590	4,5	27,2	734	4,4	432,9
W8790	2,6	37,6	898	3,7	359,0

Příloha 8: Vypočítaný ukazatel předchozích srážek a hodnoty některých parametrů vstupujících do modelu pro epizody 2006 a 2013.

Povodí	API5 2006	API5 2013	CN _i 2006	CN _{i(II)} 2013	I _a 2006	I _a 2013	R _c [hod]	T _{lag} 2006 [hod]	T _{lag} 2013 [hod]	T _c 2006 [hod]	T _c 2013 [hod]
W4670	19,9	27,0	51,2	51,2	48,4	48,4	0,55	0,94	0,94	1,58	1,58
W4680	20,5	33,3	51,7	51,7	47,5	47,5	0,61	0,84	0,84	1,40	1,40
W4690	18,4	42,1	52,9	(72,4)	45,3	19,4	0,66	0,97	0,58	1,62	0,98
W4910	21,6	16,2	58,1	58,1	36,7	36,7	0,60	0,72	0,72	1,20	1,20
W5030	23,0	38,9	60,7	(78,3)	32,9	14,1	0,48	0,52	0,32	0,87	0,54
W5180	18,5	38,7	52,1	(71,8)	46,7	20,0	0,98	1,06	0,64	1,77	1,06
W5190	19,7	38,5	57,3	(75,8)	37,9	16,2	0,37	0,55	0,34	0,91	0,56
W5360	18,7	23,9	51,4	51,4	48,1	48,1	0,81	0,83	0,83	1,39	1,39
W5370	21,2	14,4	52,0	52,0	46,9	46,9	0,51	0,77	0,77	1,28	1,28
W5420	20,7	50,6	57,7	(76,1)	37,3	16,0	0,64	0,84	0,52	1,41	0,86
W5450	17,8	34,4	52,5	52,5	46,0	46,0	0,89	0,98	0,98	1,64	1,64
W6110	19,2	21,8	51,4	51,4	48,0	48,0	0,83	1,16	1,16	1,93	1,93
W6170	18,9	51,2	56,8	(75,4)	38,7	16,6	0,64	0,88	0,54	1,47	0,90
W6190	15,4	46,1	51,3	(71,1)	48,1	20,6	0,90	0,97	0,58	1,62	0,97
W6520	17,2	35,2	51,3	51,3	48,3	48,3	0,68	0,91	0,91	1,52	1,52
W6530	16,4	29,2	52,5	52,5	45,9	45,9	0,62	0,97	0,97	1,61	1,61
W6720	12,1	38,7	57,4	(75,9)	37,7	16,2	0,80	0,72	0,44	1,20	0,73
W6920	13,2	34,6	54,3	54,3	42,8	42,8	0,52	0,83	0,83	1,39	1,39
W7210	11,7	43,7	54,1	(73,3)	43,2	18,5	0,71	1,05	0,63	1,75	1,06
W7280	14,8	29,2	58,5	58,5	36,0	36,0	1,08	1,09	1,09	1,82	1,82
W7390	15,8	35,5	57,6	57,6	37,4	37,4	1,30	1,08	1,08	1,80	1,80
W7460	15,5	29,9	51,9	51,9	47,2	47,2	1,37	0,94	0,94	1,57	1,57
W7550	12,2	39,8	51,9	(71,6)	47,1	20,2	0,87	1,39	0,84	2,32	1,40
W7910	16,6	32,8	52,8	52,8	45,4	45,4	0,91	1,05	1,05	1,75	1,75
W8040	11,6	33,9	52,2	52,2	46,5	46,5	0,63	0,98	0,98	1,64	1,64
W8220	15,2	30,5	54,3	54,3	42,7	42,7	0,86	0,90	0,90	1,50	1,50
W8410	10,8	31,5	54,2	54,2	43,0	43,0	1,51	1,01	1,01	1,69	1,69
W8590	15,2	29,3	55,6	55,6	40,6	40,6	0,93	0,99	0,99	1,65	1,65
W8790	16,4	27,5	53,2	53,2	44,6	44,6	1,02	0,79	0,79	1,32	1,32

Příloha 9: Vypočítané denní hodnoty potenciální evapotranspirace (mm) pro dané subpovodí během vybrané epizody sucha v první polovině října 2015.

	říjen 2015													
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
W4670	0,61	0,77	1,02	1,21	1,03	1,17	1,20	1,06	0,74	0,49	0,34	0,23	0,23	0,58
W4680	0,59	0,75	1,00	1,20	1,01	1,15	1,18	1,05	0,72	0,47	0,32	0,22	0,22	0,56
W4690	0,61	0,76	1,01	1,21	1,02	1,16	1,19	1,06	0,73	0,48	0,33	0,23	0,23	0,57
W4910	0,50	0,65	0,91	1,11	0,92	1,06	1,09	0,96	0,63	0,39	0,24	0,14	0,14	0,49
W5030	0,52	0,67	0,93	1,12	0,94	1,08	1,11	0,98	0,65	0,41	0,26	0,15	0,15	0,50
W5180	0,64	0,79	1,04	1,24	1,05	1,19	1,22	1,08	0,76	0,51	0,36	0,25	0,25	0,60
W5190	0,58	0,73	0,99	1,19	1,00	1,14	1,17	1,04	0,71	0,46	0,31	0,21	0,21	0,55
W5360	0,67	0,82	1,07	1,26	1,08	1,21	1,24	1,11	0,78	0,54	0,38	0,28	0,28	0,62
W5370	0,56	0,71	0,97	1,16	0,97	1,12	1,15	1,01	0,69	0,44	0,29	0,19	0,19	0,53
W5420	0,52	0,67	0,93	1,13	0,94	1,08	1,11	0,98	0,65	0,41	0,26	0,15	0,15	0,50
W5450	0,66	0,81	1,06	1,26	1,07	1,21	1,24	1,10	0,78	0,53	0,38	0,27	0,27	0,62
W6110	0,64	0,79	1,04	1,24	1,05	1,19	1,22	1,08	0,76	0,51	0,36	0,25	0,25	0,60
W6170	0,53	0,68	0,94	1,14	0,95	1,09	1,12	0,99	0,66	0,42	0,27	0,16	0,16	0,51
W6190	0,62	0,77	1,03	1,22	1,03	1,17	1,20	1,07	0,74	0,50	0,35	0,24	0,24	0,59
W6520	0,68	0,83	1,08	1,27	1,09	1,22	1,25	1,12	0,79	0,54	0,39	0,29	0,29	0,63
W6530	0,61	0,76	1,02	1,21	1,02	1,16	1,19	1,06	0,73	0,48	0,33	0,23	0,23	0,58
W6720	0,71	0,86	1,12	1,31	1,12	1,26	1,29	1,15	0,82	0,58	0,42	0,32	0,32	0,66
W6920	0,68	0,83	1,08	1,28	1,09	1,23	1,25	1,12	0,79	0,55	0,39	0,29	0,29	0,63
W7210	0,63	0,78	1,04	1,23	1,04	1,18	1,21	1,08	0,75	0,50	0,35	0,25	0,25	0,59
W7280	0,72	0,87	1,13	1,32	1,13	1,27	1,29	1,16	0,83	0,58	0,43	0,32	0,32	0,67
W7390	0,74	0,89	1,14	1,34	1,14	1,28	1,31	1,18	0,85	0,60	0,45	0,34	0,34	0,68
W7460	0,74	0,89	1,15	1,34	1,15	1,29	1,31	1,18	0,85	0,60	0,45	0,34	0,34	0,69
W7550	0,61	0,77	1,02	1,22	1,03	1,17	1,20	1,06	0,74	0,49	0,34	0,23	0,23	0,58
W7910	0,74	0,89	1,15	1,34	1,15	1,29	1,31	1,18	0,85	0,60	0,45	0,34	0,34	0,69
W8040	0,65	0,80	1,05	1,25	1,06	1,20	1,23	1,09	0,77	0,52	0,37	0,26	0,26	0,61
W8220	0,74	0,89	1,14	1,33	1,14	1,28	1,31	1,18	0,85	0,60	0,45	0,34	0,34	0,68
W8410	0,76	0,91	1,16	1,35	1,16	1,30	1,33	1,19	0,86	0,62	0,46	0,35	0,35	0,70
W8590	0,79	0,94	1,19	1,38	1,19	1,33	1,36	1,22	0,89	0,64	0,49	0,38	0,38	0,72
W8790	0,70	0,85	1,11	1,30	1,11	1,25	1,28	1,14	0,81	0,57	0,41	0,31	0,31	0,65

Příloha 10: Vypočítané denní hodnoty potenciální evapotranspirace (mm) pro dané subpovodí během epizody sucha v srpnu a září 2018.

	srpen 2018																
	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
W4670	2,50	2,35	2,69	2,76	2,63	2,94	2,34	2,55	3,07	2,48	1,88	1,38	1,78	1,78	2,04	2,10	1,80
W4680	2,47	2,32	2,66	2,73	2,60	2,91	2,31	2,52	3,04	2,45	1,85	1,35	1,75	1,76	2,01	2,07	1,77
W4690	2,49	2,34	2,68	2,75	2,62	2,93	2,33	2,54	3,06	2,47	1,87	1,37	1,77	1,77	2,03	2,09	1,79
W4910	2,32	2,17	2,51	2,58	2,45	2,77	2,17	2,38	2,89	2,31	1,71	1,21	1,61	1,62	1,87	1,94	1,64
W5030	2,35	2,20	2,54	2,61	2,48	2,79	2,20	2,40	2,92	2,34	1,74	1,24	1,64	1,64	1,90	1,96	1,66
W5180	2,54	2,39	2,72	2,79	2,66	2,98	2,38	2,58	3,10	2,51	1,91	1,41	1,81	1,82	2,07	2,13	1,83
W5190	2,45	2,30	2,64	2,71	2,58	2,89	2,30	2,50	3,02	2,43	1,84	1,33	1,73	1,74	1,99	2,06	1,76
W5360	2,59	2,43	2,77	2,84	2,71	3,02	2,42	2,63	3,15	2,56	1,96	1,45	1,85	1,86	2,11	2,17	1,87
W5370	2,42	2,26	2,60	2,67	2,54	2,86	2,26	2,47	2,98	2,40	1,80	1,30	1,70	1,70	1,96	2,02	1,72
W5420	2,36	2,20	2,54	2,61	2,48	2,80	2,20	2,41	2,93	2,34	1,74	1,24	1,64	1,65	1,90	1,97	1,67
W5450	2,58	2,42	2,76	2,83	2,70	3,01	2,41	2,62	3,13	2,55	1,95	1,44	1,84	1,85	2,10	2,16	1,86
W6110	2,54	2,39	2,73	2,80	2,67	2,98	2,38	2,58	3,10	2,51	1,92	1,41	1,81	1,82	2,07	2,13	1,83
W6170	2,37	2,22	2,56	2,63	2,50	2,81	2,22	2,42	2,94	2,36	1,76	1,26	1,66	1,66	1,92	1,98	1,68
W6190	2,52	2,37	2,70	2,77	2,64	2,96	2,36	2,56	3,08	2,49	1,89	1,39	1,79	1,80	2,05	2,11	1,81
W6520	2,61	2,45	2,79	2,86	2,73	3,04	2,44	2,65	3,16	2,57	1,98	1,47	1,87	1,87	2,13	2,19	1,89
W6530	2,49	2,34	2,68	2,75	2,62	2,93	2,33	2,54	3,06	2,47	1,87	1,37	1,77	1,77	2,03	2,09	1,79
W6720	2,66	2,51	2,85	2,92	2,78	3,10	2,50	2,70	3,22	2,63	2,03	1,52	1,92	1,93	2,18	2,24	1,94
W6920	2,61	2,45	2,79	2,86	2,73	3,04	2,44	2,65	3,16	2,58	1,98	1,47	1,87	1,88	2,13	2,19	1,89
W7210	2,53	2,38	2,71	2,78	2,65	2,97	2,37	2,57	3,09	2,50	1,91	1,40	1,80	1,81	2,06	2,12	1,82
W7280	2,68	2,52	2,86	2,93	2,80	3,11	2,51	2,71	3,23	2,64	2,04	1,54	1,93	1,94	2,19	2,25	1,95
W7390	2,71	2,55	2,89	2,96	2,83	3,14	2,54	2,74	3,26	2,67	2,07	1,56	1,96	1,97	2,22	2,28	1,98
W7460	2,71	2,56	2,89	2,96	2,83	3,14	2,54	2,75	3,26	2,67	2,07	1,57	1,96	1,97	2,22	2,28	1,98
W7550	2,51	2,35	2,69	2,76	2,63	2,94	2,34	2,55	3,07	2,48	1,88	1,38	1,78	1,78	2,04	2,10	1,80
W7910	2,71	2,56	2,89	2,96	2,83	3,14	2,54	2,75	3,26	2,67	2,07	1,57	1,97	1,97	2,22	2,28	1,98
W8040	2,56	2,41	2,74	2,81	2,68	3,00	2,40	2,60	3,12	2,53	1,93	1,43	1,83	1,83	2,09	2,15	1,85
W8220	2,71	2,55	2,89	2,96	2,82	3,14	2,54	2,74	3,26	2,67	2,07	1,56	1,96	1,97	2,22	2,28	1,98
W8410	2,73	2,58	2,92	2,98	2,85	3,16	2,56	2,77	3,28	2,69	2,10	1,59	1,99	1,99	2,24	2,30	2,00
W8590	2,78	2,63	2,96	3,03	2,90	3,21	2,61	2,81	3,33	2,74	2,14	1,63	2,03	2,04	2,29	2,35	2,04
W8790	2,65	2,49	2,83	2,90	2,77	3,08	2,48	2,68	3,20	2,61	2,01	1,51	1,90	1,91	2,16	2,22	1,92

	září 2018																
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.		
W4670	1,83	2,21	2,33	2,03	1,80	1,71	1,98	1,53	1,63	1,87	1,90	2,05	1,95	1,69	1,38		
W4680	1,80	2,18	2,30	2,01	1,78	1,68	1,95	1,51	1,61	1,84	1,88	2,02	1,92	1,66	1,36		
W4690	1,82	2,20	2,32	2,02	1,79	1,70	1,97	1,52	1,63	1,86	1,90	2,04	1,94	1,68	1,37		
W4910	1,67	2,05	2,17	1,88	1,65	1,55	1,83	1,38	1,49	1,72	1,76	1,90	1,81	1,55	1,24		
W5030	1,69	2,08	2,20	1,90	1,67	1,58	1,85	1,40	1,51	1,74	1,78	1,92	1,83	1,57	1,26		
W5180	1,86	2,24	2,36	2,06	1,83	1,73	2,01	1,56	1,66	1,90	1,93	2,07	1,97	1,71	1,41		
W5190	1,78	2,17	2,29	1,99	1,76	1,66	1,94	1,49	1,59	1,83	1,86	2,01	1,91	1,65	1,34		
W5360	1,90	2,28	2,40	2,10	1,87	1,77	2,05	1,60	1,70	1,93	1,97	2,11	2,01	1,75	1,44		
W5370	1,75	2,13	2,26	1,96	1,73	1,63	1,91	1,46	1,56	1,80	1,83	1,98	1,88	1,62	1,31		
W5420	1,70	2,08	2,20	1,91	1,68	1,58	1,86	1,41	1,51	1,75	1,79	1,93	1,83	1,57	1,27		
W5450	1,89	2,27	2,39	2,09	1,86	1,77	2,04	1,59	1,69	1,93	1,96	2,10	2,00	1,74	1,43		
W6110	1,86	2,24	2,36	2,06	1,83	1,74	2,01	1,56	1,66	1,90	1,93	2,07	1,98	1,71	1,41		
W6170	1,71	2,10	2,22	1,92	1,69	1,60	1,87	1,42	1,53	1,76	1,80	1,94	1,85	1,59	1,28		
W6190	1,84	2,22	2,34	2,04	1,81	1,72	1,99	1,54	1,65	1,88	1,91	2,06	1,96	1,70	1,39		
W6520	1,91	2,30	2,42	2,12	1,89	1,79	2,06	1,61	1,72	1,95	1,98	2,12	2,03	1,76	1,46		
W6530	1,82	2,20	2,32	2,02	1,79	1,70	1,97	1,52	1,63	1,86	1,90	2,04	1,94	1,68	1,37		
W6720	1,97	2,35	2,47	2,17	1,94	1,84	2,11	1,66	1,76	2,00	2,03	2,17	2,07	1,81	1,50		
W6920	1,92	2,30	2,42	2,12	1,89	1,79	2,06	1,61	1,72	1,95	1,98	2,13	2,03	1,76	1,46		
W7210	1,85	2,23	2,35	2,05	1,82	1,73	2,00	1,55	1,66	1,89	1,92	2,07	1,97	1,71	1,40		
W7280	1,98	2,36	2,48	2,18	1,95	1,85	2,12	1,67	1,77	2,01	2,04	2,18	2,08	1,82	1,51		
W7390	2,00	2,38	2,50	2,20	1,97	1,87	2,14	1,70	1,80	2,03	2,06	2,20	2,10	1,84	1,53		
W7460	2,01	2,39	2,51	2,21	1,98	1,88	2,15	1,70	1,80	2,03	2,07	2,21	2,11	1,84	1,54		
W7550	1,83	2,21	2,33	2,03	1,80	1,71	1,98	1,53	1,63	1,87	1,90	2,05	1,95	1,69	1,38		
W7910	2,01	2,39	2,51	2,21	1,98	1,88	2,15	1,70	1,80	2,03	2,07	2,21	2,11	1,84	1,54		
W8040	1,87	2,26	2,38	2,08	1,85	1,75	2,02	1,58	1,68	1,91	1,95	2,09	1,99	1,73	1,42		
W8220	2,00	2,38	2,50	2,20	1,97	1,87	2,14	1,69	1,80	2,03	2,06	2,20	2,10	1,84	1,53		
W8410	2,03	2,41	2,53	2,23	2,00	1,90	2,17	1,72	1,82	2,05	2,09	2,23	2,13	1,86	1,55		
W8590	2,07	2,45	2,57	2,27	2,04	1,94	2,21	1,76	1,86	2,09	2,12	2,26	2,16	1,90	1,59		
W8790	1,95	2,33	2,45	2,15	1,92	1,82	2,09	1,65	1,75	1,98	2,01	2,16	2,06	1,79	1,49		