

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Vojtěch Cuřín

Dopady změn klimatu na sněhové zásoby a odtok v jarním období v pramenné oblasti Vydry

Climate change impacts on snow storages and spring runoff in the Vydra river basin

Diplomová práce

Vedoucí závěrečné práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Praha, 2018

Prohlášení:

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

V Praze, 18.4.2018

.....

Bc. Vojtěch Cuřín

Poděkování:

Rád bych touto cestou poděkoval vedoucímu mé diplomové práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za odborné vedení a rady při zpracovávání mé práce.

Abstrakt

Vlivem nárůstu teploty vzduchu dochází ke snížení podílu pevných srážek na celkových srážkových úhrnech během roku. Tímto jsou ovlivněny ukazatele stavu sněhové pokrývky jako například délka jejího setrvání, její prostorové rozložení a množství vody v ní akumulované. Tyto změny se dále propagují lokálním odtokovým procesem a ovlivňují odtok z povodí především v zimě a na jaře.

Za pomoci koncepčního srážko-odtokového modelu HBV-light byly simulovány dopady oteplení vzduchu o 1°C, 2°C a 3°C na zmíněné ukazatele v povodí řeky Vydry. Model byl kalibrován na základě více kritérií hodnotících kvalitu simulace průtoků a vodní hodnoty sněhu. Scénáře předpokládaných změn byly odvozeny za použití delta-change metody z referenční datové řady z let 1980-2014. Hodnocení změn ukazatelů stavu sněhové pokrývky byla zpracována pro 5 výškových zón povodí a také pro povodí jako celek, aby bylo možné sledované změny vztáhnout k modelovaným změnám v odtokovém režimu.

Na základě simulací byly kvantifikovány změny v ukazatelích stavu sněhové pokrývky: pokles podílu pevných srážek, zkrácení délky období se souvislou sněhovou pokrývkou, pokles průměrných a maximálních hodnot SWE a průměrného dne dosažení maxima do dřívějšího období. V určitých časových obdobích vrcholné zimy je předpokládán nárůst četnosti událostí kapalných srážek na sněhovou pokrývkou, ač v celkovém sezónním součtu bude jejich počet klesat. Celková průměrná četnost výskytů holomrazů naopak roste, jejich průměrná teplota klesá a prodlužuje se délka trvání jednotlivých epizod. V simulovaných scénářích dále s narůstající teplotou vzduchu dochází ke snižování vlivu odtoku ze sněhu na celkový odtok, poklesu maximálních jarních průtoků a přesunu období zvýšených průtoků z tání sněhu do dřívějšího období.

Klíčová slova: změna klimatu, sněhové zásoby, jarní odtok, HBV-light

Abstract

As a result of increasing air temperature, the fraction of precipitation falling as snow decreases. This affects snow cover indicators including snow cover duration, snow cover extent and the amount of water that accumulates in snow cover during winter. These changes further propagate through local runoff process and alter winter and spring runoff.

The impacts of air temperature warming of 1°C, 2°C and 3°C on the above-mentioned indicators were simulated using a conceptual catchment runoff model HBV-light. Multi-criteria calibration, based on functions describing the goodness of fit of simulated runoff and snow water equivalent (SWE) values was performed. The temperature change scenarios were derived using the delta-change method from reference dataset 1980-2014. The indicator changes were evaluated for 5 elevation belts of the catchment as well as for the catchment as a whole, so that the observed alternations of snow cover indicators could be related to the modelled alternations of runoff.

The changes in snow cover characteristics based on these simulations include a decrease of snowfall fraction, shortened snow season, decrease in average and maximal SWE values, and the shift of the average day of year of SWE_{max} to an earlier period. An increase in the frequency of rain-on-snow (ROS) events was observed in certain periods during peak winter, although the average number of ROS events in a season is predicted to decrease. The frequency of frost days without snow cover will increase as well as the average length of an episode with such conditions. The average temperature of frost days without snow cover will also decrease. The effect of snowmelt on total runoff decreases in simulated scenarios as well as the average spring runoff maxima. The period of increased snowmelt generated runoffs shifts from late spring to early spring and winter.

Key words: climate change, snow storage, spring runoff, HBV-light

Zadání diplomové práce

Téma práce

Dopady změn klimatu na sněhové zásoby a odtok v jarním období v pramenné oblasti Vydry

Cíle práce

Diplomová práce si stanovuje následující cíle:

1. Zhodnocení současného stavu výzkumu na téma dopadu klimatických změn na sněhové proměnné a na jarní odtok.
2. Parametrizace, kalibrace a validace modelu HBV-light (University of Zurich) na zvolených experimentálních povodích katedry FGG.
3. Příprava dat scénářů budoucího vývoje teploty vzduchu a srážek, které budou následně sloužit jako vstup do modelu simulující dopad změn v uvedených klimatologických charakteristikách na sněhové zásoby, zásoby podpovrchových vod, evapotranspiraci a minimální průtoky.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Vlivem postupného zvyšování teploty vzduchu lze očekávat, že více zimních srážek se bude vyskytovat v kapalném skupenství, což s velkou pravděpodobností povede k poklesu sněhových zásob a změně v dynamice doplňování zásob podpovrchové vody. Tato změna může vést ke změně v rozložení jarního odtoku z povodí a poklesu minimálních jarních a letních průtoků, protože podpovrchová voda představuje hlavní zdroj vodnosti řek v období hydrologického sucha. Proto se jeví jako důležité kvantifikovat vliv uvedených probíhajících a budoucích změn klimatu. Aktuální stav výzkumu ukazuje, že nejde o nové téma, přesto ale stále existuje mezera v poznání vztahů mezi změnami klimatu a jejich projevy na sněhové zásoby a doplňování zásob podpovrchových vod.

Datum zadání: 14. 12. 2016

Jméno studenta: Bc. Vojtěch Cuřín

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Michal Jeníček, PhD.

Podpis vedoucího práce:

Obsah

1	Úvod.....	11
1.1	Cíle práce a hypotézy	12
1.2	Struktura práce.....	13
2	Současný stav výzkumu	14
2.1	Fyzikální základ vzniku, setrvání a tání sněhových zásob	14
2.2	Současný a budoucí vývoj teploty vzduchu.....	19
2.2.1	Vliv zvýšení teplot vzduchu na poměr kapalných a pevných srážek	21
2.3	Vliv zvýšení teploty vzduchu na sněhové proměnné	22
2.3.1	Délka setrvání sněhové pokrývky	23
2.3.2	Plošný rozsah sněhové pokrývky	25
2.3.3	Vodní hodnota sněhu	26
2.4	Vliv zvýšení teplot vzduchu na odtok ze sněhu.....	27
3	Data a metody	31
3.1	Fyzickogeografická charakteristika zájmového území.....	31
3.1.1	Geografická poloha.....	31
3.1.2	Morfologická charakteristika.....	32
3.1.3	Geologické, hydrogeologické a půdní poměry	34
3.1.4	Klimatické poměry	35
3.1.5	Hydrologická charakteristika	36
3.1.6	Biogeografie, land use a land cover.....	39
3.2	Datové zdroje	40
3.2.1	Příprava scénářů vývoje teploty vzduchu.....	40
3.3	HBV-light.....	42
3.3.1	Struktura modelu.....	42

3.3.2	Nároky na vstupní data.....	44
3.3.3	Nastavení modelu a hodnocení přesnosti.....	45
4	Výsledky.....	49
4.1	Kalibrace a validace hydrologického modelu.....	49
4.2	Vliv zvýšení teplot vzduchu na sněhové proměnné.....	50
4.3	Vliv zvýšení teplot vzduchu na odtokové poměry	58
4.4	Praktické dopady modelovaných změn	61
5	Diskuze.....	67
5.1	Vliv zvýšení teplot vzduchu na sněhové proměnné.....	67
5.2	Vliv zvýšení teploty vzduchu na odtokové poměry.....	69
5.3	Nejistoty modelu a doporučení pro další výzkum.....	69
6	Závěr	72
7	Seznam použité literatury a datových zdrojů.....	74
7.1	Literatura.....	74
7.2	Internetové zdroje.....	85
7.3	Datové zdroje	86
8	Seznam obrázků a tabulek.....	87

Přehled použitých zkratk:

ČHMÚ – Český hydrometeorologický ústav

ČÚZK – Český úřad zeměměřický a katastrální

DTM/DMR – digital terrain model/digitální model reliéfu

EEA – European Environment Agency

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change

ISO – International Organization for Standardization

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

RCP – Representative Concentration Pathways

ROS – rain on snow

SWE/SVH – snow water equivalent/vodní hodnota sněhu

USEPA – United States Environmental Protection Agency

VÚV TGM – Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka

1 Úvod

Globální vývoj klimatu mění s různou intenzitou fungování všech přírodních systémů Země včetně hydrosféry. V současné době se klimatická změna nejvýrazněji projevuje nárůstem teploty vzduchu a změnami rozložení srážek, kterými je ovlivněn i chod hydrologického cyklu (IPCC, 2014).

Na území České republiky rostly průměrné roční teploty vzduchu během období 1961-2010 dle lineárního trendu o $0,28\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ let}$ a nárůst v řádech desetin stupňů Celsia za desetiletí můžeme předpokládat i ve zbytku 21. století (Pretel et al., 2011).

Ovlivnění srážko-odtokových procesů v měnícím se klimatu je výrazné mimo jiné v období akumulace a ablace sněhové pokrývky. Vyšší teploty zapříčiní snížení poměru objemů sum pevných srážek ku kapalným a změnu četnosti událostí kapalných srážek na sněhovou pokrývku (ROS událost, z anglického rain on snow event) (Barnett, Adam a Lettenmaier, 2005; Berghuijs, Woods a Hrachowitz, 2014; Surfleet a Tullos, 2013), zkrácení období akumulace sněhové pokrývky (Bavay, Grünwald a Lehning, 2013), snížení maximálního objemu vody akumulované ve sněhu, změnu intenzity evapotranspirace (Arora a Boer, 2001; Eckhardt a Ulbrich, 2003; Foster et al., 2016) a také posun maximálních jarních průtoků do dřívějších období (Barnett, Adam a Lettenmaier, 2005; Larson et al., 2013). Výsledkem bude změna roční variability odtoku, a tedy hydrologických režimů řek, kdy dojde k poklesu průměrných průtoků v jarních a letních měsících a naopak k jejich nárůstu v zimě (Larson et al., 2013; Jenicek et al., 2016; Součková, 2016).

Změny v množství akumulovaného sněhu a rychlost a čas jeho odtávání mohou negativně ovlivnit dostupnost vody ve vegetačním období (Falloon a Betts, 2010) a také citlivé ekosystémy vázané na sníh a vodní prostředí (Delpla et al., 2009; Döll a Bunn, 2014; Hrdinka et al., 2015; Wipf, Stoeckli a Bebi, 2009). Lidská společnost může pocítit tento tlak v odvětvích lidské činnosti, například v průmyslu, hydroenergetice, zemědělství, vodárenství či turismu (Armstrong a Brun, 2008; Barnett, Adam a Lettenmaier, 2005; Arnell, 2002; Breiling a Charamza, 1999; Coppola, Raffaele a Giorgi, 2016).

Do budoucna představuje správné pochopení důsledků změny klimatu stěžejní součástí formování managementových strategií ochrany přírody, vodního hospodářství a bezpečnosti v mezinárodním měřítku, ale také na úrovni správy jednotlivých států, popřípadě podniků správy povodí. Výzkum lokálních dopadů změny klimatu se jeví být důležitý vzhledem k rozdílným reakcím povodí v závislosti na jejich fyzicko-geografických charakteristikách (Etter et al., 2017).

Můžeme předpokládat, že změnou klimatu budou značně ovlivněné i vodní toky mírných zeměpisných šířek s vodním režimem závislým na pevných srážkách, tzn. i množství vodních toků hercynské střední Evropy. Rozsah a intenzita možných budoucích dopadů klimatických změn na tvorbu sněhových zásob a odtok v jarním období nebyly v této oblasti v předkládaném rozsahu doposud zkoumány.

1.1 Cíle práce a hypotézy

Tato práce si klade následující cíle:

- I. Formou rešerše odborné literatury shrnout současný stav poznání efektů klimatické změny na akumulaci a ablaci sněhových zásob a formování odtoku v jarním období.
- II. Parametrizovat, kalibrovat a validovat semi-distribovaný koncepční srážkoodtokový model HBV-light pro povodí horní Vydry.
- III. Dle nejnovějších poznatků v oblasti klimatické změny připravit několik scénářů vývoje teploty vzduchu a simulovat vliv její změny na tvorbu sněhových zásob a odtok v jarním období.
- IV. Zhodnotit výsledky simulací v kontextu společenských a enviromentálních dopadů lokálního měřítka a porovnat je s obdobnými zahraničními studiemi.

Zvyšováním teplot vzduchu v zimě dochází k nárůstu objemu kapalných srážek na úkor pevných. To vede ke snížení maximálních hodnot objemu vody akumulované ve sněhové pokrývce na území povodí a k dřívějšímu dosažení tohoto maxima. Zároveň dochází k posunu doby zvýšených jarních průtoků do dřívějšího období a ovlivnění ekosystémů a lidských činností vázaných na přítomnost sněhové pokrývky a její retenční a izolační vlastnosti.

1.2 Struktura práce

Práce je rozdělena do několika částí dle metodického doporučení katedry FGG. Ve druhé kapitole jsou formou rešerše odborné literatury popsány podmínky ovlivňující vznik sněhové pokrývky, nejaktuálnější scénáře budoucího vývoje klimatu, a především pak vlivy změny klimatu na sněhové proměnné a dynamiku tvorby odtoku ze sněhové pokrývky. Jsou představeny studie této problematiky z různých oblastí světa a jednotlivé metriky používané pro hodnocení pozorovaného a předpokládaného vývoje.

Ve třetí kapitole je představeno zájmové povodí a jeho vybrané fyzickogeografické charakteristiky, relevantní k tématu práce. Dále jsou zde popsány zdroje dat, jejich struktura a metody jejich zpracování včetně použitého hydrologického modelu.

Ve čtvrté kapitole jsou prezentovány výsledky, které jsou následně v páté kapitole podrobeny srovnání s obdobnými studiemi a současnými hydrologickými paradigmaty. Hlavní poznatky této práce jsou shrnuty v závěrečné šesté kapitole.



Obrázek 1: Soutok Roklanského a Javořího potoka, převzato se svolením autora z www.braunstein.cz.

2 Současný stav výzkumu

2.1 Fyzikální základ vzniku, setrvání a tání sněhových zásob

Vývoj sněhové pokrývky ovlivňuje na její cestě od akumulace po ablaci mnoho procesů. Na samotném počátku stojí vznik pevné srážky v troposférické oblačnosti s teplotami nižšími než 0 °C, kde dochází v závislosti na teplotě a vlhkosti vzduchu ke vzniku ledových krystalů různých tvarů. Jejich základem jsou, podobně jako u kapalných srážek, kondenzační jádra, jejichž zdrojem jsou aerosoly, nicméně oproti kapalným srážkám o mnohem užším rozsahu velikostí (Armstrong a Brun, 2008). Krystaly rostou desublimací vodní páry na jejich povrchu na úkor přítomných podchlazených kapiček vody. To je zapříčiněno nižším tlakem nasycených vodních par nad ledem oproti vodě v prostředí s teplotou vzduchu nižší než 0 °C (Strangeways, 2007). Krystaly se obvykle dále spojují ve větší agregáty, které známe jako sněhové vločky.

Pevnou srážku poté ovlivňují teplotní a vlhkostní podmínky ve vertikálním profilu atmosféry na cestě z místa jejího vzniku na zemský povrch, během které může dojít i k její úplné sublimaci, zkapalnění či vypaření. Zároveň dochází k dalšímu růstu, agregaci či fragmentaci vloček. Hustota nově napadlého sněhu se nejčastěji pohybuje od 0,06 do 0,12 $\frac{g}{cm^3}$ (Armstrong a Brun, 2008; DeWalle a Rango, 2008), nicméně toto rozmezí může být i širší, až 0,01-0,30 $\frac{g}{cm^3}$ (Armstrong a Brun, 2008; DeWalle a Rango, 2008; Singh a Singh, 2001; Judson a Doesken, 2000). Ovlivněna může být například i okamžitou rychlostí větru, který zapříčiňuje rozpad vloček na jednodušší tvary a zvyšuje hustotu čerstvé sněhové pokrývky zhruba v poměru 0,02 $\frac{g}{cm^3} / \frac{m}{s}$ (Jordan, Andreas a Makshtas, 1999). V případě, že se jedná o smíšené dešťo-sněhové srážky, může hustota vzniklé vrstvy přesahovat 0,30 $\frac{g}{cm^3}$.

Po dopadu sněhové srážky dochází k výměně energie mezi ní a zemským povrchem (či jiným objektem, na který dopadá). V případě, že je teplota zemského povrchu dostatečně nízká a případný přírůstek energie pohlcené sněhovou srážkou nepřekročí mez tání danou teplotou sněhové srážky a jejím měrným skupenským teplem tání, sníh se začíná akumulovat. Snižování a zvyšování vodní hodnoty sněhové pokrývky (SVH, SWE, z anglického snow water equivalent) se od této chvíle dá popsat rovnicí látkové bilance sněhové pokrývky (viz rovnice 1), kde $\frac{dm}{dt}$ je celková změna hmotnosti sněhové pokrývky na jednotce plochy, P je přírůstek

hmotnosti srážkami, E je suma evaporace, sublimace a depozice a R je odtok vody ze sněhové pokrývky, který je závislý na množství energie dostupné k tání.

$$\frac{dm}{dt} = P \pm E - R \quad (1)$$

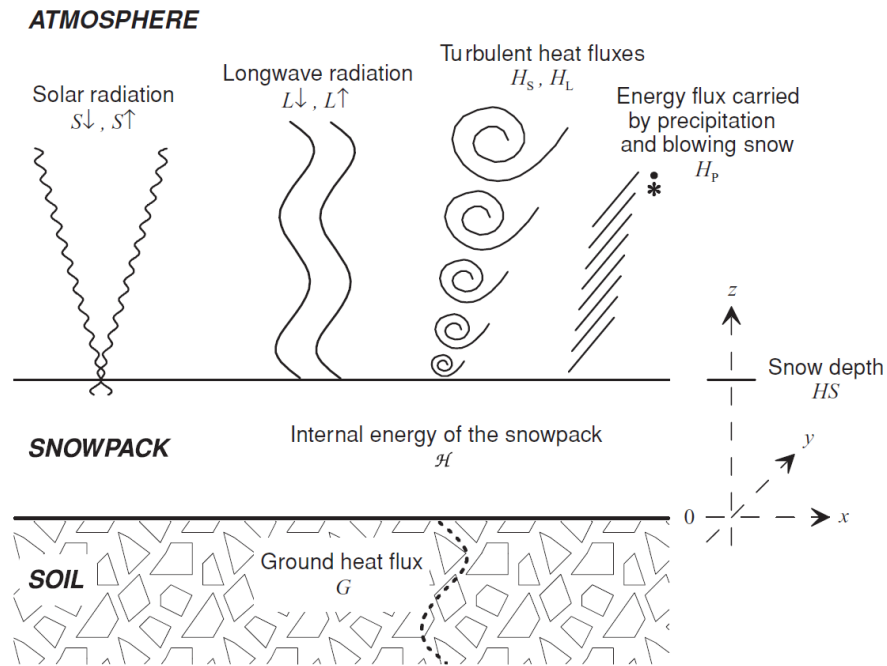
Přírůstek hmotnosti srážkami (P) může být mimo výše popsaný proces vzniku sněhu způsoben například i přemístěním sněhu větrem z jedné oblasti do druhé, jeho umělou výrobou za pomoci sněžných děl či kapalnými srážkami. Poslední možnost však vede ke zvýšení vodní hodnoty sněhové pokrývky pouze v případě, že energie dodaná kapalnými srážkami nezapříčiní odtání většího množství vody než představuje přírůstek srážkou způsobený.

Celková bilance fázových přechodů na povrchu sněhové pokrývky (E) závisí především na přízemní teplotě, vlhkosti vzduchu a povětrnostních podmínkách, nicméně ve srovnání s oběma ostatními členy látkové bilance je její vliv minoritní.

Odtok vody ze sněhové pokrývky (R) reprezentuje výsledek procesu tání, který lze dle Arnella (2002) rozdělit do tří fází. Ve fázi oteplování dochází k nárůstu teplot ve sněhovém profilu k 0°C. Ve fázi zrání dochází již k samotnému tání, nicméně zkapalnělá voda zůstává zadržena ve sněhové pokrývce. Po nasycení sněhové pokrývky kapalnou vodou nastává poslední fáze, při níž voda vytéká. Ve skutečnosti však prochází sněhová pokrývka dynamickým vývojem způsobeným měnicími se okolními podmínkami a může opětovně tát a zamrznat, může dojít k urychlení zrační fáze kapalnými srážkami (ROS událost), apod. Činitelem, který uvádí tyto procesy v chod je energie dostupná k tání, jejíž množství je dáno energetickou bilancí sněhové pokrývky, kterou vyjadřuje rovnice 2 a ilustruje obrázek 2.

$$\frac{dH}{dt} = S \downarrow + S \uparrow + L \downarrow + L \uparrow + H_S + H_L + H_P + G \quad (2)$$

Kde $\frac{dH}{dt}$ je celková změna vnitřní energie sněhové pokrývky o jednotce plochy, $S \downarrow$ a $S \uparrow$ je příchozí a odražené krátkovlnné záření, $L \downarrow$ a $L \uparrow$ je příchozí a odchozí dlouhovlnné záření, H_S a H_L jsou přenosy zjevného a latentního tepla, H_P je přenos energie dodané srážkami a G reprezentuje přenos tepla na rozhraní sněhové pokrývky s půdním podložím (Arnell, 2002; DeWalle a Rango, 2008). V případě, že je celková změna vnitřní energie kladná, dochází k oteplování až tání sněhové pokrývky, v případě, že je záporná, dochází k jejímu ochlazení.



Obrázek 2: Ilustrace energetické bilance sněžové pokrývky, převzato z Armstrong a Brun (2008).

Množství příchozího krátkovlnného záření je dáno úhlem dopadajících slunečních paprsků, jejich rozptylem po průchodu atmosférou a úhlem pod kterým je sněžová pokrývka uložena. Úhel, pod kterým dopadají sluneční paprsky dále závisí především na zeměpisné šířce a denním a ročním období. Množství odraženého krátkovlnného záření je dáno albedem (odrazivostí) svrchní vrstvy sněžové pokrývky. V úvahu je třeba brát i rozptýlené záření a záření odražené od sněžové pokrývky a poté zpět od okolních objektů a oblačnosti (Plüss, 1996). Bilance krátkovlnného záření lze pomocí albeda vyjádřit i rovnicí 3, kde α je albedo.

$$S \downarrow + S \uparrow = S \downarrow * (1 - \alpha) \quad (3)$$

Albedo sněžové pokrývky určují optické vlastnosti její svrchní vrstvy. V případě, že nejsvrchnější vrstvu tvoří nový sníh, dosahuje albedo až 0,95 (Armstrong a Brun, 2008). Se stářím sněžové pokrývky a akumulací nečistot (prach, saze, půda, organické zbytky) na jejím povrchu klesá až k hodnotám okolo 0,5 (Bryant et al., 2013). Statisticky signifikantní závislost průměrného albeda sněžové pokrývky na počtu dnů se sněžením popsali Fassnacht et al. (2016) na základě 60letých řad z 20 meteorologických stanic severu amerických Velkých plání. U stanic s poklesem dnů se sněžením došlo i k poklesu průměrného albeda sněžové pokrývky a naopak. V průběhu tání se albedo území nadále zvyšuje odhalováním nečistot v nižších vrstvách sněžové pokrývky, případně větví, vegetace či zemského povrchu samotného

(Bryant et al., 2013; Komuro a Suzuki, 2015). Jedná se tedy o pozitivní zpětnou vazbu, která však může být narušena například právě napadnutím nové vrstvy sněhu. Tento jev se dá popsat i v globálním měřítku a má přímý vliv na složku krátkovlnného záření energetické bilance.

Dlouhovlnné záření emitují veškerá tělesa v závislosti na jejich teplotě. Hlavními zdroji dlouhovlnného záření jsou atmosférický oxid uhličitý a vodní pára. Vztah popisuje Stefan-Boltzmannův zákon pro vyzařování tzv. šedého tělesa (rovnice 4), kde σ je Stefan-Boltzmannova konstanta, T je teplota v kelvinech a ε je emisivita atmosféry. Příchozí dlouhovlnné záření z těchto zdrojů lze dostatečně dobře odhadnout na základě přízemní teploty (Ohmura a Wild, 2002). Emisivita atmosféry se mění v závislosti na vlhkosti vzduchu a pokrytí oblačností (obsahující zmíněnou vodní páru) od 0,55 za jasné oblohy po hodnoty blízké 1 v případě úplného pokrytí oblohy oblačností.

$$L \downarrow = -\varepsilon\sigma T^4 \quad (4)$$

Odchozí dlouhovlnné záření lze vypočítat obdobně po dosazení teploty a emisivity sněhu. Ve vlnových délkách 5-40 μm se sníh chová téměř jako absolutně černé těleso s emisivitou zhruba 0,98.

Suma krátkovlnného a dlouhovlnného záření je za jasné oblohy kladná (sněhová pokrývka přijímá energii) v případě, že je albedo sněhu nižší než zhruba 0,75 (Armstrong a Brun, 2008). Oblačnost ovlivňuje příchozí krátkovlnné záření (pokles) přesně naopak než dlouhovlnné záření (nárůst). Nelze však obecně říci, zda přítomnost oblačnosti způsobuje nárůst či pokles celkové energie dodané zářením, neboť byly v závislosti na vlastnostech oblačnosti a albedu sněhové pokrývky pozorovány oba případy (Armstrong a Brun, 2008).

Bilance zjevného tepla závisí na gradientu teplot mezi sněhovou pokrývkou a okolním vzduchem, rychlosti větru a drsnosti povrchu sněhové pokrývky. V případě, že je teplota vzduchu nižší než teplota sněhové pokrývky, je bilance záporná a naopak.

Bilance latentního tepla je dána převažujícím procesem výměny vodní páry mezi atmosférou a sněhovou pokrývkou. Při fázovém přechodu přijímá nebo odevzdává daná látka energii svému okolí. Pokud převažuje evaporace a sublimace sněhová pokrývka energii ztrácí, pokud převažuje kondenzace a desublimace, sněhová pokrývka energii získává (DeWalle a Rango, 2008).

Při srážkových událostech kapalných nebo smíšených srážek na již existující sněhovou pokrývku (ROS událostech) roste její energie v závislosti na rozdílu teplot mezi sněhem a dopadajícími srážkami a jejich objemem. Tento vztah popisuje rovnice 5, kde ρ_w je hustota vody, c_p je měrná tepelná kapacita vody, T_r je teplota kapalných srážek, T_s je teplota sněhu, P_r je intenzita srážek a L_f je skupenské teplo tání.

$$H_p = \frac{\rho_w c_p (T_r - T_s) P_r}{1000} \rho_w L_f P_r \quad (5)$$

Přenos tepla z půdy je ve srovnání s ostatními toky málo významný, nicméně může přispívat k zrání sněhové pokrývky, popřípadě i jejímu tání (Jeníček et al., 2012).

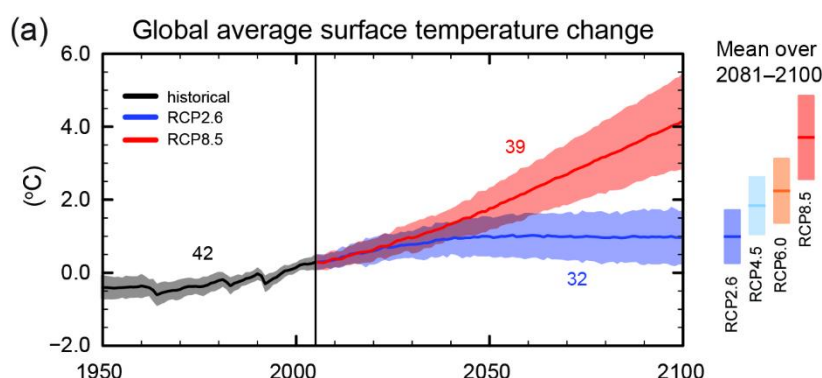
Tavné vody, odtékající ze sněhové pokrývky, se zapojují do hydrologické bilance podobně jako efektivní kapalně srážky. Po aktivaci táním se voda infiltruje nebo odtéká povrchovým odtokem. Infiltrace do půdního profilu probíhá za předpokladu, že půda není nasycená, zmrzlá a není překročena infiltrační kapacita půdy. Infiltrovaná voda se může dále zapojit do hypodermického odtoku nenasycené zóny či do hlubších rezervoárů nasycené zóny, která je zdrojem základního odtoku. Ve spojitosti se sněhovou pokrývkou je často akcentována právě její schopnost tímto způsobem ovlivnit průtoky ve vodních tocích i po jejím odtání (Godsey, Kirchner a Tague, 2014; Jenicek et al., 2016; Van Loon et al., 2015).

V závislosti na hydrogeologických a některých klimatických podmínkách (výparu a srážkách) povodí vodního toku, a tedy i délce a intenzitě ovlivnění vodního režimu toku přítomností sněhu, rozlišujeme řeky dle jejich odtokových režimů. V této oblasti bylo vypracováno mnoho různých klasifikací (Blöschl et al., 2013), které se opírají i o ukazatele spojené s odtáváním sněhové pokrývky. Jedná se například o načasování a objem maximálního odtoku z tajícího sněhu nebo naopak jeho retenční vlastnosti a vliv na nízké zimní průtoky. Mnohé z těchto ukazatelů se vyvíjejí v čase a reagují na změny ve zmíněných faktorech, které je formují. Tyto faktory jsou a budou ovlivněny změnou klimatu (Barnett, Adam a Lettenmaier, 2005).

2.2 Současný a budoucí vývoj teploty vzduchu

Pozorované změny klimatu od poloviny minulého století do současnosti popisují nárůst průměrných teplot vzduchu i změny srážkových režimů. V reakci dochází ke změně dynamiky a intenzity fyzikálních procesů ovlivňujících stav sněhové pokrývky a formování odtoku.

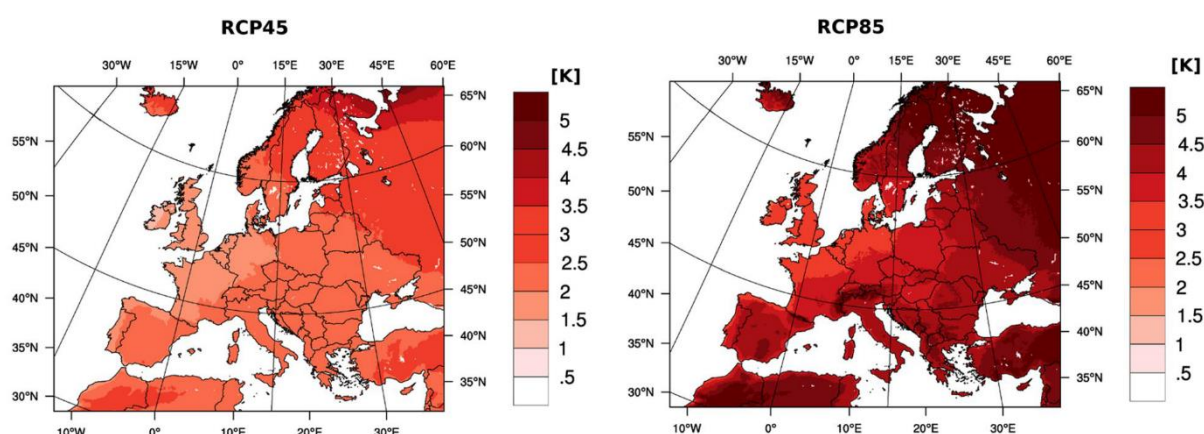
Zpráva Mezivládního panelu pro změnu klimatu (IPCC, z anglického Intergovernmental Panel on Climate Change) z roku 2014 uvádí, že za období 1901-2012 došlo k oteplení téměř na celém povrchu Země a problematika dopadů těchto změn na sněhové a srážko-odtokové charakteristiky je předmětem výzkumu na všech kontinentech. Na území České republiky rostla v období 1961-2010 teplota vzduchu dle lineárního trendu $0,28\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ let}$ a snižoval se počet mrazových, ledových i arktických dní (Pretel et al., 2011). Ve stejném období byl pozorován rostoucí lineární trend i u srážkových úhrnů, a to rychlostí nižší než $2\text{ } \%/10\text{ let}$ (Pretel et al., 2011). Vzhledem k faktu, že účelem této studie je popis odezvy sněhových charakteristik a odtoku ze sněhu na změnu teploty vzduchu, nejsou zde modelované změny srážkového režimu blíže rozebírány.



Obrázek 3: Historické a modelované budoucí změny v globální průměrné teplotě povrchu, převzato z IPCC (2014).

Z hlediska této studie je významný především budoucí vývoj klimatických změn na území ČR. V projektu „Zpřesnění dosavadních odhadů dopadů klimatické změny v sektorech vodního hospodářství, zemědělství a lesnictví a návrhy adaptačních opatření“ (Pretel et al., 2011) byly zpracovány výsledky regionálního klimatického modelu ALADIN-CLIMATE/CZ provozovaného Českým hydrometeorologickým ústavem (ČHMÚ), jež popisují předpokládaný vývoj klimatu na našem území na základě emisního scénáře A1B (IPCC, 2000).

Modelované odhady jsou vytvořené pro krátkodobý (2010-2039), střednědobý (2040-2069) a dlouhodobý (2070-2099) výhled a jsou vztaženy k referenčnímu období 1961-1990. Pro krátkodobý výhled je modelovaný nárůst průměrných ročních teplot vzduchu o zhruba 1,14 °C s nízkými výchylkami mezi ročními obdobími. Pro střednědobý výhled je modelovaný nárůst teplot vzduchu o 2,16 °C. K výraznějšímu nárůstu teploty vzduchu přitom dojde na jaře (2,59 °C), než v zimě (1,76 °C). V dlouhodobém výhledu je simulován průměrný nárůst teplot o 3,29 °C opět s vyšším nárůstem na jaře (3,54 °C), než v zimě (2,83 °C) (Pretel et al., 2011).



Obrázek 4: Předpokládané nárůsty průměrných ročních teplot nad Evropou dle scénářů koncentrací RCP4.5 a RCP8.5 (IPCC, 2014), upraveno z Jacob et al. (2014).

Výsledky iniciativy EURO-CORDEX (Jacob et al., 2014), porovnávající modelované období 2071-2100 s referenčním obdobím 1971-2000 v celoevropském měřítku, simulují nárůst teplot na našem území pro emisní scénář A1B o 2 – 2,5 °C. Pro nově používané scénáře koncentrací definované pro účely 5. hodnotící zprávy IPCC (IPCC, 2014), se simulovaný nárůst teplot pohybuje v rozmezí 2 – 2,5 °C pro scénář RCP4.5 a 3,5 – 4 °C pro scénář RCP8.5 (Jacob et al., 2014) jak znázorňuje obrázek 4.

2.2.1 Vliv zvýšení teplot vzduchu na poměr kapalných a pevných srážek

Nárůst teplot vzduchu se ve spojitosti s vlastnostmi sněhové pokrývky nejprve projeví u jejího samotného vzniku. V teplejším klimatu bude docházet relativně méně často ke tvorbě pevných srážek, respektive k jejich dosažení zemského povrchu v tomto skupenství (Berghuijs, Woods a Hrachowitz, 2014). To se projeví snížením podílu pevných sněhových srážek na jejich celkové sumě (Barnett, Adam a Lettenmaier, 2005; IPCC, 2014; Berghuijs, Woods a Hrachowitz, 2014), což může v závislosti na velikosti snížení ovlivnit mocnost, plošný rozsah a délku setrvání sněhové pokrývky. Tyto změny se v současnosti projevují nejvíce v oblastech s průměrnými zimními teplotami blízkými 0 °C, nebo v užším období na začátku/konci zimy s těmito teplotami (Adam, Hamlet a Lettenmaier, 2009; Knowles et al., 2006 cit. podle Brown a Mote, 2009; Serquet et al., 2011).

Snížení podílu pevných srážek může být způsobeno buď poklesem sumy sněhových nebo nárůstem sumy dešťových srážek. V oteplujícím se klimatu probíhají obě tyto změny často současně, kdy jsou v určité části roku nebo výškové zóně stávající sněhové srážky nahrazovány objemově úměrnými kapalnými srážkami.

Snížení podílu pevných srážek bylo zaznamenáno za období 1949-2016 na 80 % stanic Národního úřadu pro oceán a atmosféru (NOAA, z anglického National Oceanic and Atmospheric Administration) na území Spojených států (Kunkel et al., 2009 cit. podle Climate Change Indicators in the United States, Crimmins et al., 2016). Na území Evropy a České republiky se touto problematikou zabýval ve své diplomové práci Hynčica (2014) a potvrdil snížení podílu pevných srážek za období 1961-2004 dle statisticky významného lineárního trendu $-0,14 \%/rok$.

Simulací vlivu předpokládané změny teploty vzduchu na skupenství srážek se ve svých pracích dotkli například Etter et al. (2017) pro oblast Alp nebo Szczypta et al. (2015) pro Pyreneje. V obou případech se v případě, že budoucí vývoj klimatu bude v souladu s poznatky uvedenými v kapitole 2.3, předpokládá v těchto oblastech pokles podílu pevných srážek.

2.3 Vliv zvýšení teploty vzduchu na sněhové proměnné

Vliv změny klimatu na sněhové proměnné a srážkoodtokové režimy řek je zkoumán s narůstajícím zájmem od konce 19. století, stejně jako vliv změny klimatu na hydrologii sněhu. Dle údajů Google Scholar vzrostl počet publikovaných vědeckých článků, vyhledatelných pod klíčovými slovy „climate change“+“snow“+“hydrology“, z 1610 v roce 2000 průběžně až na 11500 v roce 2016. To představuje nárůst podílu článků s touto tematikou jak v rámci literatury věnované změně klimatu, tak v rámci přírodovědné literatury obecně.

Význam podobných výzkumů je zřetelný na globální úrovni ve spojitosti s vývojem hydrologického cyklu v planetárním měřítku a zpětných vazeb na globální klimatický systém. Teplotně izolační a optické vlastnosti sněhové pokrývky spolu s látkovými a energetickými toky, které při své přítomnosti sněhová pokrývky ovlivňuje, mají dalekosáhlé účinky na veškeré složky přírodní sféry dané oblasti. Přítomnost či absence sněhu má přímý vliv na hloubku do které promrzá půda v boreálních oblastech či na zámrz jezer, řek a moří. Variabilní odrazivost sněhu v krátkovlnné části elektromagnetického spektra způsobuje při jarním tání pozitivní zpětnou vazbu mezi množstvím přijaté energie a snižováním albeda. Groisman, Karl a Knight (1994) uvádí, že právě období jarního tání (duben, květen) je periodou, kdy sníh nejvíce ovlivňuje energetickou bilanci Země, protože množství příchozího i odraženého krátkovlnného záření závisí na zenitovém úhlu Slunce.

Studie zaměřené na menší územní celky (většinou pohoří či povodí), přinášejí pohled na probíhající a možné budoucí následky zmíněných vlivů v souvislostech se specifickými lokálními činiteli. Změny odtokových režimů řek mohou například ovlivňovat vodní ekosystémy a dostatečná kvalita a kvantita sněhové pokrývky je předpokladem pro fungování zimní turistiky (Breiling a Charamza, 1999). Její absence může mít vliv na dostupnost vody v krajině v průběhu roku a nepřímo ovlivnit například riziko požárů (Barnett, Adam a Lettenmaier, 2005). Naopak její přítomnost je spojována s riziky v podobě lavinového nebezpečí, omezení dopravy či negativního vlivu na chov zvířat a pěstování plodin.

Práce zabývající se tematikou dopadů změny klimatu na sněhové zásoby mohou mít ambice sloužit jako podklady pro samosprávy povodí při procesech vodohospodářského plánování či rozhodování v oblasti managementových opatření ošetřující využívání a ochranu vodních zdrojů. Sněhová pokrývka je hlavním zdrojem vydatnosti vodních zdrojů dále využívaných v zemědělství, energetice či domácnostech v oblastech centrální Asie či západu Severní Ameriky (IPCC, 2014), nicméně je důležitou součástí lokálních koloběhů vody všude, kde se pravidelně vyskytuje.

Vhodné podmínky pro výskyt sněhové pokrývky jsou dány v prostoru i čase klimatickými charakteristikami oblasti. Jelikož je stav sněhové pokrývky svým způsobem produktem chodu teplot a srážkových úhrnů, projevují se výrazné meziroční odchylky v délce jejího setrvání i moci. V souvislosti se změnou klimatu jsou proto určující dlouhodobé trendy, které v současnosti poukazují v mnoha oblastech na snižující se plošný rozsah sněhové pokrývky, maximální sezónní hodnoty SWE i dobu po kterou je sníh přítomen (Bavay, Grünwald a Lehning, 2013; Martin a Etchevers, 2005; Crimmins et al., 2016; Brown a Robinson, 2011; Brown a Mote, 2009; López-Moreno, Goyette a Beniston, 2009). Tento vývoj je zřetelný především v oblastech mírného klimatu, kde se sněhová pokrývka vyskytuje pravidelně v chladné polovině roku, a je indukován nárůstem teploty vzduchu vedoucím k dřívějšímu nástupu tání a úbytku pevných srážek na úkor kapalných, popsán v kapitole 2.2.1.

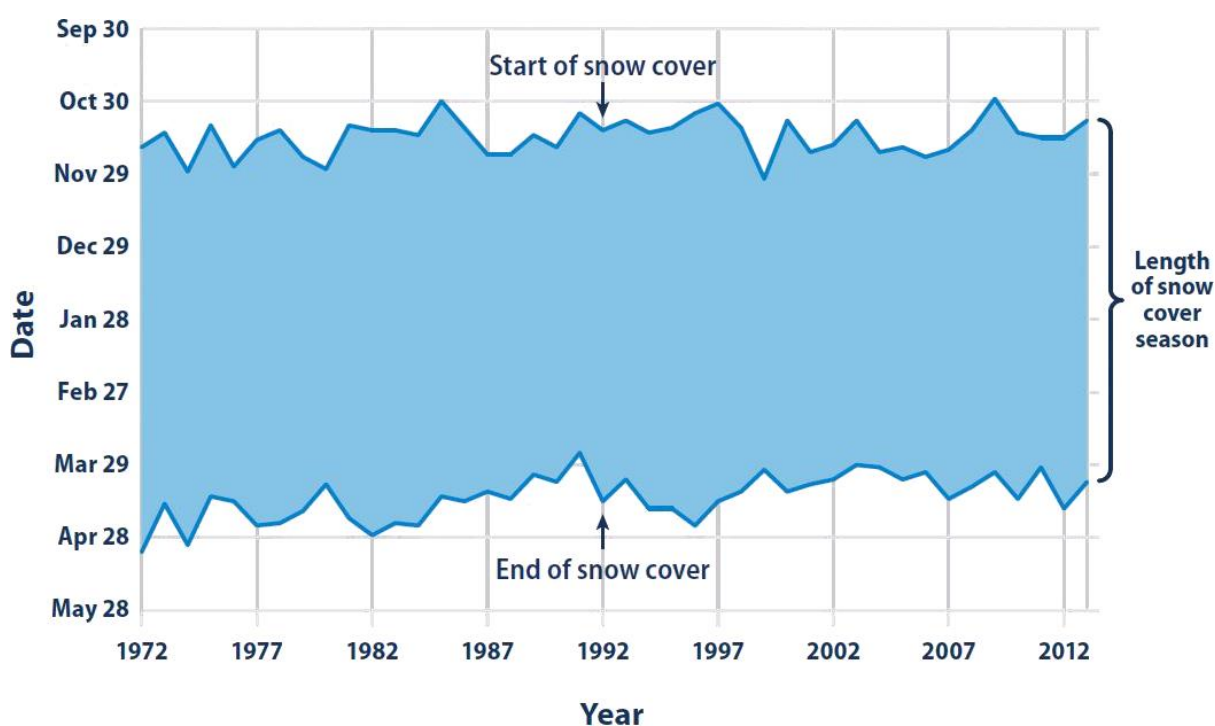
2.3.1 Délka setrvání sněhové pokrývky

Délku období, po které je přítomna souvislá sněhová pokrývka, lze zjišťovat z dat klimatických a meteorologických stanic, terénních měření či za pomoci metod dálkového průzkumu Země. Tato metrika může být vázána na jedno konkrétní místo, určitou výškovou zónu či větší oblast omezenou na základě konkrétní fyzickogeografické charakteristiky. Z hlediska hodnocení klimatických změn jsou důležité dlouhodobé trendy a případné pokusy o jejich extrapolaci do budoucna.

Pokles počtu dnů se sněhovou pokrývkou popsali například Martin a Etchevers (2005) pro francouzskou část Alp na základě dat ze stálých meteorologických stanic za období od roku 1961. Doba setrvání sněhové pokrývky v rámci jednoho hydrologického roku zde klesá dle lineárního trendu v průměru rychlostí 0,6 dne/rok, přičemž výrazněji se projevuje ve výškových hladinách 1000-1500 m n. m.

Tyto oblasti jsou nejvíce postižené i dle práce López-Moreno, Goyette a Beniston (2009), zabývající se situací v Pyrenejích. Brown a Mote (2009) vytyčují jako nejzranitelnější oblasti severní polokoule ty s průměrnými zimními teplotami vzduchu od -5°C do $+5^{\circ}\text{C}$. Obě tato vymezení řadí do zranitelných, respektive nejvíce postižených oblastí i pramenné oblasti hlavních českých řek, nacházející se v našich příhraničních pohořích.

Obdobné trendy jsou pozorované i v severní Americe. Na území USA (vyjma Havaje) se průměrná délka setrvání souvislé sněhové pokrývky zkrátila od roku 1972 o zhruba 2 týdny (Crimmins et al., 2016), přičemž jak lze vidět na obrázku 5, tak ke zkracování sněhové sezóny dochází především na jejím konci. To lze vysvětlit časnějším nástupem jarního tání, jeho vyšší intenzitou či nižším objemem sněhu, přítomného na konci akumulací období. Specifická kombinace těchto faktorů a důležitost vlivů každého z nich může být rozdílná v oblastech s různými přírodními podmínkami.



Obrázek 5: Vývoj průměrné délky sněhové sezóny v USA za období 1972-2013 na základě dat stanic NOAA, převzato z Crimmins et al. (2016).

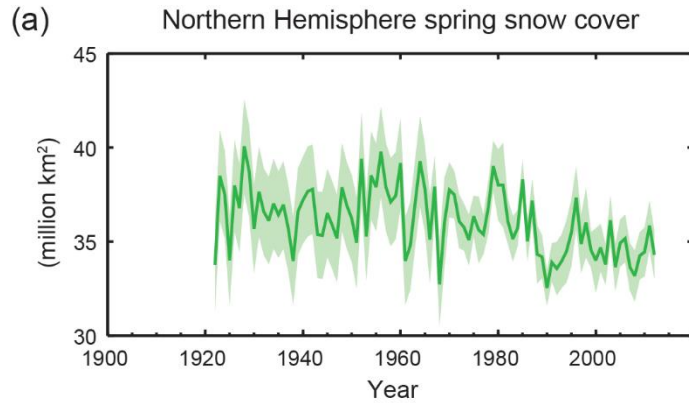
Dle studie Bavay, Grünewald a Lehning (2013) pro oblast švýcarských Alp by se na základě aktuálních klimatických modelů měla v budoucnu délka sněhové sezóny dále zkracovat, a to o další 2-4 týdny do roku 2050 a o 5-9 týdnů do roku 2095. Ač se tato čísla mohou zdát nepřiměřeně vysoká, odpovídají výše zmíněným pozorovaným trendům vývoje, pohybujícím se zhruba v rozmezí 0,3-0,6 dne/rok (Martin a Etchevers, 2005; Crimmins et al., 2016).

2.3.2 Plošný rozsah sněhové pokrývky

Změny maximálních a průměrných rozsahů pokrytí sněhovou pokrývkou jsou spojované především s nárůstem teplot vzduchu, respektive posunem hranice pravidelného výskytu sněhových srážek do vyšších nadmořských výšek. Zdroje dat i význam tohoto ukazatele je podobný jako v případě hodnocení doby setrvání sněhové pokrývky, nicméně její přítomnost je nutné hodnotit jak v čase, tak i v prostoru, a proto je důležité brát v potaz obě tyto metriky současně.

Na severní hemisféře je prokázán klesající trend průměrného plošného rozsahu pokrytí sněhovou pokrývkou od 20. let minulého století, který byl akcelerován po roce 1980 (Brown a Robinson, 2011). Na území severní Ameriky se dle zprávy Agentury pro ochranu životního prostředí (EPA/USEPA, z anglického U.S. Environmental Protection Agency) průměrný rozsah pokrytí souvislou sněhovou pokrývkou za období 2006-2015 snížil v porovnání s obdobím 1972-1981 o 4 %, což odpovídá rozdílu více než 315000 km² (Crimmins et al., 2016).

Dle Browna a Robinsona (2011), se snižování zasněžené plochy projevuje výrazněji v jarním období. V porovnání se stavem před rokem 1970 došlo k průměrnému poklesu o 7 % pro březen a 11 % pro duben. Hodnoty poklesu průměrného rozsahu sněhové pokrývky na severní polokouli za období 1967-2012 se dle Páté hodnotící zprávy IPCC (2014) pohybují mezi 0,8–2,4 % za dekádu pro březen a duben (viz obrázek 6) a mezi 8,8–14,6 % za dekádu pro červen.



Obrázek 6: Průměrný plošný rozsah sněhové pokrývky na severní polokouli v březnu a dubnu, převzato z IPCC (2014).

2.3.3 Vodní hodnota sněhu

Z hlediska formování odtoku je kromě výše popsaných změn v časovém a prostorovém rozložení sněhové pokrývky důležitý sezónní chod SWE a doba dosažení a hodnota jejího maxima.

Brown a Mote (2009) zkoumali trendy pokrytí sněhovou pokrývkou za období 1966-2007 na severní polokouli, na které navázali simulací budoucího vývoje dle scénáře SRES A2 (IPCC, 2000) pomocí multimodelového ansámblu. Většina modelů simulovala pro rok 2080 v porovnání s referenčním obdobím 1970-1999 signifikantní pokles maximální sezónní hodnoty SWE nad severní a střední Evropou, a oběma pobřežími severní Ameriky. Oproti tomu například pro severovýchodní Sibiř simulovala většina modelů signifikantní nárůst maximálního SWE. Konkrétní velikost těchto změn za základě stejného emisního scénáře zkoumali Adam, Hamlet a Lettenmaier (2009). Pro rok 2040 se jejich výsledky prostorově až na drobné odchylky shodují s prací Brown a Mote (2009) a například pro oblast střední Evropy modelují změnu průměrné jarní (březen-duben) SWE o -10 až -30 % oproti referenčnímu období 1961-1990.

V lokálním měřítku se na území severní Ameriky poklesem SWE zabývali například Li et al. (2017), kteří modelovali změny na základě scénářů vývoje koncentrací skleníkových plynů RCP4.5 a RCP8.5 (IPCC, 2014). Pro oblast západu Spojených států předpokládají pokles průměrné dubnové SWE v řádech stovek mm. Tato čísla jsou v souladu s lokální studií Godsey, Kirchner a Tague (2014) v pohoří Sierra Nevada v Kalifornii. Průměrné sezónní SWE se dle

Islam, Déry a Werner (2017) v povodí Fraser River v Britské Kolumbii sníží do 50. let 21. století zhruba o třetinu, přičemž nejvíce budou zasaženy níže položené oblasti povodí.

Donnelly et al. (2017) modelovali změny v hydrologii evropských povodí na základě 11 regionálních klimatických modelů a výsledky z nich zkomponovali nikoliv dle časových období, ale na základě oteplení o 1,5; 2 a 3 °C oproti referenčnímu období 1971-2000. Průměrná SWE pro oblast střední Evropy dle jejich simulací poklesla až o -20 mm při oteplení o $+2\text{ °C}$ a až o -50 mm při oteplení o $+3\text{ °C}$.

Bavay, Grünewald a Lehning (2013) modelovali stav sněhové pokrývky na základě několika regionálních klimatických modelů pro povodí ve východním Švýcarsku. Předpokládaný budoucí stav průměrné sezónní SWE je v závislosti na použitém klimatickém scénáři pro období 2021-2050 $183 - 235\text{ mm}$ a pro období 2070-2095 $93 - 167\text{ mm}$. V současné době je přitom průměrná SWE zájmových povodí 257 mm . Dopady klimatické změny na sněhovou pokrývku ve Švýcarských Alpách zkoumali i Jeníček et al. (2018), kteří popsali poklesy maximální sezónní hodnoty SWE a změny data jejího dosažení pro 100 m výškové zóny. Relativní poklesy maximální SWE dosahovali v jejich simulacích pro období 2070-2099 přes 60 % oproti referenční periodě 1980-2009 pro veškeré výškové zóny pod 2000 m n. m. Posun data dosažení maximální hodnoty SWE byl výraznější v nadmořských výškách nad 2000 m n. m. Ve srovnání s referenčním obdobím došlo v simulaci pro období 2070-2099 k průměrnému posunu o více než 20 dní dříve.

2.4 Vliv zvýšení teplot vzduchu na odtok ze sněhu

Prvním z ukazatelů, které hodnotí změny v procesech akumulace a ablace sněhové pokrývky dle odtokových poměrů, je hodnocení maximálních průtoků, indukovaných táním sněhu. Jejich načasování nám pomáhá identifikovat a časově definovat hlavní fázi tání. Celkový objem odtoku při těchto událostech je úzce spojený s množstvím sněhu akumulovaného v povodí a rychlostí (faktorem) tání.

Problematikou vlivu klimatu na akumulaci sněhu a následný objem a načasování jarního tání se zabývali například Hamlet a Lettenmaier (2000) ve své studii v povodí Columbia River či Gleick a Chalecki (1999) na řekách Colorado, San Joaquin a Sacramento na západě Spojených států. Na základě svých výsledků z přelomu tisíciletí předpovídali mimo jiné nárůst

zimních průtoků na úkor jarních, snížení objemu pevných srážek ve prospěch kapalných a dřívější nástup jarního tání. Zmiňovali též zvýšená rizika výskytu zimních povodní, zhoršené dostupnosti vody v létě a nutnost aplikace opatření, zmírňujících tyto změny. O více než 15 let později Solander, Bennett a Middleton (2017) či Brahney et al. (2017) potvrdili předpovědi svých předchůdců, zatímco například Wang, Kumar a Link (2016) či Surfleet a Tullos (2013) posunuli výhledy možných dopadů klimatické změny dále v čase za využití nově ustanovených metod hydrologie 21. století – především hydrologického modelování.

Wang, Kumar a Link (2016) zkoumali vliv změny klimatu na kulminační průtoky jarních maxim indukovaných táním sněhové pokrývky v experimentálním povodí Reynolds Creek v jihozápadním Idahu. Odhalené trendy se významně liší v závislosti na průměrných teplotách jednotlivých lokalit v rámci povodí. V oblastech, kde v současné době během zimního období dochází k častému střídání pevných a kapalných srážek a teploty vzduchu se pohybují relativně blízko 0 °C, se budou maximální jarní průtoky snižovat. To je zapříčiněno odtáváním sněhové pokrývky již v průběhu zimy v několika akumulčně-ablačních cyklech a ve výsledku tedy i menším objemem vody akumulované ve sněhu na začátku hlavní fáze tání.

Ve vyšších nadmořských výškách (s nižší teplotou), kde nedejde k nárůstu teploty vzduchu dostatečně výraznému, aby zapříčinil navýšení počtu dnů s podmínkami umožňujícími tání sněhu, může dle Wang, Kumar a Link (2016) dojít k nárůstu maximálních jarních průtoků v případě, že nedejde k výraznému snížení množství akumulovaného sněhu a zároveň dojde k nárůstu faktoru tání v hlavním ablačním období vlivem nárůstu bilance dlouhodobého záření a zjevného tepla. Během vývoje několika dalších let se může v určitých oblastech projevit stagnace či nárůst jarních průtokových maxim s následným nástupem poklesového trendu v budoucnosti. Takto se projeví povodí, která se nyní nachází v zóně s dostatečně nízkými teplotami, avšak jejich postupným nárůstem v průběhu modelovaného období se eventuálně přiřadí ke kategorii povodí se snižujícími se maximálními jarními průtoky. Wang, Kumar a Link (2016) zároveň připomínají důležitost obdobných rozborů v oblastech s odlišnou topografií, vegetačním pokryvem a hydroklimatickými a hydrogeologickými charakteristikami, které mohou odhalit další souvislosti vztahu mezi klimatickou změnou a srážko-odtokovými režimy vodních toků.

Surfleet a Tullos (2013) potvrzují tyto trendy pro další lokalitu západu severní Ameriky, povodí řeky Santiam v Oregonu, konkrétně v souvislosti s frekvencí průměrných denních průtoků s dobou opakování 1, 5 a 10 let, indukovaných ROS událostmi. Jejich výsledky poukazují na nárůst počtu ROS událostí v oblastech položených výše než 1100 m n.m. a naopak pokles jejich četnosti pro níže položené oblasti. Předpokládají posun pásu nadmořských výšek s nejčastějším výskytem těchto událostí výše, s čímž může být spojené i riziko povodní způsobených ROS událostmi v oblastech, kde se v současné době vyskytují řídké nebo vůbec. Zároveň se změna poměru pevných a kapalných srážek projeví vyšším počtem dnů s průměrnými denními průtoky s dobou opakování nižší než 10 let, a naopak poklesem událostí s dobou opakování vyšší než 10 let.

Načasování maximálních jarních průtoků se zabývali například Meng et al. (2016). Ve své publikaci se věnovali povodí Žluté řeky v Číně a mimo jiné popsali posun maximálních jarních průtoků v období 2001-2012 o zhruba 15 dní dříve ve srovnání s referenčním obdobím 1961-1990. Datováním hlavní fáze tání se zabývá i zpráva Agentury pro ochranu životního prostředí Spojených států Amerických. Jejich metodika spočívá v porovnávání dat, kdy ze sledovaných povodí odečte právě polovina objemu vody za předem definované období. Například pro řeky severozápadu USA se jedná o období od 1.1. do 31.7. každého roku. Z analýzy dat USGS za období 1940-2014 vyplývá, že na všech 56 sledovaných profilech došlo k posunu tohoto 'těžiště' odtoků do dřívějšího období, přičemž na 38 profilech to bylo o více než 5 dní a na 9 profilech o více než 10 dní (Crimmins et al., 2016).

Podobný trend odhalil i Tahir et al. (2011) pro povodí řeky Hunza v pohoří Karakoram, kde ale zatím dochází k posunu průtoků zvýšených táním sněhu z léta na jaro. Oproti historickému stavu se zde tedy rýsuje značné riziko špatné dostupnosti vodních zdrojů ve vegetačním období a nutnost výstavby nových přehradních nádrží minimalizujících dopady tohoto vývoje.

Posun období jarního tání je i předmětem prací, předpovídajících budoucí vývoj odtokových charakteristik na základě modelování. Islam, Déry a Werner (2017) ve svých výsledcích předpokládají posun začátku jarního tání v povodí Fraser River v Britské Kolumbii o 25 dní dříve pro 50. léta 21. století oproti referenčnímu období (1980-2009). Pro již zmíněné experimentální povodí řeky svaté Marie v severní Montaně dospěli Larson et al. (2013) k posunu nástupu jarního tání o 36 až 50 dní dříve pro 80. léta 21. století oproti referenčnímu

období (1961-1990). V Evropě popsali předpokládaný posun jarních maxim do dřívějších období Bavay, Grünewald a Lehning (2013) pro řeky švýcarského kantonu Graubünden, Etter et al. (2017) pro údolí Calfeisental (také východ Švýcarska), Coppola, Raffaele a Giorgi (2016) pro Alpy jako celek či Middelkoop et al. (2001) pro povodí Rýna.

Larson et al. (2013), Li et al. (2017) i Islam, Déry a Werner (2017) se shodují v tom, že i průměrné jarní průtoky se budou v oblastech, kde sníh pravidelně přispívá ke tvorbě odtoku, v průběhu 21. století dále snižovat. Larson et al. (2013) uvádí jako hlavní faktory zapříčiňující tento vývoj zkrácení akumulčního období, změnu poměru kapalných a pevných srážek ve prospěchu kapalných a častější výskyt ablačních epizod v průběhu zimy. Všechny tyto činitele lze přitom spojit s nárůstem teploty vzduchu.

Larson et al. (2013) dále uvádí na základě kompilace několika globálních klimatických modelů pokles průměrných jarních průtoků pro povodí v severní Montaně od 3–8 % oproti normálu (1961-1990) ve 20. letech 21. století s propadem až na 15–27 % pro 80. léta 21. století oproti normálu. To je v souladu s předpokládaným vývojem dle Li et al. (2017) pro západ Spojených států obecně. Li et al. (2017) dále na základě simulací odtokových poměrů na konci 21. století dle scénářů RCP4.5 a RCP8.5 (IPCC, 2014) předpokládají pokles podílu odtoku ze sněhové pokrývky na území Spojených států oproti normálu 1960-2005 o 13,5 % (RCP4.5) a 22,6 % (RCP8.5).

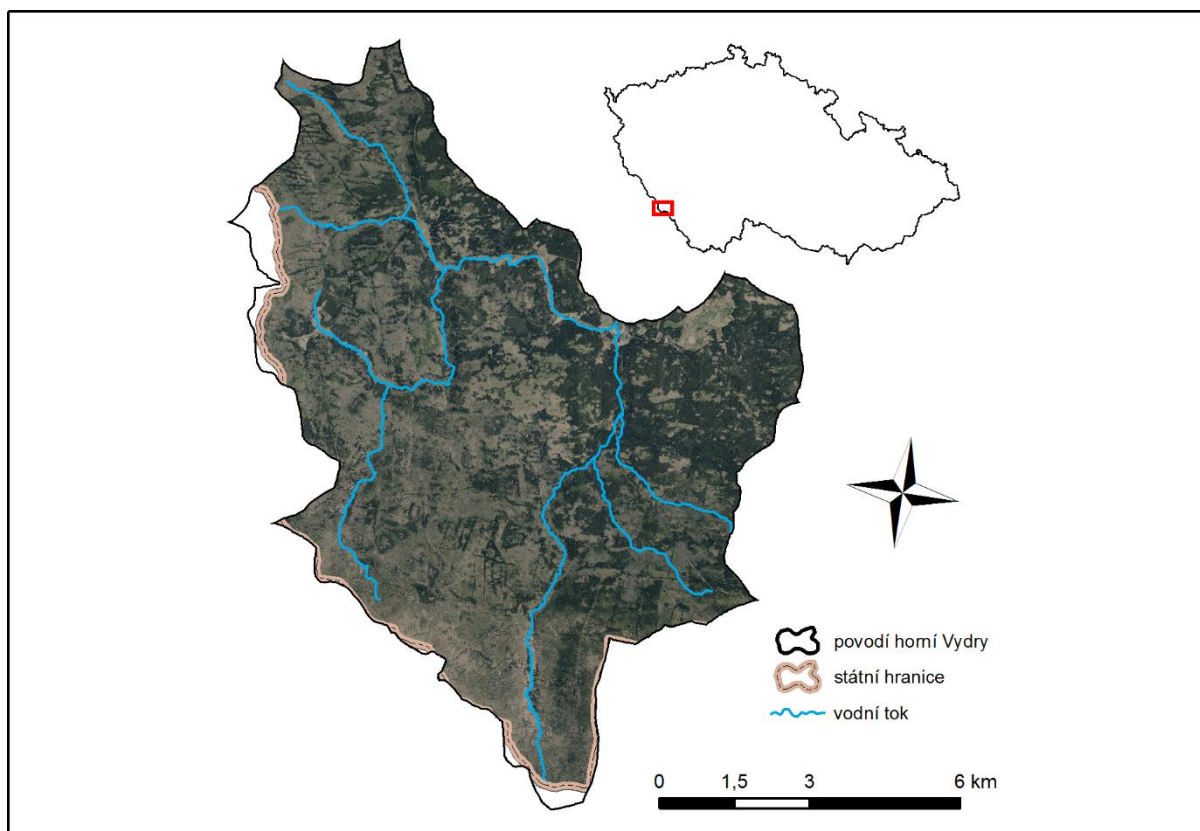
Etter et al. (2017), Klein a Nicholls (2016) a Middelkoop et al. (2001) popsali předpokládané změny sezónních průtoků a odtokových režimů v budoucím klimatu pro východní Švýcarsko, Švédsko a povodí Rýna a shodně poukazují na nárůst průměrných průtoků v zimě. Middelkoop et al. (2001) dále upozorňuje na rozdíly ve transformaci odtokových režimů mezi horním a dolním tokem Rýna. Na horním toku dojde ke snížení rozdílů mezi zimním minimem a letním maximem způsobeným výše popsanými dopady změny klimatu na odtok ze sněhové pokrývky, který v této části povodí jako zdroj vodnosti dominuje. Na dolním toku se zvýšení teplot vzduchu projeví naopak prohloubením rozdílů mezi jarními maximy a letními/podzimními minimy.

3 Data a metody

3.1 Fyzickogeografická charakteristika zájmového území

3.1.1 Geografická poloha

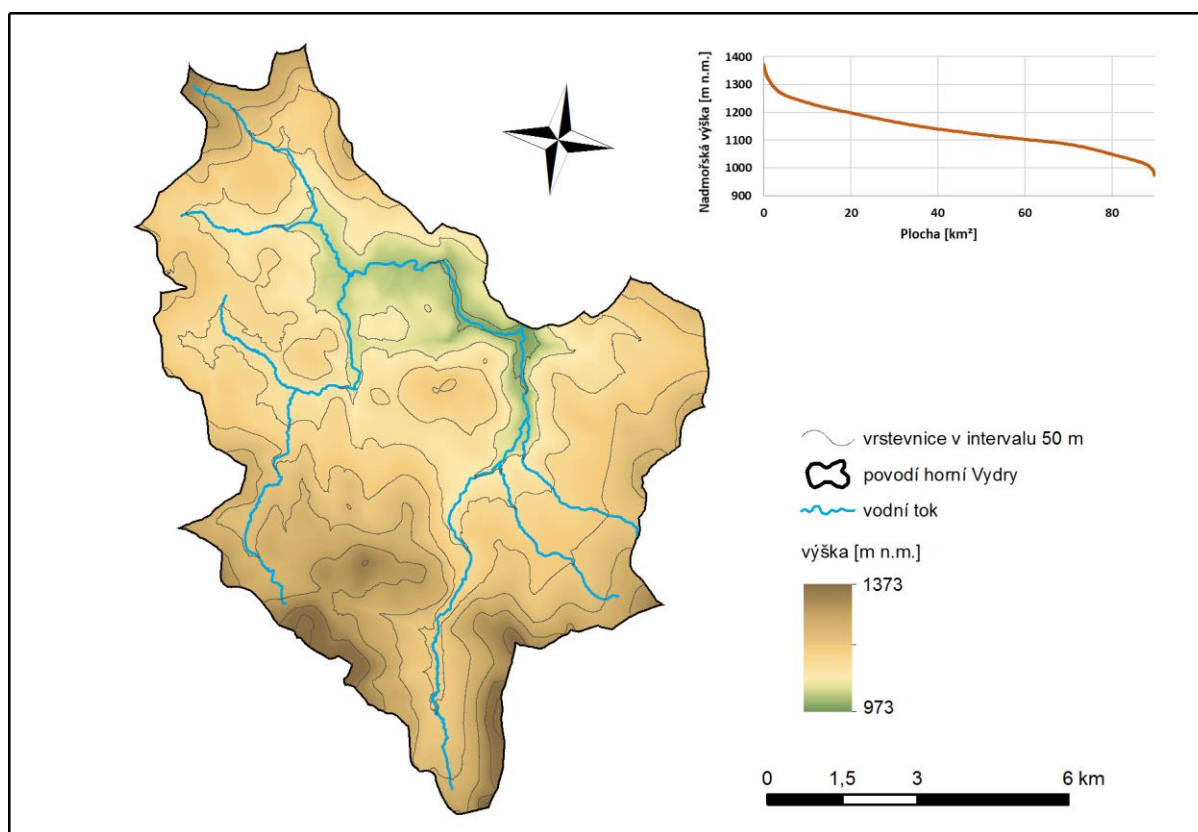
Zájmové povodí horní Vydry se nachází v centrální části pohoří Šumava na jihozápadě České republiky. Většina leží v okrese Klatovy v Plzeňském kraji, ale svou částí zasahuje i přes hranice na území Spolkové republiky Německo, jak ilustruje obrázek 7. Plocha povodí po závěrový profil, kterým je limnigrafická stanice Modrava, je $89,8 \text{ km}^2$.



Obrázek 7: Ortofotomapa, zdroj dat: ČÚZK, vlastní zpracování.

3.1.2 Morfologická charakteristika

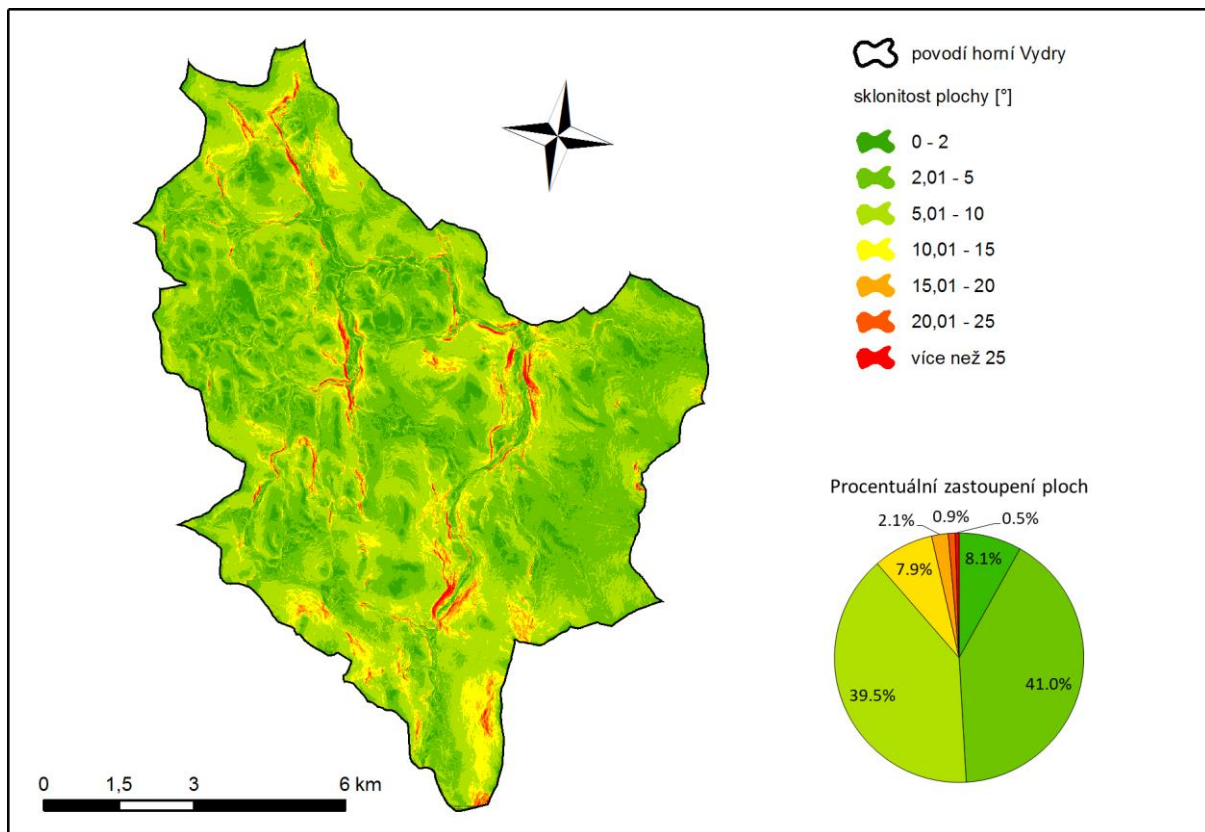
Povodí horní Vydry se nachází v geomorfologickém okrsku Kvildské pláně, který je součástí podcelku Šumavské pláně. Jedná se o jeho nejvyšší část. Kvildské pláně mají charakter ploché hornatiny se zarovnanými povrchy. Relativní výšková členitost povodí dosahuje necelých 400 m. Průměrná nadmořská výška povodí je dle analýzy Digitálního modelu reliéfu České republiky 4. generace (DMR 4G, ČÚZK, 2011) a lidarového DTM Bavorska (Open Data Portal Austria, 2018) 1140 m n.m.



Obrázek 8: Výškopisná mapa, zdroj dat: DMR 4G a Open Data Portal Austria, vlastní zpracování.

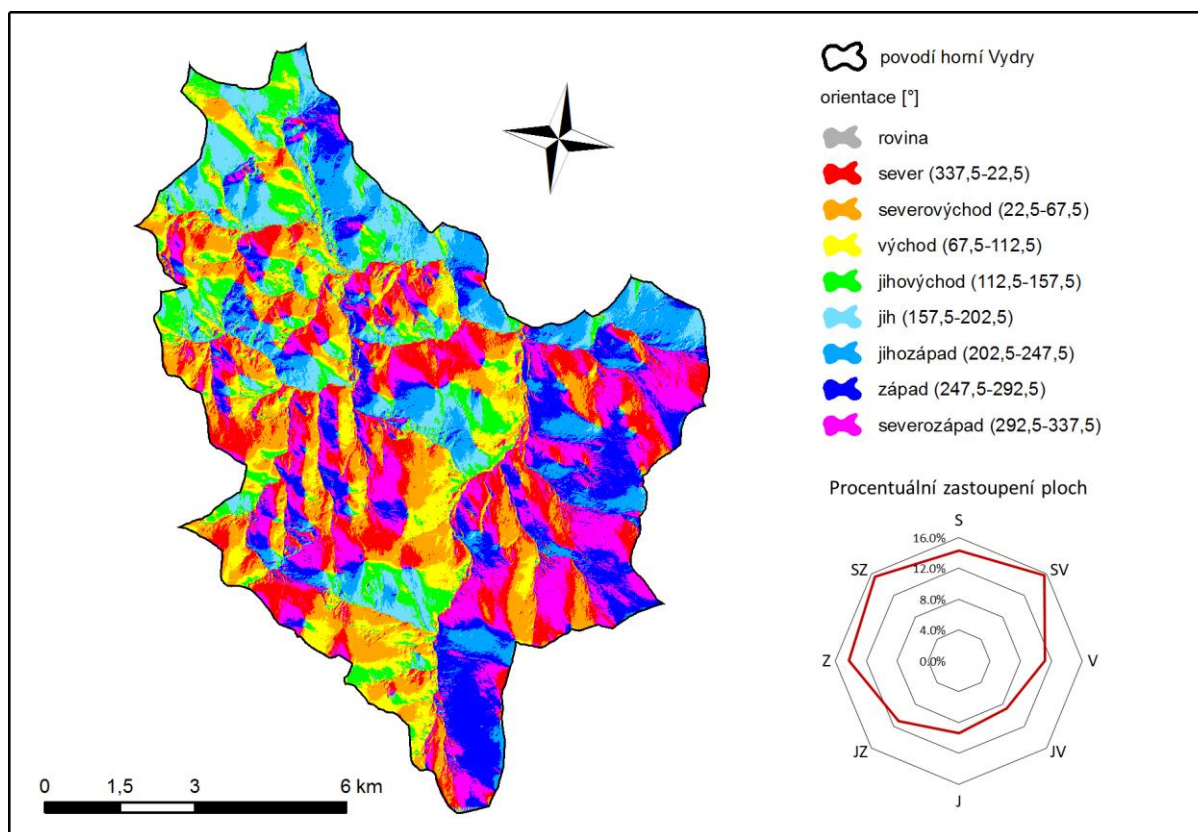
Jeho jižní okraj lemují třináctistovkové vrcholy. Patří mezi ně i 2. nejvyšší hora české strany Šumavy, Blatný vrch, ležící v nadmořské výšce 1367 m. Nejvyšším vrcholem povodí je pak v Bavorsku ležící Luzný o výšce 1373 m n.m. Nejnižší partie povodí se nacházejí v okolí soutoku Filipohuťského, Modravského a Roklanského potoka. Nula vodočtu závěrového profilu povodí má kótu 973,28 m n.m. (ČHMÚ, 2018). Výškové poměry ilustruje obrázek 8, jehož součástí je také hypsografická křivka. Z ní je patrná rozloha jednotlivých výškových pásem a dominance zarovnaných povrchů ve výškách mezi 1080 a 1180 m n.m. Tato výšková zóna představuje celkem 52 % ($46,8 \text{ km}^2$) plochy povodí.

Pro analýzu sklonitosti v povodí bylo využito DMR 4G a DTM Bavorska, z nichž byl vytvořen rastrový DMR s velikostí hrany pixelu $a = 5 \text{ m}$. Mapa sklonitostních poměrů a graf znázorňující procentuální zastoupení ploch v jednotlivých sklonitostních třídách je součástí obrázku 9. Roviny a plochy se sklonem do 10° zabírají téměř 90 % celkové rozlohy povodí. Příkře sklonité plochy jsou vázány především na údolí Roklanského a Modravského potoka a jejich přítoků, hřeben Luzného na jihu povodí a na svahy Poledníku a Jezerního hřbetu na severozápadě.



Obrázek 9: Mapa sklonitosti, zdroj dat: DMR 4G a Open Data Portal Austria, vlastní zpracování.

Expozice hraje v kombinaci se sklonitostí důležitou roli v množství slunečního záření dopadajícího na jednotku plochy během roku a ovlivňuje tím její energetickou bilanci. Jak je vidět na obrázku 10, v zájmovém povodí převažují svahy se severozápadní až severovýchodní orientací. Z mapy je patrný i poměrně značný rozdíl v poměru expozic v dílčím povodí Modravského potoka ve východní části povodí oproti dílčímu povodí Roklanského potoka na severozápadě.

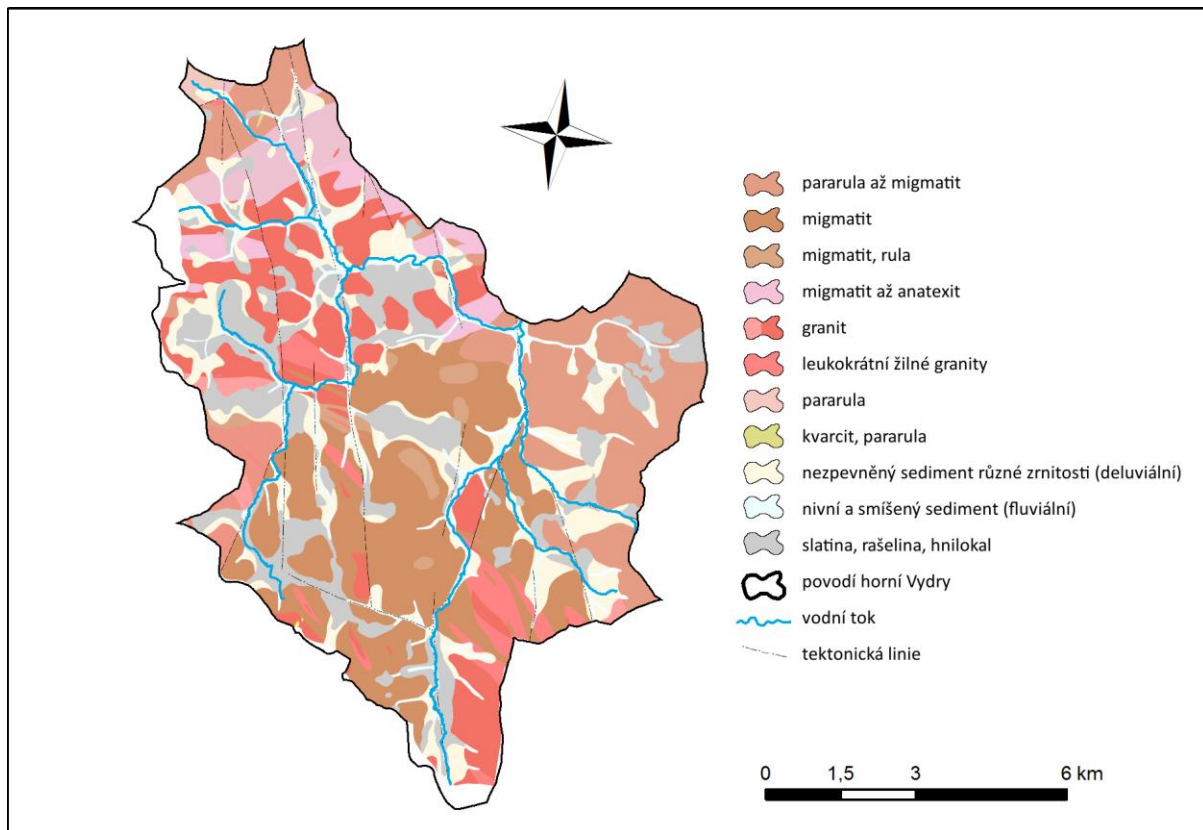


Obrázek 10: Mapa expozice, zdroj dat: DMR 4G a Open Data Portal Austria, vlastní zpracování.

3.1.3 Geologické, hydrogeologické a půdní poměry

Povodí horní Vydry je budováno dvěma základními geologickými jednotkami – moldanubikem a moldanubickým plutonem. Moldanubikum tvoří sillimanit-biotitické pararuly v různém stádiu migmatizace od sillimanit-biotitické pararuly po cordierit-biotitické migmatity. Ty se nacházejí především ve střední části povodí. Moldanubický pluton reprezentují granitové intruze na severozápadě a jihu. Z kvartérních uloženin jsou nejvíce zastoupeny deluviální uloženiny, fluviální uloženiny a rašeliny o průměrné mocnosti 0,5-2,2 m (Pelc, 1999). Geologické poměry území ilustruje obrázek 11. Z hydrogeologického hlediska je nejdůležitější přípovrchová zóna rozvolnění a rozpukání hornin spolu se zvětralinovým pláštěm. Převládají horniny se střední až nízkou transmisivitou (ČGS, 2005).

Hlavními půdotvornými procesy jsou v této oblasti rašelinění, podzolizace a bioturbace (Kocum, 2012). Převládající půdní jednotkou je humusový podzol na pararulách a migmatitech, dále se zde vyskytují organozemě vázané na rašeliniště, nivy vodních toků vyplňují různé subtypy glejů (podzolovaný, zrašelinělý) a fluvizemě a na exponovaných vrcholech a sutích se nachází rankery.



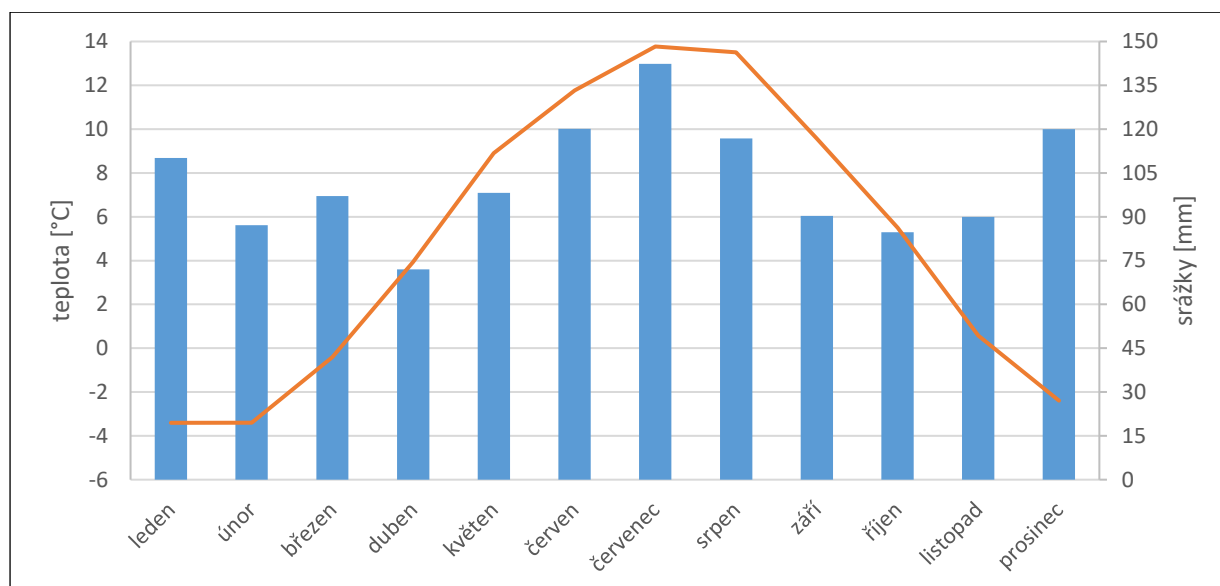
Obrázek 11: Geologická mapa, zdroj dat: Geologická mapa ČR 1:50000, vlastní zpracování.

3.1.4 Klimatické poměry

Povodí horní Vydry patří k nejchladnějším oblastem Šumavy a České republiky obecně. Dlouhodobá průměrná teplota vzduchu na meteorologické stanici Churáňov, ležící asi 7 km na severovýchod od povodí v nadmořské výšce 1118 m n.m., je 4,99 °C. Jak je patrné z klimadiagramu na obrázku 12, průměrné měsíční teploty se pohybují pod bodem mrazu od prosince do března, což odpovídá počtu zhruba 150 mrazových dní, jež této oblasti přisuzuje Chábera (1987), Quitt (1971) i klasifikace klimatických regionů pro účely bonitace zemědělského půdního fondu. Průměrná teplota zimních měsíců (prosinec, leden, únor) je –3,07 °C, což spadá z hlediska citlivosti ovlivnění sněhové sezóny změnami klimatu ke zranitelným oblastem (Brown a Mote, 2009).

Povodí horní Vydry se vyznačuje ve srovnání se zbytkem České republiky nadprůměrnými srážkovými úhrny, které dle dat meteorologické stanice ČHMÚ Filipova Huť dosahují ve svém ročním průměru 1228,8 mm. To je způsobeno mimo jiné orografickým efektem na návětrné straně, exponované převládajícímu jihozápadnímu a západnímu proudění (Chábera, 1987).

I z tohoto důvodu se v této práci objevují data ze srážkoměrné stanice Filipova Huť, protože díky zmíněnému efektu by byly srážkové úhrny ze stanice Churáňov pro oblast povodí horní Vydry podhodnocené. Chod srážek se v průběhu roku vyznačuje obdobími s relativně zvýšenými srážkovými úhrny, a to ve vrcholném létě a zimě (prosinec, leden) a naopak sníženými úhrny na jaře a na podzim (opět viz klimadiagram na obrázku 12).



Obrázek 12: Klimadiagram dlouhodobých srážkových a teplotních průměrů z let 1980-2014 ze stanic ČHMÚ Churáňov (teploty) a Filipova Huť (Srážky), zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování.

3.1.5 Hydrologická charakteristika

Řeka Vydra vzniká soutokem Modravského a Roklanského potoka asi 100 metrů proti proudu od závěrového profilu limnigrafické stanice Modrava, nicméně za její pramen je považován Luzenský potok (pramenný tok Modravského potoka), pramenící na severozápadních svazích vrcholu Luzný ve výšce asi 1215 m n.m. To na vzdor faktu, že na soutoku Modravského a Roklanského potoka má Roklanský potok větší průtok, povodí a je i delší (dále viz například Kocum, 2012).

Povodí má rozlohu 89,8 km², přičemž dílčí povodí Modravského potoka má rozlohu 42,1 km² a povodí Roklanského potoka 47,6 km². Po opuštění zájmového povodí se Vydra po dalších asi 12 km stéká s řekou Křemelnou a jejich soutokem vzniká Otava. Shrnutí charakteristik povodí nabízí tabulka 1.

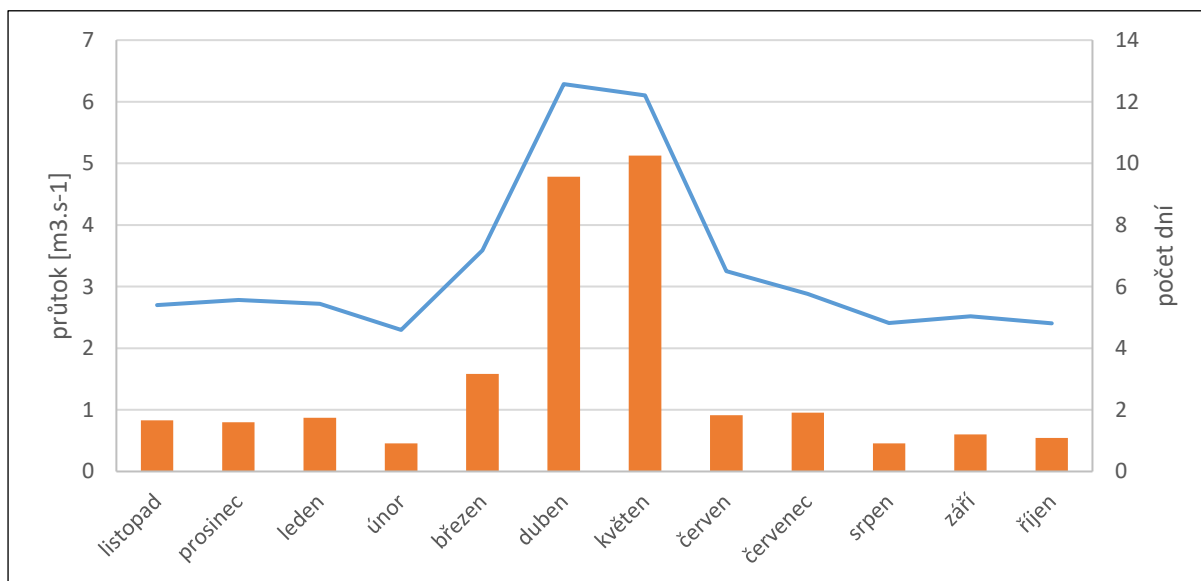
Průměrný roční průtok v Modravě činí za období 1980-2014 činí $3,33 \text{ m}^3/\text{s}$, ČHMÚ uvádí hodnotu $3,01 \text{ m}^3/\text{s}$. Rozložení průtoků během roku je značně ovlivněno akumulací sněhových zásob a jejich následným odtáváním. Chod průměrných měsíčních průtoků a průměrný počet dní v jednotlivých měsících s průtoky v horním decilu ilustruje obrázek 13.

Plocha povodí	$89,76 \text{ km}^2$
Délka rozvodnice	$52,06 \text{ km}$
Celková délka vodních toků (hustota)	$218,41 \text{ km} (2,43 \text{ km}/\text{km}^2)$
Nevyšší kóta	1373 m n. m.
Nejnižší kóta	974 m n. m.
Délka toku (Modravský p./Roklanský p.)	$11,69 \text{ km}/14,73 \text{ km}$
Sklon toku (Modravský p./Roklanský p.)	$20,44 \text{ ‰}/19,21 \text{ ‰}$
Specifický odtok	$37,1 \text{ l/s} * \text{km}^2$
Variační koeficient	$1,062$

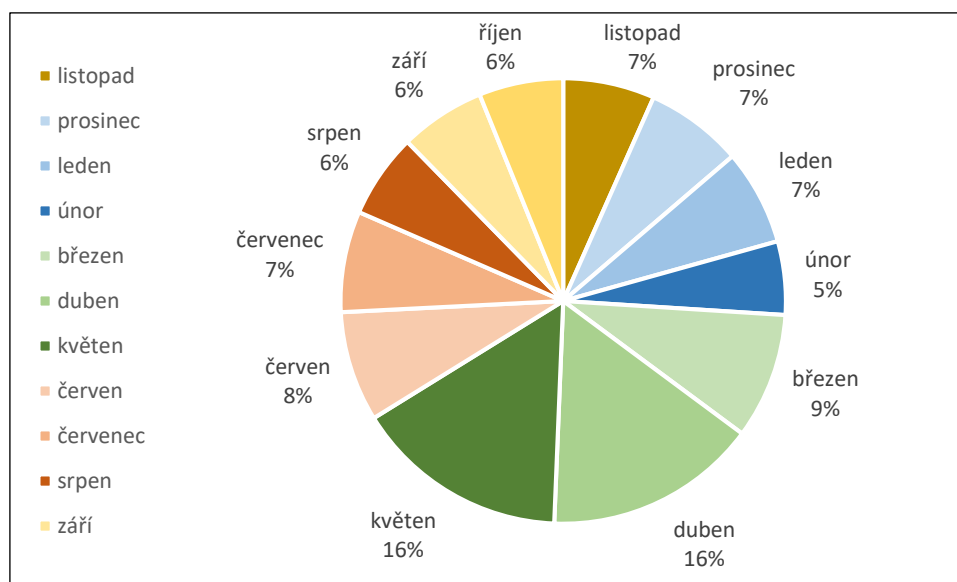
Tabulka 1: Vybrané charakteristiky povodí Vydry po závěrový profil Modrava, zdroj dat: DIBAVOD, ČHMÚ a DMR 4G, vlastní zpracování.

Na rozdíl od chodu srážkových úhrnů se zde vyskytuje pouze jedno výrazné maximum, a to v dubnu a květnu. Pouze v těchto dvou měsících odeče průměrně téměř třetina celkového ročního odtoku. Důležitou roli v tomto ohledu hraje i výšková zonace povodí, která do značné míry ovlivňuje chod izoterm a tedy i průběh jarního tání. Určité riziko představuje přítomnost výše zmíněné části povodí ve výšce mezi 1080–1180 m n.m., jež představuje přes polovinu jeho plochy a má potenciál odtávat najednou. To může v závislosti na množství vody přítomné ve sněhové pokrývce, ležící v této zóně, a intenzitě ablační události, zvyšovat průtoky až na úroveň povodní. Konkrétní případy jarních povodní podrobně rozebírá ve své práci například Čurda (2012). Rozložení podílu jednotlivých měsíců na celkovém odtoku znázorňuje obrázek 14.

Analýzou vlivu historických změn klimatu na srážkoodtokové poměry v povodí Vydry se zabývali Langhammer, Su a Bernsteinová (2015). Na základě analýzy časových řad za období 1960-2010 popsali například trend poklesu podílu odtoku v letních měsících a naopak nárůst podílu odtoku v jarních měsících na celkovém ročním odtoku, nárůst počtu průtoků s dobou opakování 1 rok po 80. letech 20. století a posun období s jejich nejčastějším výskytem z pozdního jara do časného jara a pozdní zimy.



Obrázek 13: Průměrné měsíční průtoky a průměrný počet dní s průtokem v prvním decilu za období 1985-2014 pro profil Vydra, Modrava, zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování.

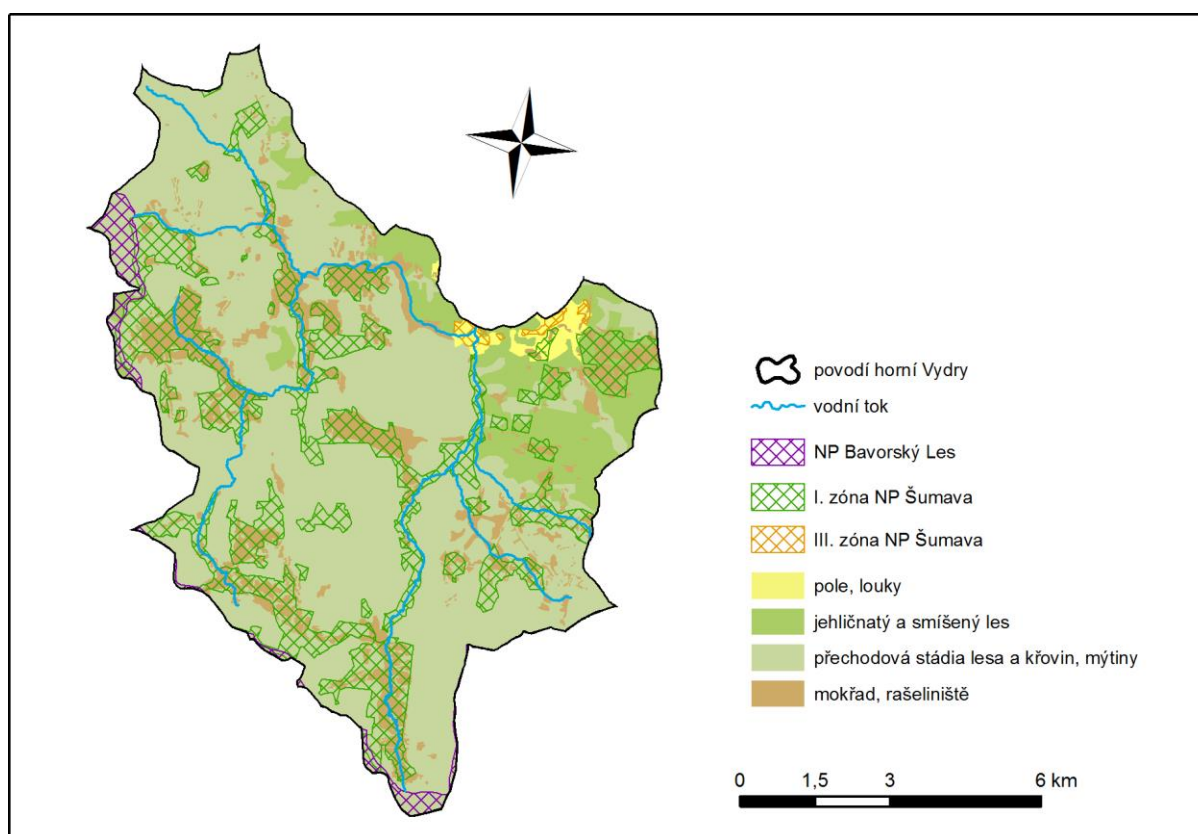


Obrázek 14: Průměrný podíl měsíčních odtoků v průběhu roku za období 1980-2014 pro profil Vydra, Modrava, zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování.

3.1.6 Biogeografie, land use a land cover

Celá plocha povodí ležící na české straně hranice náleží Národnímu parku Šumava. Jeho velká část (23,3 %) leží v 1. zóně národního parku (viz obrázek 15). Celá část povodí ležící na území Spolkové republiky Německo leží také na území národního parku, konkrétně v nejvyšší zóně ochrany NP Bavorský Les. Celé povodí náleží do chráněné oblasti přirozené akumulace vod.

Zalesněnost povodí je dle dat Corine Land Cover 2012 více než 93,9 % (v případě započítání zdravých lesů i jejich přechodových stádií), avšak tento údaj je nutné brát s rezervou, neboť velká část místních lesů je poznamenána různými stádii napadení kůrovcem. Druhového složení dominují smrčiny s příměsí buků. Na významné části rozlohy povodí se nachází rašeliniště (dle dat VÚV TGM 13 % plochy povodí), jejichž vlivu na srážkoodtokový režim se v této oblasti věnoval například Kocum a Janský (2003).



Obrázek 15: Mapa krajinného pokryvu a chráněných území, zdroj dat: DIBAVOD, AOPK, Corine Land Cover, vlastní zpracování.

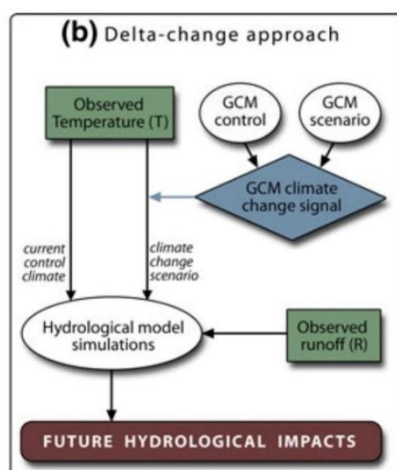
3.2 Datové zdroje

V práci byla využita data ČHMÚ v denním chodu, za období 1980-2014. Časové řady srážkových úhrnů pocházely z automatické srážkoměrné stanice ČHMÚ ve Filipově Huti. Teploty vzduchu a hodnoty vodní hodnoty sněhu v týdenním chodu z meteorologické stanice ČHMÚ Churáňov a hodnoty průměrných denních průtoků z limnigrafické stanice ČHMÚ Vydra-Modrava.

Pro zpracování dat a tvorbu grafických výstupů a tabulek bylo využito softwarů R a Microsoft Excel. Mapové přílohy byly vytvořeny v softwaru ArcMap za využití databází DIBAVOD (VÚV T.G.M., 2017), ArcČR (ARCDATA PRAHA, 2017), Corine Land Cover (EEA, 2018) a dále WMS služeb a dalších podkladů zmíněných u jednotlivých map a ocitovaných v seznamu literatury a zdrojů.

3.2.1 Příprava scénářů vývoje teploty vzduchu

Časové řady klimatických scénářů byly vytvořeny z původních časových řad přepočtem původních teplot dle metodiky delta-změny (z anglického delta-change approach). Tato metoda spočívá v připočtení určité hodnoty reprezentující změnu přírodních podmínek (teploty, srážek, etc.) ke každému členu časové řady pozorovaných hodnot (Laghari, Vanham a Rauch, 2012). Jedná se o nejjednodušší avšak běžně používaný postup při výzkumu odezvy povodí na změny v přírodních podmínkách (BACC Author Team, 2008; Teutschbein, Wetterhall a Seibert, 2011; Larson, 2008; Graham et al., 2007 a Akhtar et al., 2008 cit. podle Laghari, Vanham a Rauch, 2012).



Obrázek 16: Schéma metody delta-change, převzato z Teutschbein, Wetterhall a Seibert (2011).

Základními předpoklady pro využití této metody jsou dostatečně dlouhé časové řady, které zmírní vliv vysoké meziroční variability zkoumaných veličin a předpoklad stejné frekvence a intenzity extrémních událostí (BACC Author Team, 2008; Teutschbein a Seibert, 2010 cit. podle Teutschbein, Wetterhall a Seibert, 2011), jelikož vnitřní variabilita časových řad zůstává zachována.

Na základě kompilace současných předpovědních klimatických modelů pro Evropu publikovaných v práci Jacob et al. (2014) a převzatých Evropskou agenturou pro životní prostředí (EEA), projektu Zpřesnění dosavadních odhadů dopadů klimatické změny v sektorech vodního hospodářství, zemědělství a lesnictví a návrhy adaptačních opatření (Pretel et al., 2011), Pařížské dohody (United Nations, 2015) a prací Donnelly et al. (2017) a Hawkins et al. (2017) byly definovány 3 scénáře změny teploty vzduchu a to o +1, +2 a + 3 °C (dále označovány jako $\Delta 1$, $\Delta 2$, $\Delta 3$ a referenční období 1980-2014 označované jako $\Delta 0$). Tyto hodnoty odpovídají zhruba předpokládanému nárůstu teplot v rámci 21. století pro území střední Evropy dle emisního scénáře A1B a scénářů vývoje koncentrací RCP4.5 a RCP8.5.

Změny chodu a množství srážkových úhrnů nebyly pro simulované scénáře uvažovány, protože účelem této práce je právě posouzení vlivu zvýšení teploty vzduchu na sněhové charakteristiky a odtok ze sněhu. Komplexnější pojetí zahrnující změny teplotního i srážkového režimu by představovalo významnou překážku v separaci příčin pozorovaných změn, obtížnější interpretaci ovlivnění povodí ve zmíněných ohledech a zvýšení nejistoty modelu.

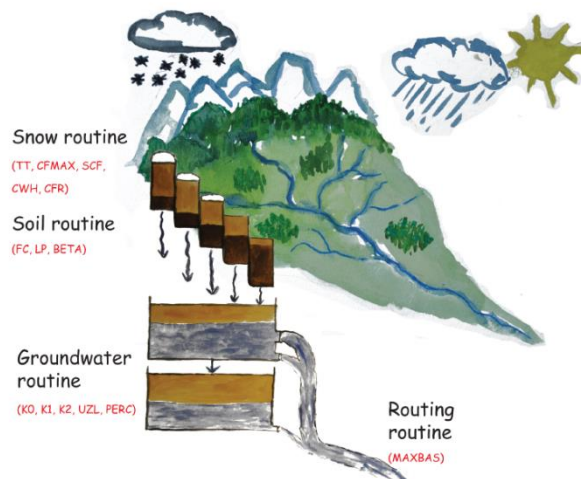
3.3 HBV-light

HBV-light je semi-distribovaný koncepční hydrologický model, který je jednou z podob původního modelu HBV (Hydrologiska Byråns Vattenavdelning), vyvíjeného Švédským meteorologickým a hydrologickým institutem (SMHI) od 70. let 20. století (Bergström, 1992). Verze HBV-light byla vyvíjena od roku 1993 na Uppsalské univerzitě, přičemž její aktualizace použitá v této práci byla vytvořena na Curyšské univerzitě (UZH) (Seibert a Vis, 2012). HBV-light byl vyvinut jako uživatelsky přívětivý nástroj pro aplikaci ve výzkumu a ve výuce hydrologického modelování. V současnosti existuje celá řada vědeckých prací, v nichž byl využit jako primární metoda zpracování dat pro analýzy vlivů změny krajinného pokryvu či klimatu na srážkoodtokový proces (Radchenko et al., 2017; Seibert a McDonnell, 2010; Jillo et al., 2017; Etter et al., 2017; Jenicek, Seibert a Staudinger, 2018), ve studiích zabývajících se teorií hydrologického modelování a jeho optimalizací v různých oblastech využití (Seibert, 1999; Vis et al., 2015; Dariane a Javadianzadeh, 2016; Machlica et al., 2012) a dalších.

3.3.1 Struktura modelu

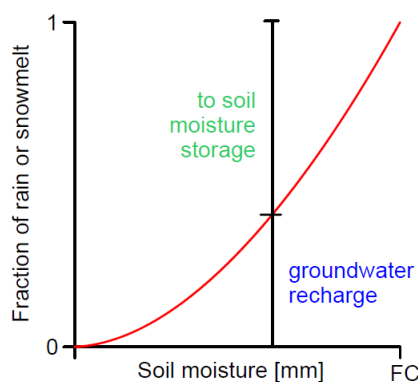
Povodí analyzované pomocí HBV-light je rozděleno na elementární odtokové plochy (hydrotopy), které jsou definované na základě výškových pásu, odvozených z digitálního modelu reliéfu. Další možností je definice hydrotopů na základě vegetačního pokryvu (Seibert, 2005). Samotný model se skládá z několika komponent (viz ilustrace na obrázku 17 a dále) a výstupem z něj jsou časové řady průtoků, vypočítané na základě časových řad teplot vzduchu, srážek a potenciálního výparu.

První komponentou je sněhový model (snow routine), do něhož vstupují hodnoty srážek a teploty vzduchu ve zvoleném časovém chodu. Výpočty probíhají zvláště pro jednotlivé hydrotopy. Na základě mezní hodnoty T_T [°C] je určeno skupenství srážek a jsou simulovány procesy akumulace sněhové pokrývky, retence kapalných srážek v již existující sněhové pokrývce a jejich případné opětovné tuhnutí a tání sněhové pokrývky za pomoci metody degree-day. Výstupem jsou hodnoty odtoku z této první vrstvy a aktuální stav sněhové pokrývky (Seibert a Vis, 2012).



Obrázek 17: Grafické znázornění komponent modelu HVB-light, převzato ze Seibert a Vis (2012).

Druhou komponentou je model půdní vlhkosti (soil routine), do něhož vstupují průměrné měsíční hodnoty potenciálního výparu a podíl ze sumy odtoku z tajícího sněhu a dešťových srážek. Tento podíl je daný parametry půdní vlhkosti (SM , soil moisture, [mm]), polní vodní kapacity půdy (FC , field capacity, [mm]) a tvarovým parametrem β . Jak lze vidět na obrázku 18, část z toho celku zůstává v půdě a zvyšuje hodnotu SM a druhá část reprezentuje doplnění zásob podzemní vody (groundwater recharge) (Seibert, 2005; Seibert a Vis, 2012).



Obrázek 18: Rozdělení kapalných srážek a vody z tání sněhu do zásob půdní vlhkosti nebo zásob podzemní vody, převzato ze Seibert (2005).

Skutečný výpar z půdy odpovídá potenciálnímu výparu v případě, že poměr SM/FC je vyšší než mezní hodnota, daná parametrem LP . V opačném případě lineárně klesá. Výstupem z druhé komponenty jsou tedy skutečný výpar, půdní vlhkost a doplnění zásob podzemní vody (Seibert a Vis, 2012).

Třetí komponenta odpovídá funkci odezvy (response function), která vypočítává odtok z povodí na základě zásob vody ve svrchní a spodní vrstvě podzemní vody. Hodnota doplnění zásob podzemní vody vstupuje do svrchní vrstvy podzemní vody a dále perkoluje dle parametru definujícího rychlost perkolace do spodní vrstvy podzemní vody.

Celkový odtok je pak sumou dvou, případně tří lineárních rovnic. Tři rovnice to jsou v případě, že dojde k nasycení svrchní vrstvy podzemní vody a voda nestačí perkolovat do vrstvy spodní. V poslední komponentě (routing routine), dochází k přerozdělení objemu odtoku do následujících dní (Seibert a Vis, 2012).

3.3.2 Nároky na vstupní data

HBV-light potřebuje jako koncepční model ke správnému fungování časové řady srážek a teplot, hodnoty potenciální evaporace zkoumaného území v měsíčním nebo denním běhu a vhodně nadefinované hydrotopy. V ideálním případě by se u výše zmíněných veličin mělo jednat o vážený průměr z více měřících stanic rozmístěných rovnoměrně po celém zájmovém území v co největší hustotě. Většinou se však vychází z dat sítí meteorologických a hydrologických státních institucí, jejichž hustota do jisté míry omezuje aplikaci modelu co do rozlohy zkoumaných povodí.

Běžně užívané zpřesnění srážkových a teplotních dat představuje již zmíněné využití hydrotopů, reprezentujících různé zóny nadmořských výšek. Dle zjednodušeného pojetí Mezinárodní standardní atmosféry (ISO 2533:1975) klesá teplota v troposféře zhruba o $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Srážkové úhrny pak s rostoucí nadmořskou výškou naopak rostou až po tzv. pásmo maximálních srážek (v případě střední Evropy, vyjma Alp, na celém území). Hodnoty obou parametrů popisujících nárůst/pokles těchto veličin s nadmořskou výškou mohou být zjištěny na základě terénních měření nebo odhadnuty.

Hodnoty evaporace, které do modelu vstupují v měsíčním chodu, mohou být vypočteny například pomocí Penmanovy rovnice. Tento přístup je však relativně náročný na vstupní data, a proto byly pro účely této studie hodnoty vypočítány na základě metody popsané Thornthwaitem. Tu popisují rovnice 6, 7 a 8 kde t a T_i jsou průměrné měsíční teploty (i -tého měsíce) a I je teplotní index daného měsíce (Thornthwaite, 1948).

$$P_{ET} = 1.6(10t/I)^a \quad (6)$$

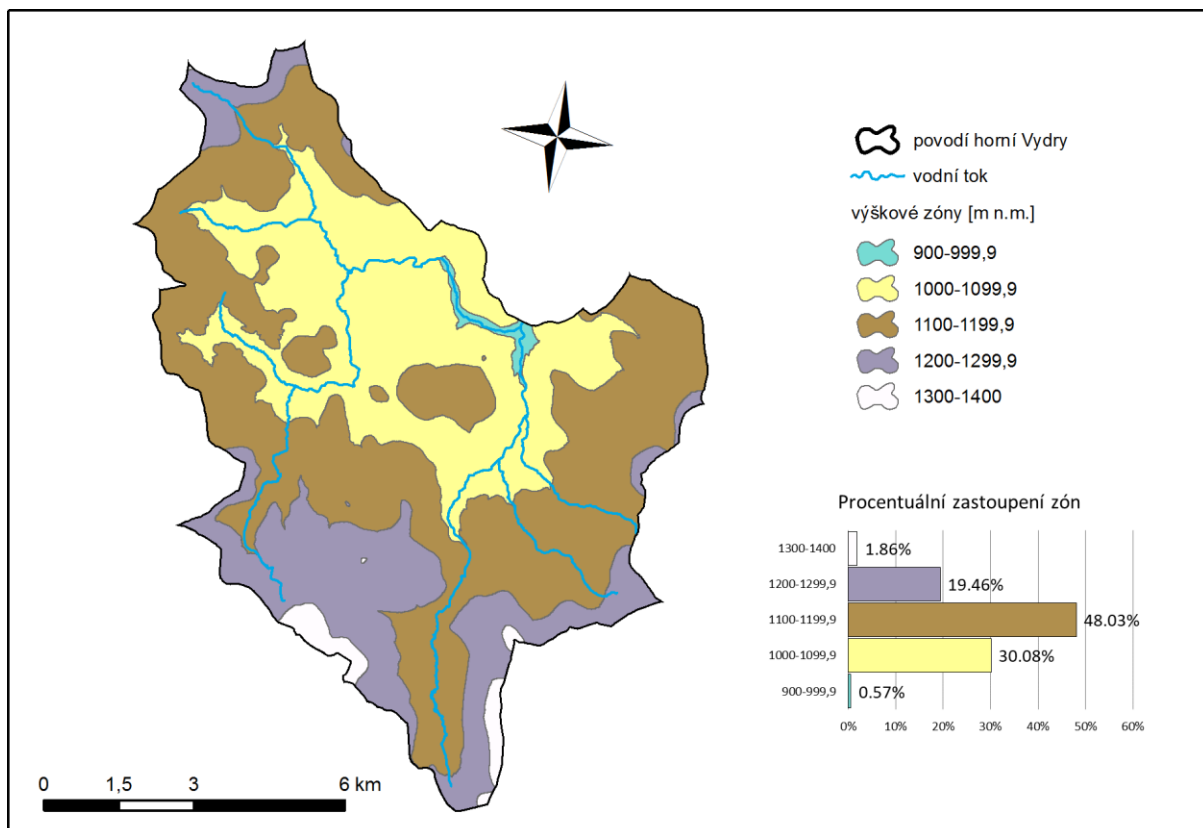
$$I = \sum_1^{12} (T_i/5)^{1,51} \quad (7)$$

$$a = 675 * 10^{-9} * I^3 - 77,1 * 10^{-6} * I^2 + 17,92 * 10^{-3} * I + 0,49239 \quad (8)$$

Další podklady zpřesňující chod modelu, které ale nejsou pro jeho chod povinné, jsou například údaje o průměrných teplotách, rychlosti změny teplot vzduchu a srážek s výškou nebo data popisující přítomnost ledovců a redistribuci sněhové pokrývky. Při kalibraci a hodnocení přesnosti modelu je dále možné srovnávat modelované hodnoty s pozorovanou vodní hodnotou sněhu, podílem plochy pokryté sněhovou pokrývkou v jednotlivých hydrotopech nebo látkovou bilancí ledovce.

3.3.3 Nastavení modelu a hodnocení přesnosti

Zájmové povodí bylo rozděleno do 5 hydrotopů dle nadmořské výšky. Jejich rozlohu a geografické vymezení ilustruje obrázek 19. Jako vstupní data pro kalibraci a validaci modelu byly využity časové řady v denním chodu za období 1980-2014.



Obrázek 19: Mapa rozložení jednotlivých výškových zón – hydrotopů, zdroj dat: DMR 4G a Open Data Portal Österreich, vlastní zpracování.

Data o srážkových úhrnech pocházela ze srážkoměrné stanice ČHMÚ Filipova Huť (1110 m n.m.), data o chodu teplot z meteorologické stanice ČHMÚ Churáňov (1118 m n.m.) a data o průtoku z limnigrafické stanice ČHMÚ Modrava.

Vzhledem k tomu, že se tato studie zabývá především hodnocení vlivů sněhové pokrývky na odtokové poměry a změny v jejím rozložení a dalších charakteristikách, bylo pro kalibraci modelu (viz dále) využito i údajů o vodní hodnotě sněhu v týdenním chodu, naměřených na stanici Churáňov. Model byl nastaven pro simulaci v denním kroku.

HBV-light umožňuje několik způsobů kalibrace. Je možné začít od přednastavených hodnot parametrů a manuálně měnit hodnoty jednotlivých konstant pro dosažení uspokojivého výsledku. Alternativně lze použít jednu z dostupných automatických metod kalibrace. Pro účely této studie byla využita metoda Genetic Algorithm and Powell (GAP) optimization (Seibert, 2000), která se skládá z dvou kroků. V prvním kroku dochází nejprve k vygenerování náhodných množin parametrů, které jsou ohodnoceny dle uživatelem zadané funkce hodnocení přesnosti (viz dále). Následně vznikají další generace množin parametrů na základě pravděpodobností funkce řídící výběr rodičů, množin z minulé generace, jejichž rekombinací vznikají nové množiny. Tato pravděpodobnostní funkce preferuje při výběru množiny s lepšími hodnotami zadané hodnotící funkce. Tento krok se opakuje v několika cyklech dle zadání uživatele. V druhém kroku GAP optimizaiton se množiny parametrů zpřesňují dle Powellovy kvadraticky konvergentní metody optimalizace funkcí, která je popsána v Press et al. (2007). Uživatel může kromě definování počtu cyklů kalibraci ovlivnit určením mezních hodnot jednotlivých parametrů modelu, jak je zobrazeno v tabulce 2.

Pro zhodnocení množin parametrů během kalibrace je možné využít celou řadu hodnotících funkcí, přičemž lze využít i možnosti vytvoření vlastní uživatelsky definované funkce. Ta představuje kombinaci přednastavených funkcí, kde každé z nich přiřadí uživatel určitou váhu. Pro kalibraci a následnou validaci modelu pro povodí horní Vydry byla s ohledem na zájmové charakteristiky zvolena hodnotící funkce popsána rovnicí č. 9, porovnávající odchylky modelovaných průtoků a vodní hodnoty sněhu od skutečnosti a objemovou chybou průtoků.

$$F_H = 0,6 * E_{lnQ} + 0,2 * E_{SWE} + 0,2 * E_{VOL} \quad (9)$$

Parametr [jednotky]	Nastavené meze	Popis parametru, vysvětlení
Sněhová komponenta		
T_T [°C]	(-2; 0,5)*	Mezní teplota rozlišující skupenství srážek a probíhající fázový přechod
CFMAX [$\frac{\text{mm}}{\text{den} \cdot ^\circ\text{C}}$]	(0,5; 10)	Degree/day faktor
SFCF [-]	(0,5; 1,2)	Koeficient korekce sněhových srážek
CFR [-]	0,05*	Koeficient znovuzamrznání
CWH [-]	0,1*	Koeficient zadržení vody ve sněhu
Půdní komponenta		
FC [mm]	(100; 550)*	Polní kapacita půdy
LP [-]	(0,3; 1)*	Mezní hodnota potenciální evaporace
BETA [-]	(1; 5)*	Tvarový parametr
Odezva a routing		
PERC [$\frac{\text{mm}}{\text{den}}$]	(0; 4)*	Koeficient perkolace
UZL [mm]	(0; 70)*	Kapacita svrchní „nádrže“
K0 [den ⁻¹]	(0,1; 0,5)*	Koeficienty popisující odtok z jednotlivých nádrží modelu
K1 [den ⁻¹]	(0,01; 0,2)*	
K2 [den ⁻¹]	(0,00005; 0,1)*	
MAXBAS [den]	(1; 6)*	Koeficient popisující průběh finálního odtoku
Lapse rate srážek a teploty		
PCALT [$\frac{\%}{100 \text{ m}}$]	(5; 10)	Rychlost změny úhrnu srážek s výškou
TCALT [$\frac{^\circ\text{C}}{100 \text{ m}}$]	(0,6; 0,65)	Rychlost změny teploty vzduchu s výškou

Tabulka 2: Specifikace nastavitelných parametrů HBV-light.

*ponechány přednastavené hodnoty

Funkce E_{lnQ} reprezentuje logaritmičticky transformovaný koeficient Nash-Sutcliffe pro průtok a funkce E_{SWE} koeficient Nash-Sutcliffe pro vodní hodnotu sněhu. E_{lnQ} je počítáno dle rovnice 10, kde Q_{OBS} je pozorovaný a Q_{SIM} je simulovaný průtok (Vis et al., 2015). E_{SWE} je počítáno dle rovnice 11, kde SWE_{OBS} je pozorovaná a SWE_{SIM} je simulovaná vodní hodnota sněhu (Seibert, 2000; Seibert, 2005). Logaritmičticky transformovaný Nash-Sutcliffe má oproti

běžnému způsobu výpočtu výhodu v tom, že se snižuje senzitivita koeficientu k extrémně vysokým hodnotám. Proto je relativně vyšší vliv nízkých průtoků a zvyšuje se senzitivita koeficientu vůči systematickému nadhodnocení nebo podhodnocení modelu (Krause et al., 2005).

$$E_{\ln Q} = 1 - \frac{\sum(\ln Q_{OBS} - \ln Q_{SIM})^2}{\sum(\ln Q_{OBS} - \ln Q_{OBS})^2} \quad (10)$$

$$E_{SWE} = 1 - \frac{\sum(SWE_{OBS} - SWE_{SIM})^2}{\sum(SWE_{OBS} - SWE_{OBS})^2} \quad (11)$$

Relativní objemová chyba E_{VOL} je vypočítána dle rovnice 12, kde Q_{OBS} je pozorovaný a Q_{SIM} je simulovaný průtok.

$$E_{VOL} = 1 - \frac{|\sum(Q_{OBS} - Q_{SIM})|}{\sum Q_{OBS}} \quad (12)$$

Hodnoty kritéria Nash-Sutcliffe i jeho logaritmické transformace se mohou pohybovat v intervalu $(-\infty; 1)$, kde $E = 1$ představuje perfektní shodu a hodnoty nižší než 0 znamenají, že predikce dané veličiny by byla efektivnější za použití průměru z dostupné řady měření než za použití daného modelu (Krause, Boyle a Bäse, 2005). V případě relativní objemové chyby se hodnoty pohybují v intervalu $(0; 1)$. Hodnota $E_{VOL} = 1$ představuje opět perfektní shodu (Vis et al., 2015).



Obrázek 20: Modravský potok v únoru, převzato se svolením autora z www.braunstein.cz.

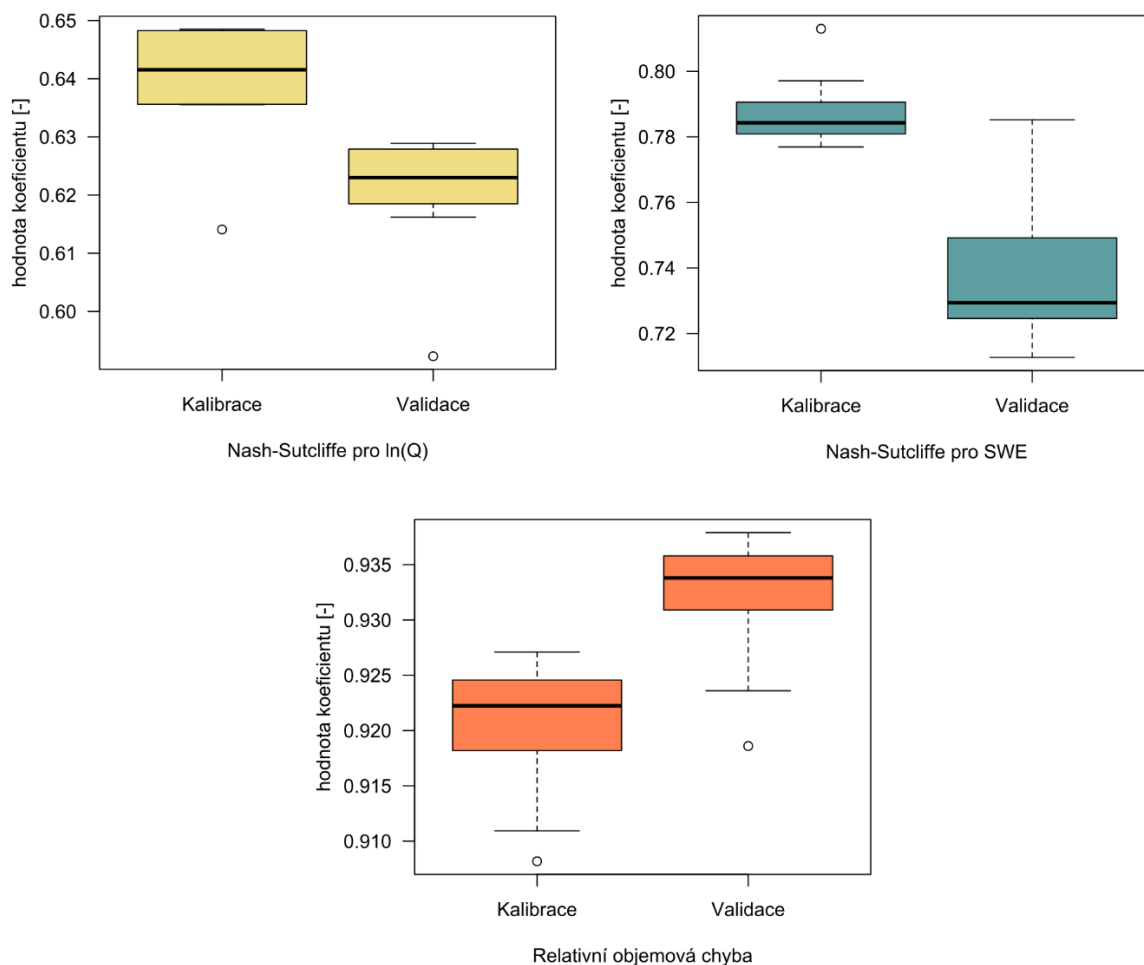
4 Výsledky

4.1 Kalibrace a validace hydrologického modelu

Hodnocení přesnosti probíhalo pomocí split-sample testu (Klemeš, 1986). Pro kalibraci modelu bylo využito časových řad za období 1980-1996 a pro validaci modelu období 1997-2014.

Kalibrace byla provedena za nastavení popsaného v kapitole 3.5.3. Proběhla celkem desetkrát a nejlepší sety parametrů z každého chodu byly následně validovány a použity pro simulaci nad připravenými scénáři $\Delta 0$, $\Delta 1$, $\Delta 2$ a $\Delta 3$. Motivací zde bylo zvýšit robustnost modelu a minimalizovat efekt náhodného výběru parametrů v rámci Genetic Algorithm optimalizace a maximalizovat využití Powellovy kvadraticky konvergentní metody optimalizace. Pro hodnocení přesnosti modelu byly využity funkce zmíněné v kapitole 3.5.3 a jejich výsledné hodnoty po kalibraci a validaci modelu jsou na obrázku 21.

Velmi dobré výsledky jsou patrné především u funkce hodnotící objemovou chybu, kde se hodnoty E_{VOL} pohybovali v intervalu $\langle 0,91; 0,93 \rangle$ v případě kalibrace a dokonce $\langle 0,92; 0,94 \rangle$ v případě validace. O něco horší přesnost vykazoval model v případě logaritmicky transformovaného koeficientu Nash-Sutcliffe pro průtok, kde se hodnoty pohybovali v intervalu $\langle 0,61; 0,65 \rangle$ u kalibrace a $\langle 0,59; 0,63 \rangle$ u validace. Koeficient Nash-Sutcliffe pro SWE ukazuje na dobrou shodu pozorovaných a simulovaných hodnot jak v případě kalibrace ($\langle 0,78; 0,81 \rangle$) tak i validace ($\langle 0,71; 0,79 \rangle$) modelu.

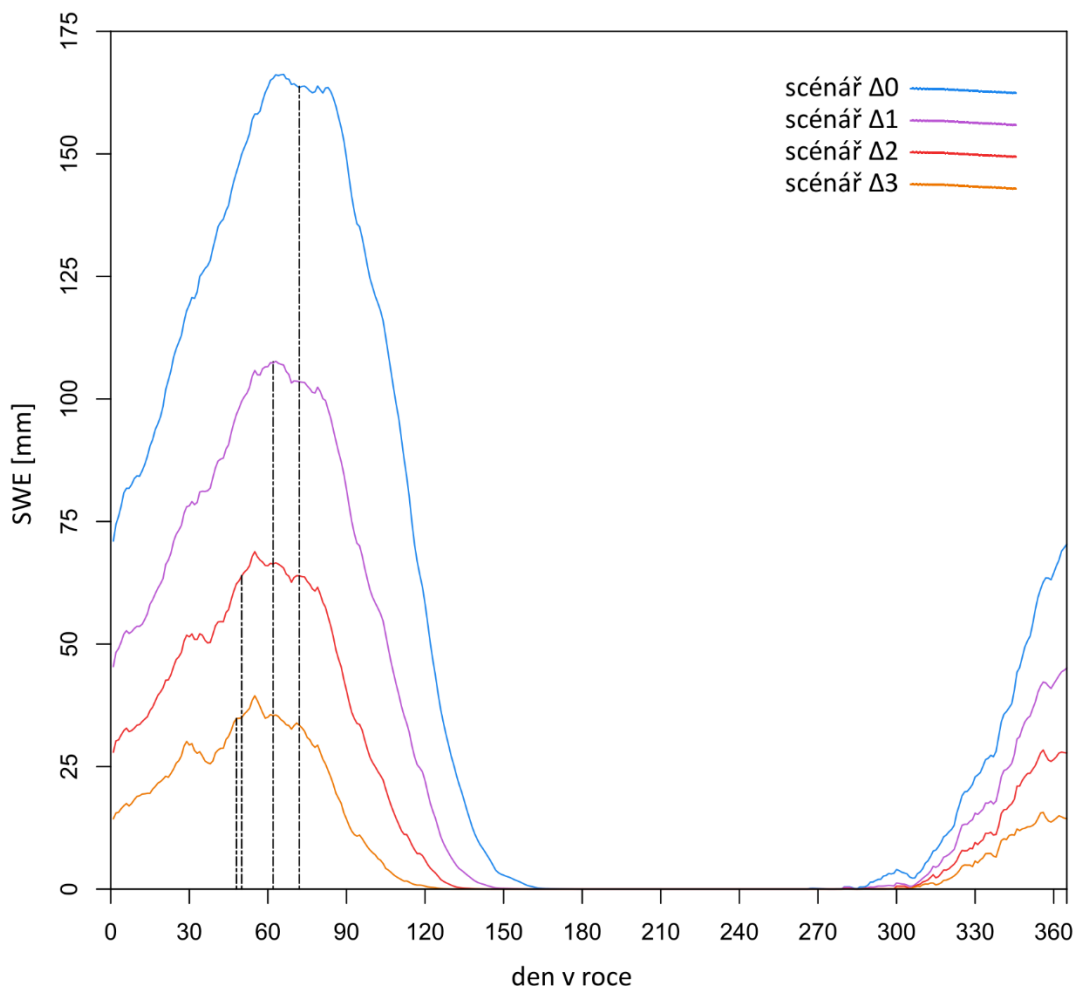


Obrázek 21: Krabicové grafy (boxploty) výsledků hodnotících funkcí pro 10 nejlepších simulací modelu v kalibračním a validačním období. Spodní a horní strany obdélníků reprezentují 1. respektive 3. kvartil, černá vodorovná linie medián, svislé linie minimální a maximální hodnoty (do 1,5x násobku vzdálenosti mezi 1. a 3. kvartilem) a odlehlé hodnoty jsou značeny kolečky.

4.2 Vliv zvýšení teplot vzduchu na sněhové proměnné

Odezvy povodí na jednotlivé scénáře byly hodnoceny jak pro celé povodí, tak pro jednotlivé výškové zóny popsané a zobrazené v kapitole 3.4.3.

Prvním hodnoceným kritériem je průměrná vodní hodnota sněhové pokrývky, jejíž chod během roku je zobrazen na obrázku 22. Data představují průměrné hodnoty SWE za 35-ti leté období pro daný den. Vodní hodnota je ve všech případech nižší vždy u následujícího scénáře s vyššími teplotami.



Obrázek 22: Průměrný roční chod hodnot SWE dle jednotlivých modelovaných scénářů a korespondující střední hodnoty dnů dosažení maximální sezónní SWE.

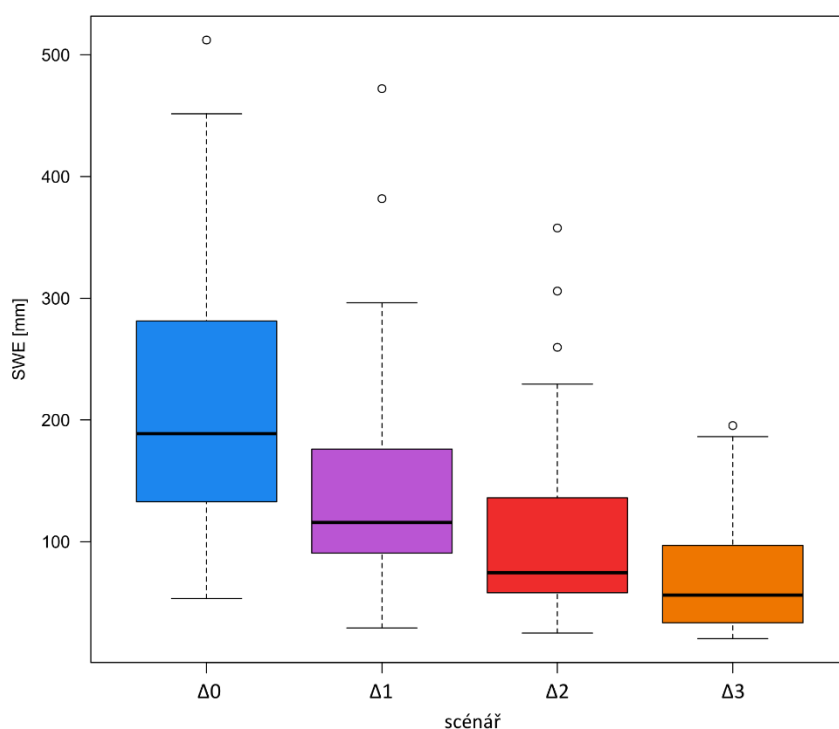
Mezi jednotlivými scénáři se absolutní pokles vodní hodnoty sněhu se vzrůstající teplotou snižuje, naopak relativní pokles se zvyšuje. Tyto změny popisuje tabulka 3. Délka období, ve kterém je průměrná SWE celého povodí větší než 0 se také snižuje, nicméně tyto změny je vhodnější zkoumat s ohledem na konkrétní zóny nadmořské výšky a jsou podrobněji rozebrány dále v této kapitole.

	$\Delta 0 \rightarrow \Delta 1$	$\Delta 1 \rightarrow \Delta 2$	$\Delta 2 \rightarrow \Delta 3$
Pokles průměrné roční SWE [%]	40.41	41.19	49.18
Medián absolutního poklesu [SWE]	20.18	14.09	12.25
	$\Delta 1$	$\Delta 2$	$\Delta 3$
Stav průměrné roční SWE oproti $\Delta 0$ [%]	59.59	35.04	17.81

Tabulka 3: Vývoj SWE mezi jednotlivými scénáři a v porovnání s referenčním scénářem $\Delta 0$.

30-ti denní klouzavý průměr SWE, který dosahuje za současných podmínek nejvyšších hodnot 12. března, se s narůstající teplotou vzduchu posouvá do dřívějšího období. Pro scénář $\Delta 1$ to je 6. března, pro scénář $\Delta 2$ 3. března a pro scénář $\Delta 3$ připadá maximum 30-ti denního klouzavého průměru na 1. března.

Ještě výraznější je tento posun pro hodnoty ročních maxim SWE, které jsou často dávány do souvislosti s ovlivněním průtoků během jarních a letních měsíců. Nižší hodnoty těchto maxim mají za následek nižší průtoky a průtoková minima v teplé polovině roku (Larson et al. (2013); Godsey et al., 2014; Jenicek et al., 2016; Součková, 2016; Jenicek et al., 2018). V rámci zkoumaného povodí byl pozorován pokles sezónních maxim SWE mezi jednotlivými scénáři, jak ho ilustruje obrázek 23.

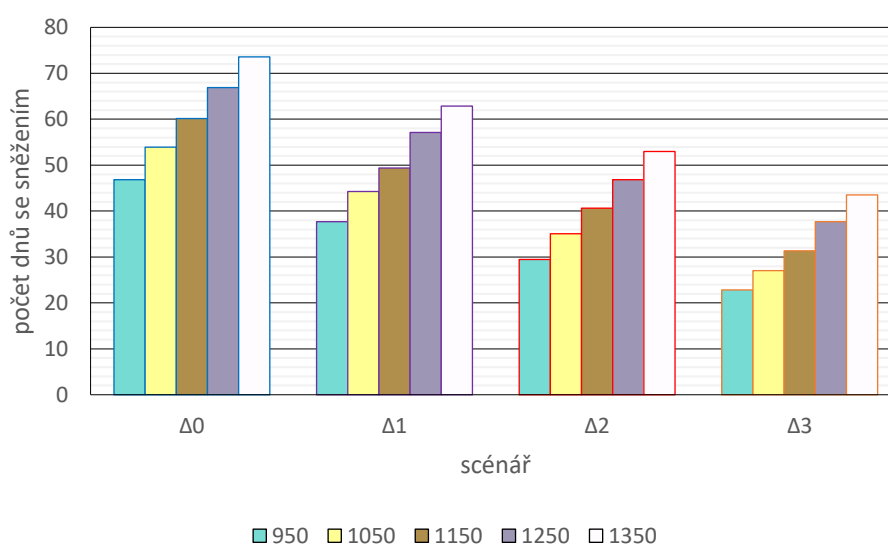


Obrázek 23: Krabicové grafy (boxploty) ročních maxim SWE pro jednotlivé scénáře. Spodní a horní strany obdélníků reprezentují 1. respektive 3. kvartil, černá vodorovná linie medián, svislé linie minimální a maximální hodnoty (do 1,5x násobku vzdálenosti mezi 1. a 3. kvartilem) a odlehlé hodnoty jsou značeny kolečky.

Střední hodnoty maxim SWE klesají postupně se zvyšujícími se teplotami následovně: $188,8 \text{ mm} \rightarrow 115,8 \text{ mm} \rightarrow 74,5 \text{ mm} \rightarrow 56,1 \text{ mm}$. Zároveň klesá i rozptyl maxim napříč modelovaným obdobím. Výrazně se mění i zmíněný den dosažení maximální sezónní hodnoty SWE, respektive jeho střední hodnota. U scénáře reprezentujícího současný stav, $\Delta 0$, vychází

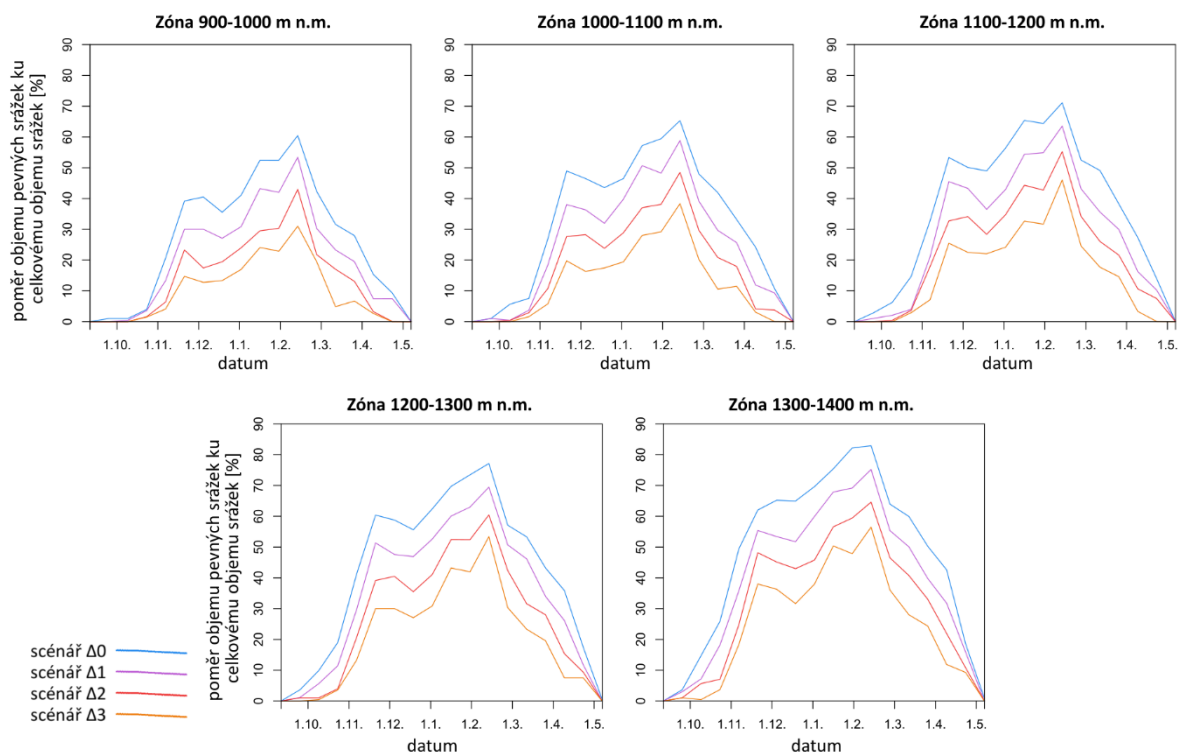
na 13. března a dále se posouvá do dřívějšího období rychleji než zmíněný 30-ti denní klouzavý průměr SWE. Pro scénář $\Delta 1$ to je 3. března, pro scénář $\Delta 2$ 19. února a pro scénář $\Delta 3$ 17. února. Tyto dny jsou zároveň vyznačeny na obrázku 22.

Zásadním faktorem ovlivňujícím chod vodní hodnoty sněhu je teplota vzduchu, která s výškou klesá. Proto je vývoj sněhové pokrývky odlišný v jednotlivých výškových zónách povodí. Teplota vzduchu výrazně ovlivňuje skupenství srážek, jak ilustruje Obrázek 24. Počet dnů se sněžením klesá po nárůstu teploty o 1 °C ve všech výškových zónách, a to v průměru o 9,3 dne/rok.



Obrázek 24: Počet dnů se sněžením (srážky $P > 0$ mm a teplota vzduchu $T < T_f$) v jednotlivých výškových zónách v rámci modelovaných scénářů.

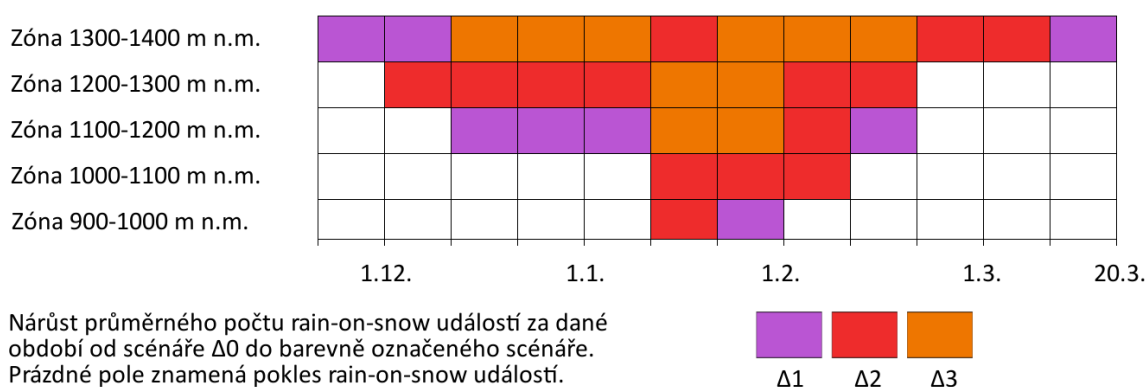
Spolu s počtem dní se sněžením klesá i objem pevných srážek a jejich podíl na celkovém objemu všech srážek. Tento vývoj sleduje Obrázek 25. Napříč všemi zónami i teplotními scénáři je zde patrné druhotné minimum zhruba v druhé polovině prosince, které se dá spojit i s průměrným chodem SWE, který zaznamenává pokles okolo 355. dne roku. V případě scénáře $\Delta 3$ je další pokles zaznamenán na počátku února a opět ho lze vztáhnout k poklesu v průměrné SWE. To poukazuje na negativní látkovou bilanci sněhové pokrývky, způsobenou v tomto období nárůstem latentního tepla přinášeného kapalnými srážkami, respektive jejich větším relativním zastoupením.



Obrázek 25: Poměr objemu pevných srážek ku celkovému objemu srážek v jednotlivých výškových zónách v 10-ti denním chodu v rámci modelovaných scénářů.

V tomto období můžeme předpokládat do budoucna nárůst počtu ROS událostí, což potvrzuje obrázek 26. Ač se celkový průměrný roční počet ROS událostí s přibývajícím teplotou snižuje, v určitých dílčích obdobích můžeme pozorovat jejich nárůst. Ten je ale i tak často znatelný pouze mezi některými ze scénářů, a ne napříč všemi modelovanými změnami. Četnost ROS událostí je z jejich podstaty nejvyšší, pokud se vyskytuje sněhová pokrývka po dlouhou dobu a zároveň je vysoká pravděpodobnost výskytu kapalných srážek. S narůstající teplotou sice dochází k nárůstu podílu kapalných srážek, ale zároveň se snižuje pravděpodobnost přítomnosti sněhové pokrývky (viz dále) a v závislosti na nadmořské výšce tedy můžeme za oteplování se klimatu pozorovat i případy, kdy se četnost ROS událostí nejprve zvýší (nárůst kapalných srážek) a následně sníží (nedostatek dní se sněhovou pokrývkou), jak můžeme pozorovat i v některých případech zájmového povodí. Podobný vývoj popisuje například Wang, Kumar a Link (2016) i pro maximální jarní průtoky, kdy v oteplování se klimatu dochází nejprve k jejich nárůstu a následuje pokles.

V případě výškové zóny 900-1000 m n. m. je nárůst četnosti ROS událostí pozorovatelný pouze na konci ledna a poté následuje opětovný pokles. Obdobně je tomu u zóny 1000-1100 m n.m., jen období výskytu je posunuto na přelom ledna a února. Ve výškové zóně 1100-1200 m n. m. již můžeme pozorovat nárůst ROS událostí napříč všemi scénáři, a to opět na konci ledna. Nárůst při zvýšení teplot vzduchu o 1 – 2 °C následovaný poklesem četnosti můžeme pozorovat už od poloviny prosince a dále pak do poloviny února. Prakticky stejně je tomu ve výškové zóně 1200-1300 m n. m. V nejvyšší oblasti nad 1300 m n. m. je nárůst četnosti ROS událostí předpokládaný napříč všemi scénáři od poloviny prosince do poloviny února. Při uvažování nárůstu teplot pouze o 1 °C oproti referenčnímu stavu se pak toto období rozšíří a trvá od konce listopadu do půlky března.



Obrázek 26: Období s nárůstem počtu ROS událostí od referenčního scénáře po zobrazený scénář. ROS událost je definovaná jako den se srážkami $P > 0$ mm, teplotou vzduchu $T < T_T$ a $SWE > 0$ mm, obdobně jako v práci Surfleet a Tullos (2013).

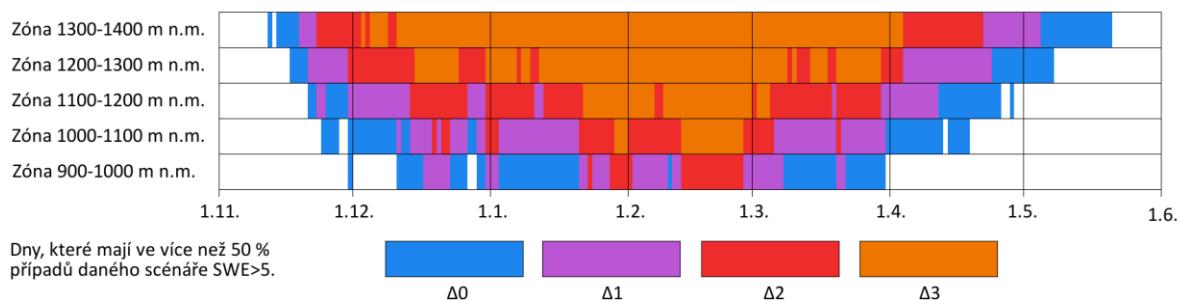
ROS události jsou zajímavé především z hlediska jejich ovlivnění procesu tání a spojitosti se zimními/jarními povodněmi z tajícího sněhu. Z tohoto důvodu by se dalo předpokládat, že vyšší četnosti jejich výskytů může mít za následek vyšší riziko povodňových událostí. Při pohledu na intenzitu všech ablačních událostí se však ukazuje, že průměrná intenzita tání během ROS událostí se snižuje, což platí i pro průměry sezónních maximálních třídních ablačních událostí. Pokles vykazují i průměrné hodnoty snížení SWE během ROS událostí i v případě, když vyfiltrujeme ROS události, při nichž nedochází k odtávání sněhové pokrývky. Změny v maximální roční intenzitě tání jsou uvedeny v tabulce 4.

Maximální sezónní ablační události jsou v případě prvních třech scénářů zároveň ROS událostmi v průměru pouze jednou za 21 let. Oproti tomu ve scénáři $\Delta 3$ je tomu 3x častěji, jednou za 7 let.

	scénář			
	$\Delta 0$	$\Delta 1$	$\Delta 2$	$\Delta 3$
průměr [mm/den]	12.49	10.97	9.80	8.69
průměr pouze ROS událostí [mm/den]	7.80	7.08	6.25	5.83
medián pouze ROS událostí [mm/den]	8.22	6.88	5.20	5.52

Tabulka 4: Intenzity tání třídenních ročních maxim – průměr maximálních sezónních třídenních klouzavých průměru poklesu SWE v [mm/den].

Jedním z dalších ukazatelů stavu sněhové pokrývky je délka jejího setrvání. Ta byla pro účely této studie definována za pomoci pravděpodobnosti překročení určité mezní hodnoty SWE. Obrázek 27 ilustruje dny, kdy SWE byla větší než 5 mm ve více než 50 % roků časové řady. Je patrné zkracování sněhové sezóny a rozdíly v délce zkrácení na jejím počátku a na jejím konci. Dle scénáře modelujícího současný stav je délka takové sezóny v nejnižší výškové zóně 109 dní. Už v případě scénáře $\Delta 1$ se ale zkrátí na zhruba polovičních 56 dní a v případě scénáře $\Delta 2$ na pouhých 20 dní v únoru. Sněhová pokrývka dle zmíněné definice pak naprosto chybí při scénáři $\Delta 3$. U výškové zóny 1000-1100 m n. m. je současná délka sezóny 143 dnů a nejzajímavější změny jsou pozorovatelné při přechodu ze scénáře $\Delta 1 \rightarrow \Delta 2$, kdy se zkrátí ze 106 na 51 dní. I v případě nejteplejšího scénáře se zde sněhová pokrývka po 17 dní vyskytuje. Ve výškové zóně 1100-1200 m n. m se nejvyšší absolutní i relativní zkrácení projeví při oteplení ze scénáře $\Delta 2$ (99 dní) na $\Delta 3$ (39 dní). Na základě těchto čísel se ukazuje, že nejnižší výšková zóna je již nyní velice zranitelná z pohledu doby setrvání sněhové pokrývky, u zóny 1000-1100 m n. m. se nejvýrazněji projeví až oteplení o 2 °C a u výškové zóny 1100 m n. m. oteplení o 3 °C. Nejvyšší výškové partie zaznamenají také pokles délky definovaného období, nejvýrazněji při oteplení $\Delta 2 \rightarrow \Delta 3$, nicméně relativně menší než nižší výškové zóny. Výraznější dopad zde lze předpokládat při oteplení mimo dosah zkoumaných scénářů o více než 3 °C. Číselné hodnoty délky jednotlivých sezón dle obrázku 27 jsou uvedeny v tabulce 5.



Obrázek 27: Průměrná délka sezóny se sněhovou pokrývkou s SWE>5 mm v jednotlivých výškových zónách pod modelovanými scénáři.

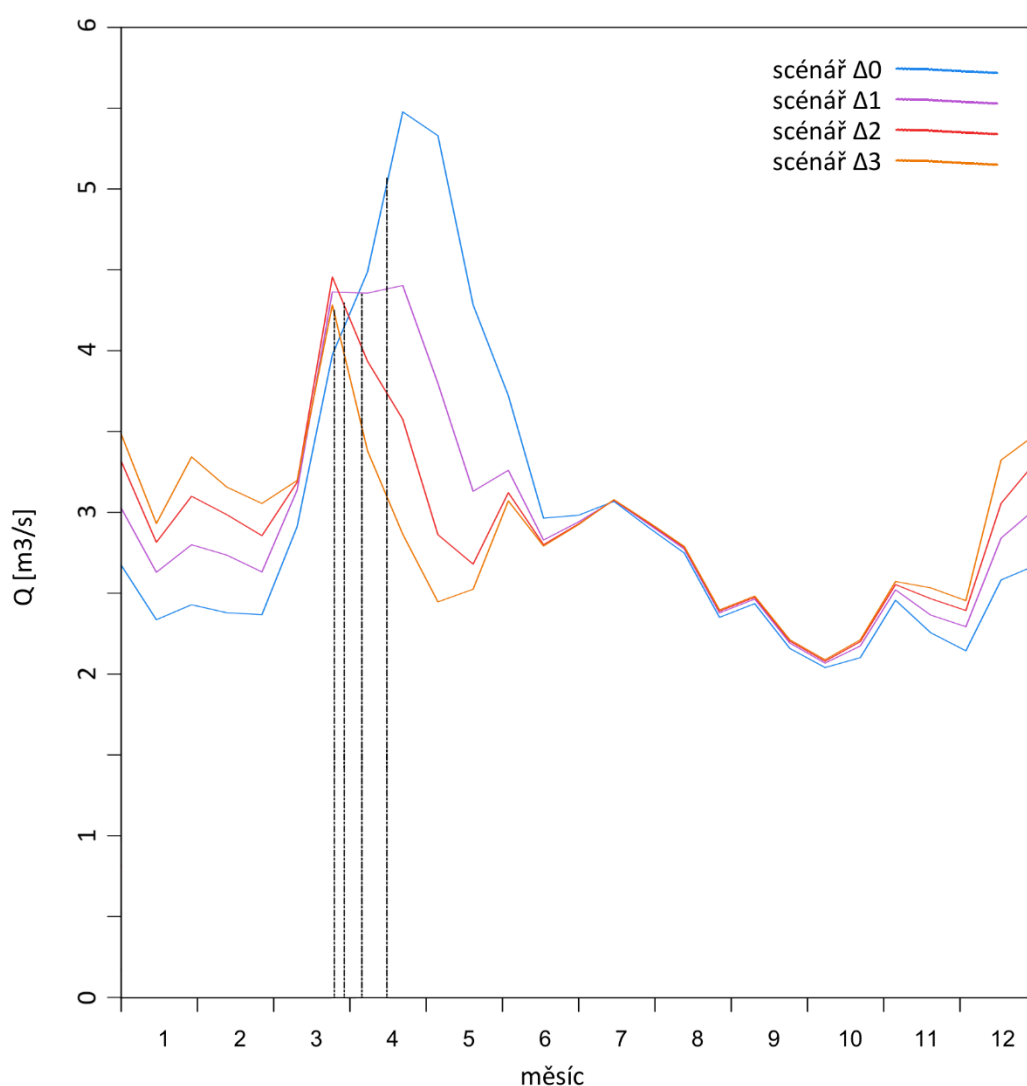
Obrázek 27 zároveň dobře ilustruje rozdíly mezi zkrácením období se sněhovou pokrývkou na jeho počátku a na jeho konci. V případě přechodu mezi scénáři $\Delta 0 \rightarrow \Delta 1$ se průměrné zkrácení napříč zónami rovná 13,6 dnům na podzim a 16,8 dnům na jaře. Při dalším nárůstu teplot už se však výrazněji zkrátí sledované období naopak na podzim a to o 18,2 dnů oproti 16,4 jarním dnům v případě $\Delta 1 \rightarrow \Delta 2$ a o 24,5 podzimních dnů oproti 15,5 jarním dnům v případě $\Delta 2 \rightarrow \Delta 3$. Oproti současné situaci, kdy počátek sněhové sezóny ve všech výškových zónách zájmového povodí spadá do období zhruba 20 dnů, se od sebe v případě scénáře simulujícího zvýšení teplot o 3 °C data počátky sněhové sezóny v jednotlivých výškových zónách vzdalují.

Zóna [m n. m.]	scénář			
	$\Delta 0$	$\Delta 1$	$\Delta 2$	$\Delta 3$
950	109	56	20	0
1050	143	106	51	17
1150	157	135	99	39
1250	172	154	125	90
1350	189	167	150	119

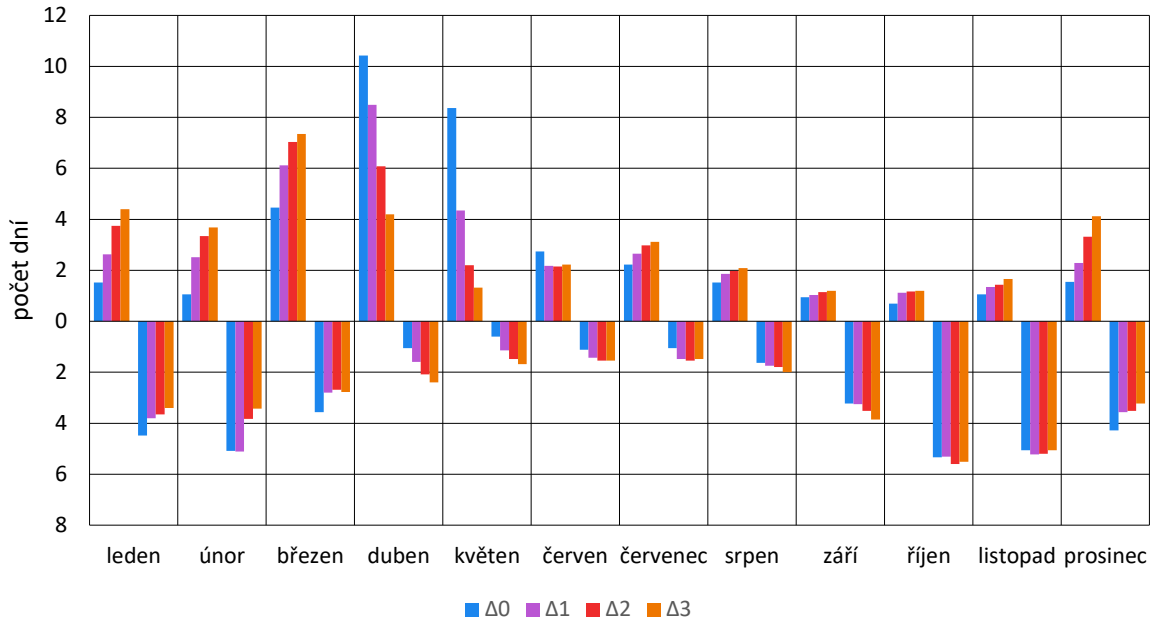
Tabulka 5: Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou s SWE>5 mm za rok v jednotlivých výškových zónách pod modelovanými scénáři.

4.3 Vliv zvýšení teplot vzduchu na odtokové poměry

Zvýšení průměrných teplot vzduchu a s ním spojená alternance sněhového režimu povodí se projevila na odtokovém režimu především v období od počátku hydrologického roku do konce června. Maximální průměrné jarní průtoky se výrazně snížily především při simulaci oteplení o $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$ a to o více než 15 % z $5,69\text{ m}^3/\text{s}$ na $4,94\text{ m}^3/\text{s}$. Při větším oteplení se již průměrné maximum změnilo mnohem méně (hodnoty $4,99\text{ m}^3/\text{s}$ pro scénář $\Delta 2$ a $4,73\text{ m}^3/\text{s}$ pro $\Delta 3$). S narůstající teplotou dochází také ke zvýraznění druhotného maxima průměrných průtoků na přelomu prosince a ledna. Průměrný roční chod průtoků znázorňuje obrázek 28.



Obrázek 28: 10-ti denní průměrné průtoky v ročním chodu za modelovaných scénářů a korespondující datum, do kterého z povodí odečte polovina veškerého objemu vody za období od 1.1. do 30.6..



Obrázek 29: Průměrný počet dní s průtoky v horním (nad osou X) a dolním (pod osou X) decilu v daném měsíci za jeden rok.

Průměrný počet dní s průtoky v horním decilu v období jara (březen, duben, květen) za rok se snižuje se simulovaným nárůstem teplot v chodu $23 \rightarrow 19 \rightarrow 15 \rightarrow 13$ dní. Změny rozložení průtoků v horním a dolním decilu jsou patrné z obrázku 29. Je zde zřejmý posun zvýšených průtoků ze zmíněného jarního období do období prosinec až duben a jejich rovnoměrnější rozložení v rámci tohoto období. Průtoky spodního decilu jsou při simulovaném nárůstu teplot vzduchu častější v létě a na podzim a méně časté v zimě. Oproti posunům průtoků horního decilu jsou u nich však změny v rozložení relativně menší.

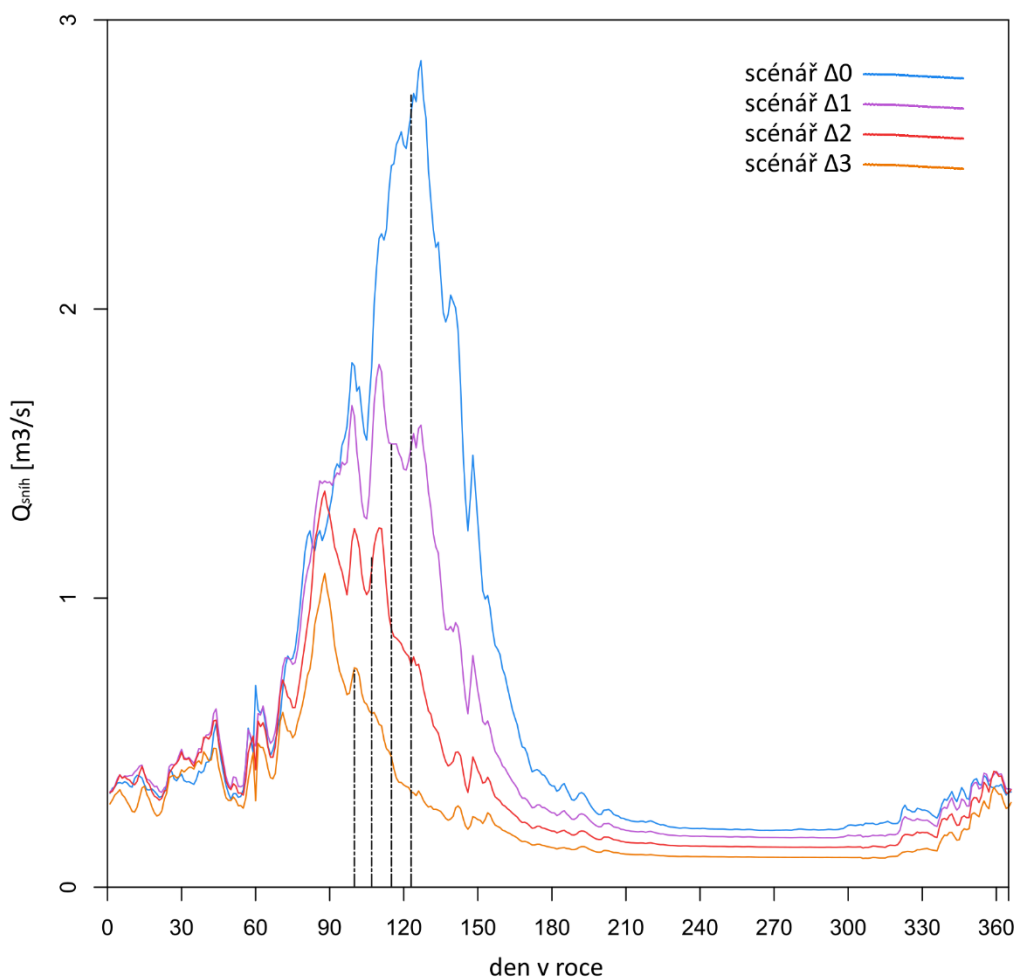
Se vzrůstající modelovanou teplotou dochází také ke snížení variačního koeficientu průtokových řad. Vyrovnanější průtoky jsou z části vysvětlitelné nižšími jarními zvýšenými vodními stavy. Na druhé straně spektra, u nízkých průtoků, je situace obdobná – hodnota dolního decilu se v teplejších scénářích zvyšuje, což také přispívá ke snížení variačního koeficientu. Důvodem zvyšování hodnot dolního decilu může být přesun minimálních průtoků ze zimy do jiného období, který je zapříčiněn způsobem, kterým jsou modelovány průtoky v HVB-light. Jednoznačné potvrzení tohoto trendu by vyžadovalo podrobnou analýzu období výskytu minimálních průtoků, která je nad rámec této práce.

	scénář			
	$\Delta 0$	$\Delta 1$	$\Delta 2$	$\Delta 3$
Percentil 10 [m ³ /s]	1.529	1.567	1.583	1.594
Percentil 90 [m ³ /s]	5.171	4.895	4.776	4.700
Variační koeficient	0.7857	0.7418	0.7294	0.7206

Tabulka 6: Vybrané statistické ukazatele řad průtoků pro modelované scénáře.

Změny v rozložení zvýšených průtoků z tání sněhu a odtoku ze sněhové pokrývky dobře popisuje i ukazatel použitý v publikaci *Climate Change Indicators in the United States* (Crimmins et al., 2016), který uvažuje den, ve kterém z povodí odteče polovina veškerého objemu vody za období od 1.1. do 30.6. Toto období má reprezentovat dobu po kterou je ovlivněn hydrologický režim povodí odtáváním sněhové pokrývky. Datum je pro jednotlivé scénáře zobrazeno i na obrázku 28. Pro současný stav připadá na 16. dubna, pro scénář $\Delta 1$ na 6. dubna, pro scénář $\Delta 2$ na 30. března a pro scénář $\Delta 3$ na 26. března.

HBV-light při modelování odtoku z povodí uchovává informaci o tom, jaká část daného objemu vody má svůj původ ve sněhové pokrývce a jaká v dešťových srážkách. Na základě těchto dat byl sestrojen graf na obrázku 30, na kterém je mimo jiné zobrazeno i datum, do kterého odteče v rámci hydrologického roku $\frac{1}{2}$ celkového objemu odtoku ze sněhové pokrývky (Q_{snih}). Pro referenční scénář $\Delta 0$ připadá datum na 26. dubna, pro scénáře $\Delta 1 \rightarrow \Delta 2 \rightarrow \Delta 3$ na 15.4. \rightarrow 5.4. \rightarrow 28.3. Celková průměrná roční výška odtoku původem ze sněhové pokrývky v simulaci současného stavu je 82,6 mm/rok, což představuje 21,6 % celkového objemu odtoku. Se vzrůstajícími teplotami objem odtoku ze sněhu i poměr ku celkovému objemu klesá. Rychlost poklesu poměru ku celkovému objemu odtoku se pohybuje okolo 4 %/°C. To odpovídá snížení průměrné odtokové výšky ze sněhu na 63,9 mm/rok u scénáře $\Delta 1$, u scénáře $\Delta 2$ 48,3 mm/rok a u scénáře $\Delta 3$ 34,0 mm/rok. Vyjádřeno v procentech jsou poklesy mezi jednotlivými scénáři 22,6 %, 24,5 % a 29,6 %. Pro srovnání poklesy maximální průměrné hodnoty SWE mezi jednotlivými scénáři jsou v procentech 34,9 %, 35,9 % a 42,3 %.



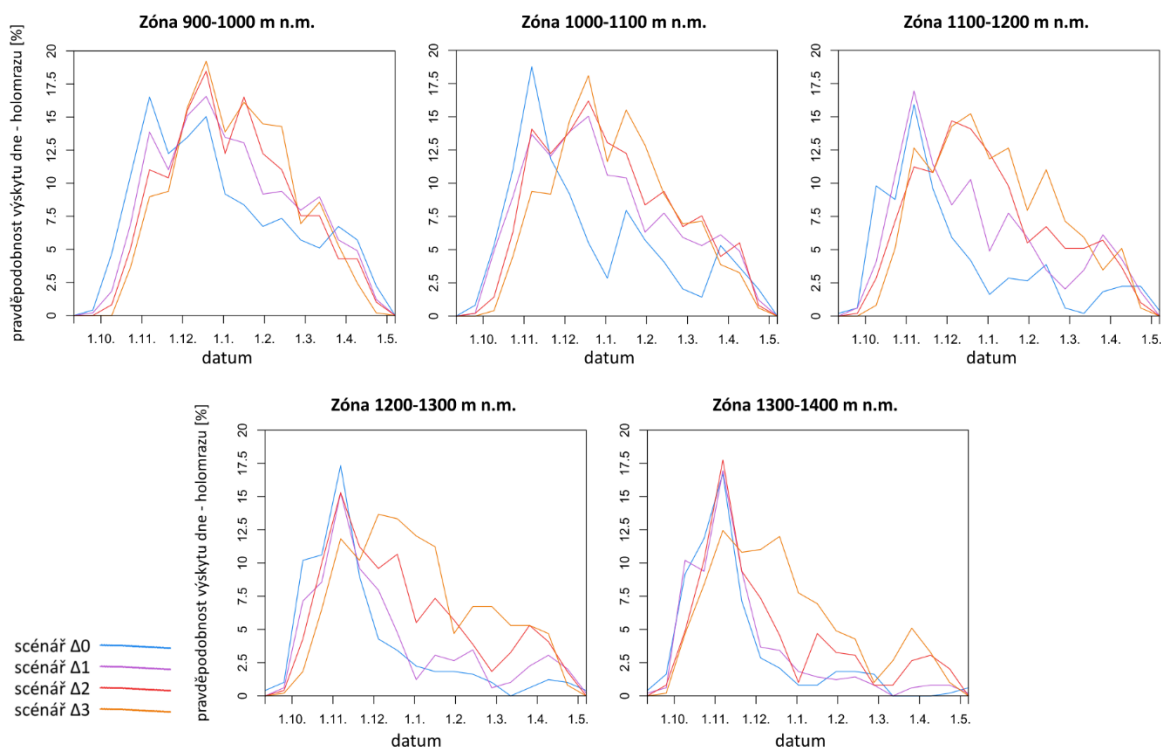
Obrázek 30: Roční chod průměrného odtoku ze sněhové pokrývky za modelovaných scénářů a korespondující datum, do kterého z povodí odteče polovina ročního objemu Q_{sneh} .

4.4 Praktické dopady modelovaných změn

Z hlediska dopadů klimatických změn na přítomné suchozemské ekosystémy a látkové toky mají zřejmě největší vliv změny v počtu, intenzitě a rozložení holomrazů (dnů bez sněhové pokrývky, kdy teplota vzduchu klesá pod 0 °C). Jejich počet s narůstající teplotou stoupá, jak popisuje tabulka 7. Tento nárůst lze vysvětlit nižším počtem dnů se sněhovou pokrývkou. Pravděpodobnost výskytu holomrazů v jednotlivých výškových zónách je vynesena na obrázku 31. Na počátku zimy se jejich četnost ve většině případů snížila, naproti tomu v období vrcholné zimy a jara můžeme pozorovat jejich nárůst.

Zóna [m n. m.]	scénář			
	$\Delta 0$	$\Delta 1$	$\Delta 2$	$\Delta 3$
950	18.4	19.7	19.5	19.7
1050	13.7	18.0	18.7	18.0
1150	10.4	14.4	16.4	17.6
1250	9.6	10.3	14.1	16.3
1350	8.4	8.9	10.7	13.6

Tabulka 7: Průměrný počet holomrazů (dnů s SWE<0 mm, kdy teplota vzduchu klesá pod 0 °C) za rok v jednotlivých výškových zónách v modelovaných scénářích.



Obrázek 31: Pravděpodobnost výskytů holomrazů v jednotlivých výškových zónách v modelovaných scénářích. Výpočet pravděpodobností byl proveden na základě počtu dnů s teplotou vzduchu nižší než 0°C a SWE=0 mm v 10-ti denních obdobích za sledované 35leté období.

Z hlediska dopadů na různé složky ekosystémů je kromě četnosti tohoto jevu důležitá také jeho intenzita. Tu reprezentuje dosažená teplota, ovlivňující například hloubku promrznání půdy či stupeň poškození rostlin a dalších organismů, a také délka trvání jednotlivých epizod.

Průměrná teplota dne-holomrazu je pro jednotlivé scénáře a výškové zóny vynesena v tabulce 8. Z modelovaných výsledků je patrné, že až na několik výjimek dochází s nárůstem průměrné teploty vzduchu k poklesu průměrné teploty holomrazů. Jejich intenzita se navíc zvyšuje i co do průměrné délky trvání jednotlivých epizod, jak je patrné z tabulky 9. Rozdíly mezi průměrnými teplotami holomrazů v různých nadmořských výškách se s narůstající simulovanou teplotou vzduchu zmenšují. Z podrobnější analýzy dat vyplývá, že nižší průměrné teploty holomrazů jsou však způsobeny obzvláště událostmi ve vrcholné zimě, a naopak v jarních měsících dochází k jejich zmírňování, což může mít naopak pozitivní efekt na vývoj bioty (viz opět tabulka 9).

Zóna [m n. m.]	scénář			
	$\Delta 0$	$\Delta 1$	$\Delta 2$	$\Delta 3$
950	-2.64	-2.55	-2.63	-2.68
1050	-2.46	-2.57	-2.44	-2.59
1150	-2.07	-2.57	-2.55	-2.43
1250	-1.99	-2.20	-2.47	-2.41
1350	-2.16	-1.87	-2.28	-2.39

Tabulka 8: Průměrná denní teplota holomrazů (dnů s SWE<0 mm, kdy teplota vzduchu klesá pod 0 °C) v jednotlivých výškových zónách v modelovaných scénářích [°C].

	scénář			
	$\Delta 0$	$\Delta 1$	$\Delta 2$	$\Delta 3$
průměrné dubnové teploty holomrazů [°C]	-1.56	-1.35	-1.26	-1.16
průměrná délka trvání epizody holomrazů [den]	2.05	2.10	2.19	2.22

Tabulka 9: další charakteristiky holomrazů v simulovaných scénářích

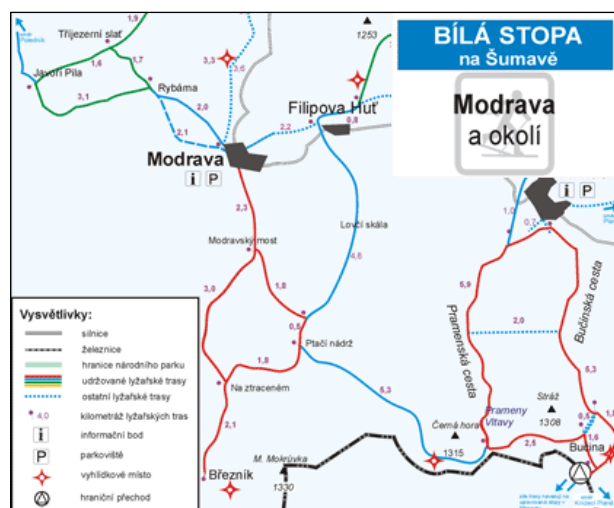
Wipf, Stoeckli a Bebi (2009) pozorovali při dřívějším odtání sněhové pokrývky a s tím spojeným častějším výskytem holomrazů na počátku vegetační sezóny pokles přírůstků kořenové hmoty u brusnice borůvky a v České republice kriticky ohrožené šichy černé. Zároveň bylo v letech s dřívějším odtáním sněhu u těchto dvou druhů relativně více zmrzlých výhonků a pupat a při vyšším počtu holomrazů po vyrašení nových lístků byl sledován celkový pokles rychlosti růstu zmíněných rostlin. Podobný vývoj popsal například i Inouye (2008) pro květena coloradských Skalisticých hor. Změny v biochemických procesech v závislosti na

promrzání půdy, konkrétně toku půdního dusíku a uhlíku, pozorovali například Monson et al. (2006), Mcconnell a Turetsky (2013) či Groffman et al. (2001). Podrobný popis těchto změn je ale nad rámec této práce.

Modelovaný pokles délky období se sněhovou pokrývkou může mít rovněž výrazné dopady na zimní turismus, jehož hlavním nositelem v této oblasti jsou upravené běžkařské tratě šumavské Bílé stopy. V povodí Vydry se dle mapových podkladů, dostupných ze stránek projektu (<http://bilastopa.cz/>), nachází téměř 40 km tratí, které jsou při dostatečných sněhových podmínkách pravidelně upravovány. Jak je patrné z tabulky 10, asi 80 % tratí se nachází mezi 1000–1200 m n. m. Pro technickou úpravu běžkařských tratí je dle dostupných zdrojů potřeba zhruba 15(±5) cm sněhu (<https://calgaryskiclub.org/>, <http://www.trailville.com/>, <http://ncc-ccn.gc.ca/>, <https://www.threeriversparks.org/>). Tato hodnota byla vzhledem k datům dostupným z provedených modelací odhadnuta na 25 mm SWE. Průměrné počty dnů se sněhovou pokrývkou splňující tuto podmínku a tedy zhruba definující běžkařskou sezónu jsou také uvedené v tabulce 10. Pro zachování stávající délky sezóny by se běžkaři museli posouvat stále výše, což je obtížné zejména z hlediska polohy východiště běžeckých tras, které je pro tuto oblast momentálně v obci Modrava. Vyšší partie jsou totiž až na výjimky bez dostatečného zázemí, s horší infrastrukturou a blíže nejcennějším částem Šumavského NP se zvýšenou ochranou území. Ve střediscích sjezdového lyžování mohou být dopady oteplování zmírněny umělým zasněžováním až do hladiny zhruba +2 °C oproti současnému stavu (Steiger a Abegg, 2011). Tato možnost je však pro běžkařské tratě nevyhovující z hlediska jejich délky, enviromentálních dopadů tvorby technického sněhu a finanční náročnosti takového řešení (na Šumavě jsou běžkařské tratě zdarma volně přístupné a jejich úprava je financována z rozpočtů obcí a dobrovolnými příspěvky).

Zóna [m n. m.]	délka běžkařských tratí [km]	scénář			
		Δ0	Δ1	Δ2	Δ3
900-1000	3.9	60.7	38.0	22.1	9.9
1050.0	17.9	91.6	59.1	37.1	19.6
1150.0	12.6	121.0	86.6	54.5	34.7
1250.0	3.7	147.7	116.4	82.7	50.8

Tabulka 10: Délky běžkařských tratí v jednotlivých výškových zónách odvozené na základě DMR 4G a map z webové stránky bilastopa.cz a počet dnů s SWE>25 mm v odpovídajících výškových zónách.

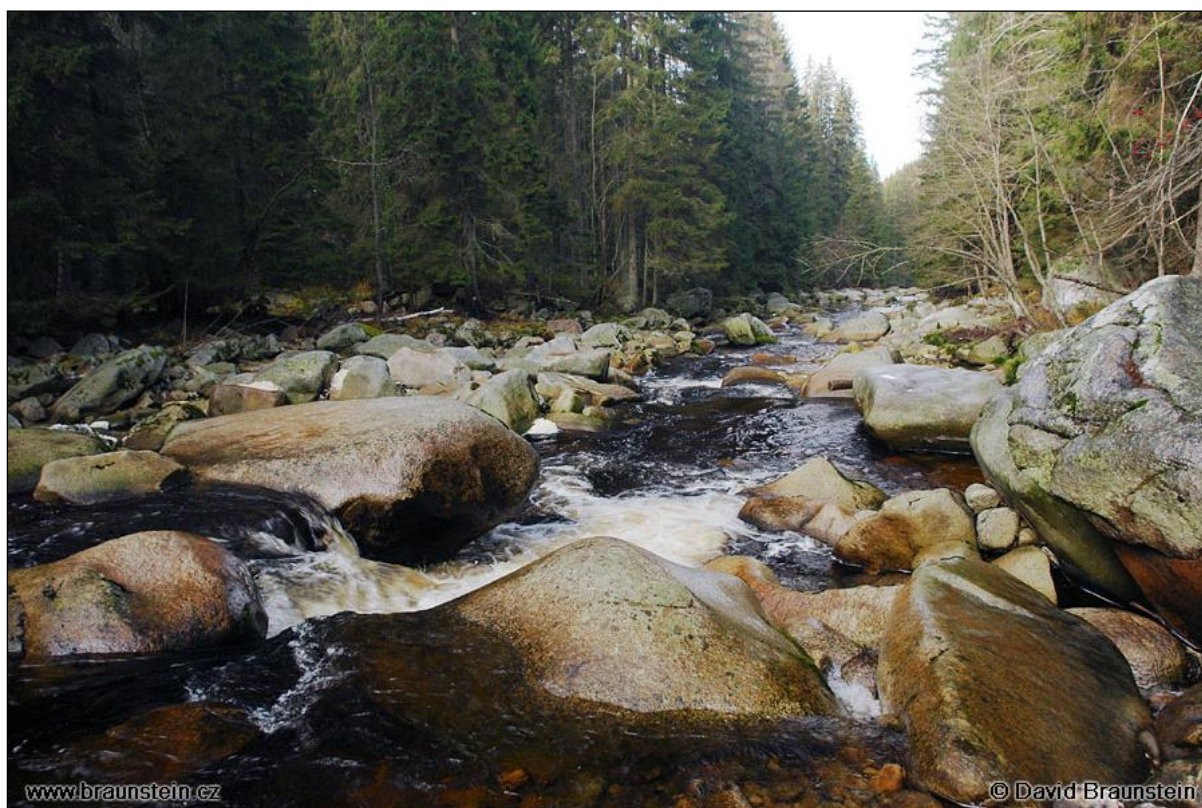


Obrázek 32: Běžkařské tratě v zájmovém povodí a okolí, upraveno z <http://www.kolemkola.cz/>.

Další složku turistického ruchu této oblasti, kterou je jízda na divoké vodě, může značně ovlivnit četnost výskytu a načasování zvýšených jarních průtoků. Sjízdnost řeky Vydry je z dlouholetých zkušeností vodáků vztažena k vodočtu Vydra-Modrava a v současné době je mimo dostatečné průtoky omezena ještě ze strany NP Šumava na víkendy a svátky v období od 15.3. do 31.5 (<https://www.raft.cz/>). V rámci referenčního období se vyskytuje za tuto 78 dní dlouhou sezónu průměrně 7,2 dní s alespoň minimálním vodním stavem ($Q_{min} = 8,41 \text{ m}^3/\text{s}$) a 2,2 dní s optimálním vodním stavem ($Q_{opt} = 12,8 \text{ m}^3/\text{s}$). Tato čísla se v simulovaných scénářích mění dle tabulky 11. Absolutní počet dostatečných průtoků se s modelovaným nárůstem teploty vzduchu snižuje a zároveň dochází k jejich přesunu do dřívějšího období. Pro zmírnění dopadů oteplení na vodní turistiku v této oblasti by tedy bylo možné změnit období sjízdnosti buď jeho rozšířením nebo zachováním stejné délky, ale přesunutím jeho počátku na dřívější datum a navýšením dnů v týdnu, kdy je povolen sjezd. V případě posunu začátku 78-mi denní sezóny na data uvedená v tabulce 11, by k zachování stávajícího počtu sjízdných dnů bylo nutné zvýšit počet dnů v týdnu, kdy je povoleno splouvání zhruba o jeden den za každý nárůst teplot o 1°C . Vzhledem k tomu, že počet sjízdných dnů by se i přes případné navýšení povolených dnů v týdnu oproti současnému stavu nezvýšil, nedošlo by ani k nárůstu zatížení území vodáckou činností.

	scénář			
	$\Delta 0$	$\Delta 1$	$\Delta 2$	$\Delta 3$
průměrný počet minimálních průtoků za sezónu [den]	7.17	4.74	3.77	1.77
průměrný počet optimálních průtoků za sezónu [den]	2.17	1.00	0.66	0.51
celkový počet sjízdných dní za sezónu [den]	9.34	5.74	4.43	2.29
počátek ideální 78-ti denní sezóny [datum]	20.3.	26.2.	23.2.	24.1.
počet sjízdných dnů v ideální sezóně [den]	9.63	6.03	4.97	3.63
počet sjízdných dní v sezóně po připočtení sjízdného dne v týdnu navíc za každý 1 °C oteplení [den]	9.63	9.04	9.94	9.07

Tabulka 11: Počty dnů vhodné pro sjezd řeky Vydry v úseku Modrava-Antýgl a možné změny, které by vedly k zmírnění dopadů zvýšení teplot na sjízdnost řeky.



Obrázek 33: Vydra nad Čeňkovou pilou, převzato se svolením autora z www.braunstein.cz.

5 Diskuze

5.1 Vliv zvýšení teplot vzduchu na sněhové proměnné

Na základě provedených simulací byly s narůstající teplotou vzduchu zaznamenány změny napříč všemi hodnocenými ukazateli stavu sněhové pokrývky. V souladu s pracemi Berghuijs, Woods a Hrachowitz (2014), Barnett, Adam a Lettenmaier (2005) a Etter et al. (2017) dojde ve všech zónách zájmového povodí ke snížení podílu sněhových srážek na jejich celkovém objemu. Vzhledem k tomu, že změny v počtu dní se sněžením i objemu sněhových srážek jsou výrazné i pro nejvyšší partie povodí už při oteplení o $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$, potvrzuje se zařazení zkoumaného povodí do zranitelných oblastí ve smyslu dopadů zvýšení teplot vzduchu na sněhové charakteristiky dle prací Adam, Hamlet a Lettenmaier (2009), Brown a Mote (2009) či López-Moreno, Goyette a Beniston (2009).

Střední hodnota poklesu průměrného denního SWE mezi scénáři $\Delta 0 \rightarrow \Delta 2$ činila 34,3 mm a mezi scénáři $\Delta 0 \rightarrow \Delta 3$ 46,5 mm. V práci Donnelly et al., (2017) jsou hodnoty poklesu průměrné SWE při oteplení o $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ pro oblast Šumavy nižší, okolo 20 mm. Vzhledem k rozlišení jejich modelu (minimální velikost hrany buňky 5 km) jsou tyto hodnoty v souladu. Pro oteplení o $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$ předpokládá Donnelly et al., (2017) pokles až o 50 mm SWE, což odpovídá hodnotám modelovaným v této práci.

Maximální průměrná sezónní hodnota SWE činí dle scénáře $\Delta 0$ 166,7 mm. V simulovaných situacích se snížila nejprve o 34,9 % na 108,6 mm, dále o 58,3 % v porovnání s původní hodnotou na 69,6 mm a konečně na 40,2 mm v případě scénáře $\Delta 3$, což představuje snížení o 75,9 % z původní hodnoty. Relativní hodnoty těchto snížení jsou srovnatelné například s prací Jenicek, Seibert a Staudinger (2018), nicméně se zde projevuje obtížnost porovnání dvou studií modelujících změny klimatu na základě odlišné metriky, popřípadě s odlišným referenčním obdobím. Jenicek, Seibert a Staudinger (2018) a drtivá většina prací zabývajících se změnou klimatu modeluje změny vůči časovým obdobím, kdežto tato studie má pevně dané teplotní změny nezávislé na době jejich dosažení jako například Donnelly et al. (2017). Na druhou stranu ve většině případů na území Evropy a také na našem území (Pretel et al., 2011) se od sebe nejčastěji používají 30-ti letá období odlišující krátkodobé,

střednědobé a dlouhodobé dopady liší právě o 1 °C a určitá možnost porovnat výsledky napříč studii existuje.

Délka období se souvislou sněhovou pokrývkou zaznamenala napříč scénáři výrazný, ale nelineární pokles, který odhaluje určitou míru rezistence jednotlivých výškových zón k předpokládaným změnám. Po překročení určité mezní teploty pak následuje výraznější pokles dní se sněhovou pokrývkou než při oteplováním do této meze. Výšková zóna 900-1000 m n. m. zaznamená razantní pokles dnů se sněhovou pokrývkou již při oteplení o +1 °C, výšková zóny 1000-1100 m n. m. při oteplení z +1 na + 2 °C a výšková zóna 1100-1200 m n. m. při oteplení z +2 na + 3 °C oproti referenčnímu stavu. U vyšších nadmořských výšek nebylo pozorované výrazné zrychlení poklesu dní sněhové sezóny v rámci modelovaného rozpětí. Vzhledem k výškovým poměrům povodí, kdy více než 50 % jeho rozlohy leží mezi 1080–1180 m n. m., je ale zřejmé, že k nejvýraznějšímu ovlivnění tohoto ukazatele v měřítku povodí horní Vydry dojde při nárůstu teplot o 1 až 2 °C.

V souvislosti s dynamikou sněhové pokrývky je důležité zmínit změny v intenzitě jejího tání a v četnosti ROS událostí. Surfleet a Tullos (2013) popisují pro zkoumanou lokalitu povodí řeky Santiam zvýšení četnosti ROS událostí pod 1100 m n. m. a naopak nárůst nad touto výškou a posun této hladiny nárůstu/poklesu v měnícím se klimatu. Ve shodě s jejich výzkumem jsou i předpokládané změny pro povodí horní Vydry. Nárůst četnosti ROS událostí se projeví za určitých podmínek ve všech výškových zónách, nicméně je omezen pouze na specifické období v rámci zimy a při nárůstu modelované teploty vzduchu nad určitou mez ho může v daném výškovém pásmu vystřídat opětovný pokles. Svým způsobem je zde tedy představeno přesnější časoprostorové vymezení hranice nárůstu/poklesu tohoto fenoménu. V případě nejvyšší výškové zóny 1300-1400 m n. m. můžeme hovořit o nárůstu počtu ROS událostí při modelovaném oteplení +1 °C po období od konce listopadu až po konec března, tedy fakticky celou zimu. Při modelovaném oteplení o +2 °C se toto období zkrátí zhruba o měsíc na 90 dní. Pokud bychom si zhruba 3 měsíce nárůstu ROS událostí stanovili jako pomyslnou hranici, tak by se pro oteplení do +2 °C nacházela zhruba ve 1200 m n. m. a pro oteplení o +3 °C by již ležela výše než 1300 m n. m.

5.2 Vliv zvýšení teploty vzduchu na odtokové poměry

Změny amplitudy a posun zvýšených průtoků z tání sněhu do dřívějšího období vyplývá z popsané dynamiky sněhové pokrývky. Průměrné maximální jarní průtoky zaznamenaly nejvýraznější pokles při simulovaném nárůstu teplot o $+1\text{ °C}$ z $5,69\text{ m}^3/\text{s}$ na $4,94\text{ m}^3/\text{s}$ a dále změnu na $4,99\text{ m}^3/\text{s}$ a $4,73\text{ m}^3/\text{s}$ při simulaci oteplení o $+2\text{ °C}$ a $+3\text{ °C}$ oproti referenčnímu období. Dle Wang, Kumar a Link (2016) dochází k poklesu maximálních jarních průtoků u povodí, u kterých dojde k nárůstu počtu menších ablačních událostí během zimy a tedy nižší hodnoty maximální sezónní SWE, což v případě zájmového povodí v rámci modelovaných scénářů platí. K nárůstu průměrných průtoků i událostí s průtoky v horním decilu došlo v období od prosince do března, což je shodné s výsledky Ettera et al. (2017), Klein a Nicholls (2016) a Middelkoop et al. (2001) pro další evropská povodí.

Zároveň se projevil i posun hlavního období zvýšených průtoků z tání sněhu do dřívějšího období, jak popisují například Tahir et al. (2011), Islam, Déry a Werner (2017), Middelkoop et al. (2001), Etter et al. (2017), Bavay, Grünwald a Lehning (2013) či Larson et al. (2013). Tento posun lze kvantifikovat například pomocí zmíněného ukazatele dne USEPA, který hodnotí den, ve který odečte polovina celkového odtoku za období od 1.1. do 30.6. daného roku. Pro současný stav připadá tento den na 16. dubna, pro scénář $\Delta 1$ na 6. dubna, pro scénář $\Delta 2$ na 30. března a pro scénář $\Delta 3$ na 26. března.

5.3 Nejistoty modelu a doporučení pro další výzkum

S popsaným přístupem k modelování odezvy sněhových a průtokových charakteristik na zvýšení teploty jsou spojeny určité nejistoty pramenící z charakteru použitých dat a způsobu jejich zpracování.

Pro kalibraci modelu byly použity srážkové úhrny z jiného místa než údaje o vodní hodnotě sněhu, a i když výškově byl mezi těmito měřícími stanicemi rozdíl pouhých 8 metrů, horizontální vzdálenost je zhruba 8 km, přičemž stanice Churáňov, ze které pocházeli údaje o SWE je již za hranicemi povodí. Navíc jak popisuje například Čurda (2012), z hlediska orografického zesílení/zeslabení srážek může těchto 8 km znamenat rozdíl v řádu jednotek až desítek procent.

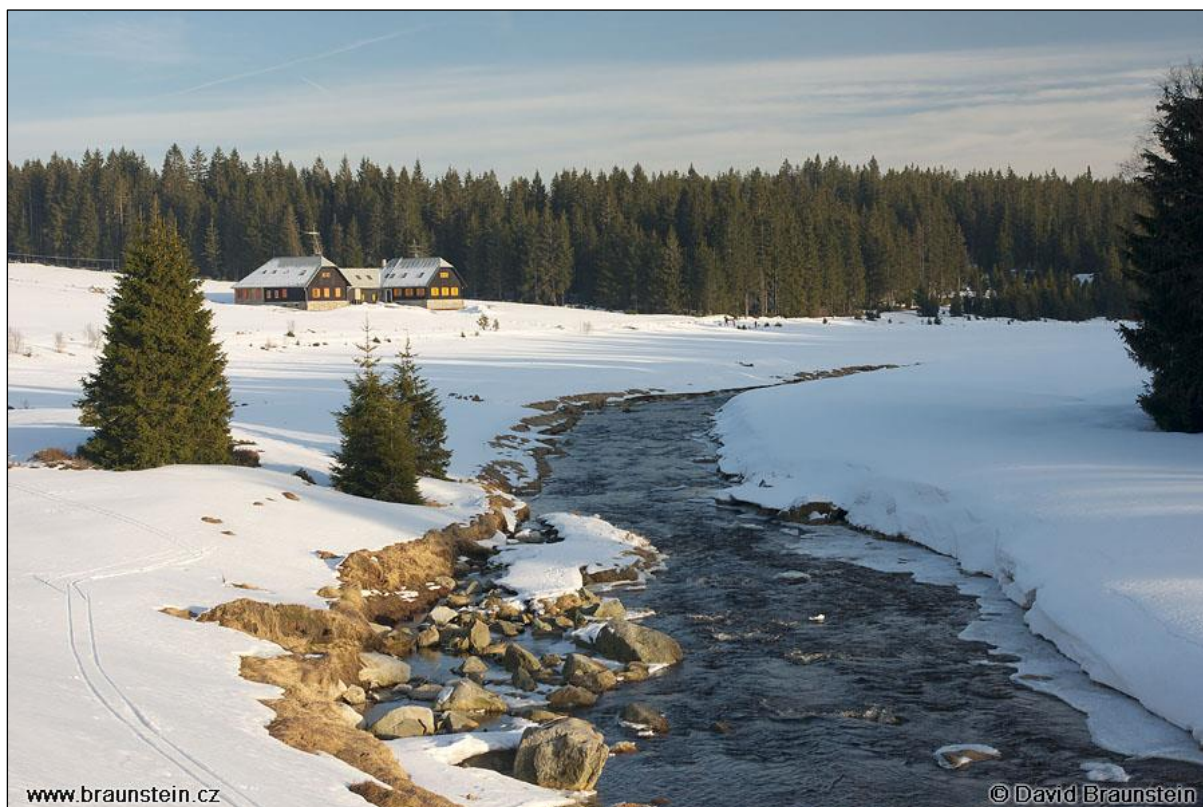
Další nejistoty pramenní ze způsobu přípravy dat pro modelování teplotních změn pomocí zmiňované metody delta-change. Při jejím použití se předpokládá neměnná meziroční variabilitu teplot a stejná doba opakování extrémních jevů jako v referenčním období (Jenicek et al., 2016; Teutschbein, Wetterhall a Seibert, 2011; Klein a Nicholls, 2016), která se však v budoucnu bude pravděpodobně zvyšovat (IPCC, 2014). Použití této metody je nicméně v souladu s cílem práce, kterým je modelování vlivu změn teploty vzduchu. Podobně jako v případě zapojení předpokládaných změn ve vývoji srážkových úhrnů, by i zapojení předpokládaných změn ve variabilitě teplot představovalo překážku z hlediska dostupných dat, zvýšené nejistoty a těžší interpretace pozorovaných změn.

Důležitou součástí samotného modelu je rozlišení srážek na kapalné a pevné, které probíhá dle automaticky nakalibrované mezní hodnoty T_T . Pokud je průměrná teplota vzduchu nižší než stanovená mezní hodnota, je srážka započítána jako sníh, pokud je vyšší, je počítána jako déšť. Nakalibrovaná hodnota použitá pro veškeré výpočty v rámci této práce je $T_T = -1,05$ °C. Toto číslo by se mohlo na první pohled zdát příliš nízké, nicméně je důležité brát v úvahu, že se jedná o průměrnou denní teplotu a významnou roli tedy hraje chod teploty během dne a převažující čas výskytu srážek. Rajagopal a Harpold (2016) ve své studii, zabývající se optimalizací mezní hodnoty rozlišení skupenství srážek, popsali jednak lepší výsledky za použití maximální denní než průměrné denní teploty a zároveň ukázali, že v závislosti na fyzickogeografických podmínkách lokality může tato mezní hodnota dosahovat hodnot mezi -4 °C až $+3$ °C. Výrazně lepších výsledů lze dosáhnout i definováním dvou mezních hodnot, kdy jedna reprezentuje horní teplotní hranici pevných srážek a druhá spodní teplotní hranici kapalných srážek. Mezi těmito hodnotami je pak poměr mezi oběma fázemi popsán lineární rovnicí (Feiccabrino a Lundberg, 2008).

Pro HBV-light je hodnota T_t zároveň i mezní hodnotou pro rozlišení tání/tuhnutí sněhové pokrývky a pro tento účel je z fyzikálního hlediska opravdu podhodnocená. Zvláště pokud vezmeme v potaz, že do modelu vstupují teploty vzduchu měřené ve výšce 2 m, což pro sněhovou pokrývku nemusí být reprezentativní.

HBV-light jako koncepční model výrazně zjednodušuje průběh srážkoodtokového procesu, a i navzdory relativně dobrým výsledkům validace je třeba brát v úvahu nejistoty pramenící z jeho struktury. Z hlediska fyzikálních procesů zde například chybí modelování nárůstu evaporace při zvýšených teplotách a určitý prostor pro zlepšení se nachází i ve vymezení hydrotopů.

Další výzkum v této oblasti by se mohl věnovat komplexnějšímu přístupu k modelování budoucích klimatických změn v lokálním měřítku se zapojením předpokládaných změn ve srážkových režimech a extremitě jevů a dále například porovnání výsledků při použití delta-change metody s downscalingem klimatických modelů v těchto ohledech. V návaznosti na to by pak bylo zajímavé popsat předpokládané změny v odtokových režimech v této oblasti. Z hlediska dopadů klimatických změn si také určitě v budoucnosti zaslouží pozornost výzkum holomrazů a jejich dopadů na bioty této oblasti a v horizontu desítek let také vyhodnocení prací obdobných této z hlediska úspěšnosti simulovaných a popsanych změn.



Obrázek 34: Roklanský potok, převzato se svolením autora z www.braunstein.cz

6 Závěr

Cílem této práce bylo shrnout současný stav poznání efektů klimatické změny na stav sněhové pokrývky a formování odtoku v jarním období a pomocí zvolených metod popsat dopad modelovaných změn teploty vzduchu na tyto charakteristiky v povodí horní Vydry. Scénáře modelující nárůst teploty vzduchu byly odvozeny delta-change metodou z referenční datové řady z let 1980-2014 a výsledky chodu modelu HBV-light byly následně vyhodnoceny pro celé povodí a v případě sněhových charakteristik i pro jednotlivé výškové zóny. Tyto výsledky byly následně uvedeny do socio-environmentálního kontextu oblasti a diskutovány s dalšími odbornými studii.

Hlavní zjištění práce jsou následující:

- I. Při simulovaném nárůstu teplot dochází ve všech výškových zónách povodí k poklesu počtu dnů se sněžením i průměrného ročního objemu pevných srážek.
- II. Dochází také ke změně četnosti ROS událostí. Průměrně se jich se vzrůstající teplotou vyskytuje méně, ale ve všech výškových zónách dochází v určitém užším období mezi většinou scénářů naopak k nárůstu jejich četnosti. Maximální průměrná intenzita tání se vzrůstající teplotou klesá.
- III. Při simulovaném nárůstu teplot vzduchu dochází v zájmovém povodí ke snižování maximální i průměrné sezónní vodní hodnoty sněhové pokrývky. Dosažení maximální hodnoty SWE nastává s narůstající teplotou dříve a délka období se stálou sněhovou pokrývkou se zkracuje. Intenzita tohoto zkracování se liší v jednotlivých výškových zónách v závislosti na simulovaném nárůstu teplot.
- IV. Četnost holomrazů se s rostoucí teplotou vzduchu zvyšuje, průměrná doba trvání jednotlivých epizod se prodlužuje a klesá průměrná denní teplota holomrazů. Příčinou poklesu teplot je především nárůst četnosti těchto dnů v období vrcholné zimy. Naopak na jaře (duben) jsou jejich simulované průměrné teploty vyšší než v referenčním období.

- V. Vlivem změny chodu teplot a množství akumulovaného sněhu se mění i odtokové poměry povodí. Mezi scénáři dochází k postupnému poklesu maximálních jarních průtoků a přesunu období zvýšených průtoků z tání sněhu do dřívějšího období. Ke stejnému vývoji dochází i u části odtoku původem ve sněhové pokrývce, jehož podíl na celkovém odtoku se zároveň snižuje. Simulované průtoky také vykazují se vzrůstající teplotou nižší variační koeficient.
- VI. Dopady modelovaného nárůstu teplot vzduchu mohou výrazně ovlivnit přítomné ekosystémy včetně ohrožených druhů rostlin a razantně změnit turistické využití oblasti v zimě a na jaře.

7 Seznam použité literatury a datových zdrojů

7.1 Literatura

ADAM, Jennifer C., Alan F. HAMLET a Dennis P. LETTENMAIER, 2009. Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrological Processes* [online]. **23**(7), 962–972. ISSN 08856087. Dostupné z: doi:10.1002/hyp.7201

ARMSTRONG, R L a E BRUN, 2008. *Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling*. B.m.: Cambridge University Press. ISBN 9780521854542.

ARNELL, Nigel W., 2002. *Hydrology and Global Environmental Change*. B.m.: Pearson. ISBN 0582369843.

ARORA, Vivek K. a George J. BOER, 2001. Effects of simulated climate change on the hydrology of major river basins. *Journal of Geophysical Research* [online]. **106**(D4), 3335–3348. ISSN 0148-0227. Dostupné z: doi:10.1029/2000JD900620

BACC AUTHOR TEAM, 2008. *Assessment of climate change for the Baltic Sea basin*. B.m.: Springer Science & Business Media.

BARNETT, T. P., J. C. ADAM a D. P. LETTENMAIER, 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* [online]. **438**(7066), 303–309. ISSN 0028-0836. Dostupné z: doi:10.1038/nature04141

BAVAY, M., T. GRÜNEWALD a M. LEHNING, 2013. Response of snow cover and runoff to climate change in high Alpine catchments of Eastern Switzerland. *Advances in Water Resources* [online]. B.m.: Elsevier Ltd, **55**, 4–16. ISSN 03091708. Dostupné z: doi:10.1016/j.advwatres.2012.12.009

BERGHUIJS, W. R., R. A. WOODS a M. HRACHOWITZ, 2014. A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. *Nature Climate Change* [online]. ISSN 1758-678X. Dostupné z: doi:10.1038/nclimate2246

BERGSTRÖM, S, 1992. *The HBV Model: Its Structure and Applications* [online]. B.m.: SMHI. SMHI Reports Hydrology. Dostupné z: <https://books.google.cz/books?id=u7F7mwEACAAJ>

BLÖSCHL, Gunter, Murugesu SIVAPALAN, Thorsten WAGENER, Alberto VIGLIONE a Hubert

SAVENIJE, ed., 2013. *Runoff Prediction in Ungauged Basins* [online]. Cambridge: Cambridge University Press. ISBN 9781139235761. Dostupné z: doi:10.1017/CBO9781139235761

BRAHNEY, Janice, Frank WEBER, Vanessa FOORD, John JANMAAT a Paul Jefferson CURTIS, 2017. Evidence for a climate-driven hydrologic regime shift in the Canadian Columbia Basin. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques* [online]. B.m.: Taylor & Francis, **42**(2), 179–192. Dostupné z: doi:10.1080/07011784.2016.1268933

BREILING, Meinhard a P CHARAMZA, 1999. The impact of global warming on winter tourism and skiing: A regionalised model for Austrian snow conditions. *Regional Environmental Change*. **1**, 4–14.

BROWN, Ross D. a Philip W. MOTE, 2009. The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate. *Journal of Climate* [online]. **22**(8), 2124–2145. ISSN 08948755. Dostupné z: doi:10.1175/2008JCLI2665.1

BROWN, Ross D. a D. A. ROBINSON, 2011. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty. *Cryosphere* [online]. **5**(1), 219–229. ISSN 19940416. Dostupné z: doi:10.5194/tc-5-219-2011

BRYANT, Ann C., Thomas H. PAINTER, Jeffrey S. DEEMS a Stacie M. BENDER, 2013. Impact of dust radiative forcing in snow on accuracy of operational runoff prediction in the Upper Colorado River Basin. *Geophysical Research Letters* [online]. **40**(15), 3945–3949. ISSN 00948276. Dostupné z: doi:10.1002/grl.50773

COPPOLA, Erika, Francesca RAFFAELE a Filippo GIORGI, 2016. Impact of climate change on snow melt driven runoff timing over the Alpine region. *Climate Dynamics* [online]. B.m.: Springer Berlin Heidelberg, 1–15. ISSN 14320894. Dostupné z: doi:10.1007/s00382-016-3331-0

CRIMMINS, Allison, Michael KOLIAN, Lisa BACANSKAS a Kevin ROSSEEL, 2016. *Climate Change Indicators in the United States, Fourth Edition*, United States Environmental Protection Agency, 2016.

ČURDA, Jakub, 2012. Odtokový režim v pramenné oblasti vydry se zaměřením na hodnocení povodňových epizod [online]. 1–40. Dostupné z: doi:10.3406/comm.1982.1545.

DARIANE, Alireza B a Mohamad M JAVADIANZADEH, 2016. Towards an Efficient Rainfall–

Runoff Model through Partitioning Scheme. *Water*. **8**(2).

DELPLA, I., A. V. JUNG, E. BAURES, M. CLEMENT a O. THOMAS, 2009. Impacts of climate change on surface water quality in relation to drinking water production. *Environment International* [online]. B.m.: Elsevier Ltd, **35**(8), 1225–1233. ISSN 18736750. Dostupné z: doi:10.1016/j.envint.2009.07.001

DEWALLE, David a Albert RANGO, 2008. *Principles of Snow Hydrology* [online]. B.m.: Cambridge University Press. ISBN 9781139471602. Dostupné z: doi:10.1017/CBO9780511535673

DÖLL, P a SE BUNN, 2014. Impact of Climate Change on Freshwater Ecosystems due to Altered River Flow Regimes. *Climate change* [online]. 143–146. Dostupné z: http://www.uni-frankfurt.de/54252482/WGIAR5-CCboxes_FINAL_RF.pdf

DONNELLY, Chantal, Wouter GREUJEL, Jafet ANDERSSON, Dieter GERTEN, Giovanna PISACANE, Philippe ROUDIER a Fulco LUDWIG, 2017. Impacts of climate change on European hydrology at 1.5, 2 and 3 degrees mean global warming above preindustrial level. *Climatic Change* [online]. B.m.: Climatic Change, **143**(1–2), 13–26. ISSN 15731480. Dostupné z: doi:10.1007/s10584-017-1971-7

ECKHARDT, K. a U. ULBRICH, 2003. Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. *Journal of Hydrology* [online]. **284**(1–4), 244–252. ISSN 00221694. Dostupné z: doi:10.1016/j.jhydrol.2003.08.005

ETTER, Simon, Nans ADDOR, Matthias HUSS a David FINGER, 2017. Climate change impacts on future snow, ice and rain runoff in a Swiss mountain catchment using multi-dataset calibration. *Journal of Hydrology: Regional Studies* [online]. B.m.: Elsevier, **13**(August), 222–239. ISSN 22145818. Dostupné z: doi:10.1016/j.ejrh.2017.08.005

FALLOON, Pete a Richard BETTS, 2010. Climate impacts on European agriculture and water management in the context of adaptation and mitigation-The importance of an integrated approach. *Science of the Total Environment* [online]. B.m.: Elsevier B.V., **408**(23), 5667–5687. ISSN 00489697. Dostupné z: doi:10.1016/j.scitotenv.2009.05.002

FASSNACHT, S. R., M. L. CHERRY, N. B. H. VENABLE a F. SAAVEDRA, 2016. Snow and albedo climate change impacts across the United States Northern Great Plains. *The Cryosphere*

[online]. **10**(1), 329–339. ISSN 1994-0424. Dostupné z: doi:10.5194/tc-10-329-2016

FEICCABRINO, James a Angela LUNDBERG, 2008. Precipitation Phase Discrimination in Sweden. *65th EASTERN SNOW CONFERENCE* [online]. 239–254. Dostupné z: doi:ISBN 0-920081-30-4 ISSN: 0424-1932

FOSTER, Lauren, Lindsay BEARUP, Noah MOLOTCH, Paul BROOKS a Reed MAXWELL, 2016. Energy budget increases reduce mean streamflow more than snow–rain transitions: using integrated modeling to isolate climate change impacts on Rocky Mountain hydrology. *Environmental Research Letters* [online]. B.m.: IOP Publishing, **11**(4), 44015. ISSN 1748-9326. Dostupné z: doi:10.1088/1748-9326/11/4/044015

GLEICK, Peter H. a Elizabeth L. CHALECKI, 1999. The impacts of climatic changes for water resources of the Colorado and Sacramento-San Joaquin river basins. *Journal of the American Water Resources Association* [online]. **35**(6), 1429–1441. ISSN 1752-1688. Dostupné z: doi:10.1111/j.1752-1688.1999.tb04227.x

GODSEY, S. E., J. W. KIRCHNER a C. L. TAGUE, 2014. Effects of changes in winter snowpacks on summer low flows: Case studies in the Sierra Nevada, California, USA. *Hydrological Processes* [online]. **28**(19), 5048–5064. ISSN 10991085. Dostupné z: doi:10.1002/hyp.9943

GROFFMAN, Peter M, Charles T DRISCOLL, Timothy J FAHEY, Janet P HARDY, Ross D FITZHUGH a Geraldine L TIERNEY, 2001. Colder soils in a warmer world : A snow manipulation study in a northern hardwood forest ecosystem. 135–150.

GROISMAN, Pavel, T. R. KARL a Richard W. KNIGHT, 1994. Observed Impact of Snow Cover on the Heat Balance and the Rise of Continental Spring Temperatures. *Science (New York, N.Y.)*. **263**, 198–200.

HAMLET, Alan F a Dennis P LETTENMAIER, 2000. Effects of climate change on hydrology and water resources in the Columbia river basin. **35**(6), 1597–1623.

HAWKINS, Ed, Pablo ORTEGA, Emma SUCKLING, Andrew SCHURER, Gabi HEGERL, Phil JONES, Manoj JOSHI, Timothy J. OSBORN, Valérie MASSON-DELMOTTE, Juliette MIGNOT, Peter THORNE a Geert Jan VAN OLDENBORGH, 2017. Estimating changes in global temperature since the preindustrial period. *Bulletin of the American Meteorological Society* [online]. **98**(9), 1841–1856. ISSN 00030007. Dostupné z: doi:10.1175/BAMS-D-16-0007.1

HRDINKA, Tomáš, Petr VLASÁK, Ladislav HAVEL a Eva MLEJNSKÁ, 2015. Possible impacts of climate change on water quality in streams of the Czech Republic. *Hydrological Sciences Journal* [online]. **60**(2), 192–201. ISSN 0262-6667. Dostupné z: doi:10.1080/02626667.2014.889830

HYNČICA, Martin, 2014. Dlouhodobé změny skupenství srážek v Evropě.

CHÁBERA, S. a kol. (1987): Příroda na Šumavě. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 182 s.

INOUYE, David, 2008. AND FLORAL ABUNDANCE OF MONTANE WILDFLOWERS. **89**(2), 353–362.

IPCC, 2000. Summary for Policymakers: Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Group* [online]. 20. ISSN 00280836. Dostupné z: doi:92-9169-113-5

IPCC, 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. *Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: Core Writing Team, Pachauri RK, Meyer LA (eds) IPCC, Geneva, Switzerland, 151 p.* [online]. 1–112. ISSN 1476-4687. Dostupné z: doi:10.1017/CBO9781107415324

ISLAM, Siraj ul, Stephen J. DÉRY a Arelia T. WERNER, 2017. Future Climate Change Impacts on Snow and Water Resources of the Fraser River Basin, British Columbia. *Journal of Hydrometeorology* [online]. **18**(2), 473–496. ISSN 1525-755X. Dostupné z: doi:10.1175/JHM-D-16-0012.1

JACOB, Daniela, Juliane PETERSEN, Bastian EGGERT, Antoinette ALIAS, Ole Bøssing CHRISTENSEN, Laurens M. BOUWER, Alain BRAUN, Augustin COLETTE, Michel DÉQUÉ, Goran GEORGIEVSKI, Elena GEORGOPOULOU, Andreas GOBIET, Laurent MENUET, Grigory NIKULIN, Andreas HAENSLER, Nils HEMPELMANN, Colin JONES, Klaus KEULER, Sari KOVATS, Nico KRÖNER, Sven KOTLARSKI, Arne KRIEGSMANN, Eric MARTIN, Erik VAN MEIJGAARD, Christopher MOSELEY, Susanne PFEIFER, Swantje PREUSCHMANN, Christine RADERMACHER, Kai RADTKE, Diana RECHID, Mark ROUNSEVELL, Patrick SAMUELSSON, Samuel SOMOT, Jean Francois SOUSSANA, Claas TEICHMANN, Riccardo VALENTINI, Robert VAUTARD, Björn WEBER a Pascal YIOU, 2014. EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for

European impact research. *Regional Environmental Change* [online]. **14**(2), 563–578. ISSN 1436378X. Dostupné z: doi:10.1007/s10113-013-0499-2

JENÍČEK, Michal, Hana BEITLEROVÁ, Martin HASA, Dana KUČEROVÁ, Hana PEVNÁ a Slávek PODZIMEK, 2012. Modeling snow accumulation and snowmelt runoff - Present approaches and results. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*. **47**(2), 15–24. ISSN 03005402.

JENICEK, Michal, Jan SEIBERT a Maria STAUDINGER, 2018. Modeling of Future Changes in Seasonal Snowpack and Impacts on Summer Low Flows in Alpine Catchments. *Water Resources Research* [online]. 538–556. ISSN 19447973. Dostupné z: doi:10.1002/2017WR021648

JENICEK, Michal, Jan SEIBERT, Massimiliano ZAPPA, Maria STAUDINGER a Tobias JONAS, 2016. Importance of maximum snow accumulation for summer low flows in humid catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* [online]. **20**(2), 859–874. ISSN 16077938. Dostupné z: doi:10.5194/hess-20-859-2016

JILLO, A Y, S S DEMISSIE, A VIGLIONE, D H ASFAW a M SIVAPALAN, 2017. Characterization of regional variability of seasonal water balance within Omo-Ghibe River Basin, Ethiopia. *Hydrological Sciences Journal* [online]. B.m.: Taylor & Francis, **62**(8), 1200–1215. Dostupné z: doi:10.1080/02626667.2017.1313419

JORDAN, Rachel E, Edgar L ANDREAS a Aleksandr P MAKSHITAS, 1999. Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4. *Journal of Geophysical Research: Oceans* [online]. **104**(C4), 7785–7806. ISSN 2156-2202. Dostupné z: doi:10.1029/1999JC900011

JUDSON, Arthur a Nolan DOESKEN, 2000. Density of Freshly Fallen Snow in the Central Rocky Mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society* [online]. B.m.: American Meteorological Society, **81**(7), 1577–1587. ISSN 0003-0007. Dostupné z: doi:10.1175/1520-0477(2000)081<1577:DOFFSI>2.3.CO;2

KLEIN, Richard J T a Robert J NICHOLLS, 2016. Hydrological Change - Climate Change Impact Simulations for Sweden. **28**(2), 182–187.

KLEMEŠ, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal* [online]. **31**(1), 13–24. ISSN 21503435. Dostupné z: doi:10.1080/02626668609491024

KOCUM, Jan. Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Otavy. Praha, 2012. Disertační práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.

KOCUM, Jan a Bohumír JANSKÝ, 2003. PEATBOGS HYDROLOGICAL FUNCTION: CASE STUDY OF UPPER OTAVA RIVER BASIN. (June 2015).

KOMURO, Yuki a Toshitaka SUZUKI, 2015. Relationship between the Concentration of Impurity and Albedo in Snow Surface. *Atmospheric and Climate Sciences* [online]. **5**(4), 426–432. ISSN 2160-0414. Dostupné z: doi:10.4236/acs.2015.54034

KRAUSE, P, D P BOYLE a F BÄSE, 2005. Advances in Geosciences Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences* [online]. **5**(89), 89–97. ISSN 16807340. Dostupné z: doi:10.5194/adgeo-5-89-2005

LAGHARI, A. N., D. VANHAM a W. RAUCH, 2012. To what extent does climate change result in a shift in Alpine hydrology? A case study in the Austrian Alps. *Hydrological Sciences Journal* [online]. **57**(1), 103–117. ISSN 02626667. Dostupné z: doi:10.1080/02626667.2011.637040

LANGHAMMER, Jakub, Ye SU a Jana BERNSTEINOVÁ, 2015. Runoff response to climate warming and forest disturbance in a mid-mountain basin. *Water (Switzerland)* [online]. **7**(7), 3320–3342. ISSN 20734441. Dostupné z: doi:10.3390/w7073320

LARSON, Robert, 2008. Modelling climate change impacts on mountain snow hydrology, Montana-Alberta. *Distribution* [online]. 136. Dostupné z: <https://uleth.ca/dspace/handle/10133/669>

LARSON, Robert P, James M BYRNE, Dan L JOHNSON, Stefan W KIENZIE, Matthew G LETTS, Robert P LARSON, James M BYRNE, Dan L JOHNSON, Stefan W KIENZIE, Robert P LARSON, James M BYRNE, Dan L JOHNSON, Stefan W KIENZLE a Matthew G LETTS, 2013. Modelling Climate Change Impacts on Spring Runoff for the Rocky Mountains of Montana and Alberta II : Runoff Change Projections using Future Scenarios Modelling Climate Change Impacts on Spring Runoff for the Rocky Mountains of Montana and Alberta II : Ru [online]. **1784**. Dostupné z: doi:10.4296/cwrj3601035

LI, Dongyue, Melissa L. WRZESIEN, Michael DURAND, Jennifer ADAM a Dennis P. LETTENMAIER, 2017. How much runoff originates as snow in the western United States, and

how will that change in the future? *Geophysical Research Letters* [online]. **44**(12), 6163–6172. ISSN 19448007. Dostupné z: doi:10.1002/2017GL073551

LÓPEZ-MORENO, J. I., S. GOYETTE a M. BENISTON, 2009. Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: Horizontal spatial variability and vertical gradients. *Journal of Hydrology* [online]. B.m.: Elsevier B.V., **374**(3–4), 384–396. ISSN 00221694. Dostupné z: doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.049

MACHLICA, Andrej, Oliver HORVÁT, Stanislav HORÁČEK, Jacob OOSTERWIJK, Anne F. VAN LOON, Miriam FENDEKOVÁ a Henny A J VAN LANEN, 2012. Influence of model structure on base flow estimation using BILAN, FRIER and HBV-light models. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* [online]. **60**(4), 242–251. ISSN 0042790X. Dostupné z: doi:10.2478/v10098-012-0021-4

MARTIN, Eric a Pierre ETCHEVERS, 2005. Impact of climatic changes on snow cover and snow hydrology in the French Alps. In: *Global change and mountain regions*. B.m.: Springer, s. 235–242.

MCCONNELL, Nicole A a Merritt R TURETSKY, 2013. Winter climate controls soil carbon dynamics during summer in boreal forests [online]. Dostupné z: doi:10.1088/1748-9326/8/2/024017

MENG, Fanchong, Fengge SU, Daqing YANG, Kai TONG a Zhenchun HAO, 2016. Impacts of recent climate change on the hydrology in the source region of the Yellow River basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies* [online]. B.m.: Elsevier B.V., **6**, 66–81. ISSN 22145818. Dostupné z: doi:10.1016/j.ejrh.2016.03.003

MIDDELKOOP, H., K. DAAMEN, D. GELLENS, W. GRABS, J. C J KWADIJK, H. LANG, B. W A H PARMET, B. SCHMIDLER, J. SCHULLA a K. WILKE, 2001. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. *Climatic Change* [online]. **49**(1–2), 105–128. ISSN 01650009. Dostupné z: doi:10.1023/A:1010784727448

MONSON, Russell K, David L LIPSON, Sean P BURNS, Andrew A TURNIPSEED, Anthony C DELANY, Mark W WILLIAMS a Steven K SCHMIDT, 2006. Winter forest soil respiration controlled by climate and microbial community composition. *Nature* [online]. B.m.: Nature Publishing Group, **439**, 711. Dostupné z: http://dx.doi.org/10.1038/nature04555

OHMURA, Atsumu a Martin WILD, 2002. Is the Hydrological Cycle Accelerating? *Science (New York, N.Y.)*. **298**, 1345–1346.

PELC, Z. Geologie území. Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000: list 22-33 Kašperské Hory a 32-11 Kvilda. Praha: Český geologický ústav, 1999, s. 12-22. Edice ekologických map České republiky. ISBN 80-7075-353-6.

PLÜSS, Christian Georg, 1996. *The energy balance over an alpine snowcover. point measurements and areal distribution* [online]. B.m. ETH Zürich. Dostupné z: doi:10.3929/ethz-a-001630260

PRESS, William H, Saul A TEUKOLSKY, William T VETTERLING a Brian P FLANNERY, 2007. *Numerical Recipes 3rd Edition: The Art of Scientific Computing*. 3. vyd. New York, NY, USA: Cambridge University Press. ISBN 0521880688, 9780521880688.

PRETEL, Jan, Ladislav METELKA, Jan DAŇHELKA, Jaroslav ROŽNOVSKÝ, Dalibor JANOUŠ, Radim TOLASZ, Stanislava KLIEGROVÁ, Jana PECHKOVÁ, Bohuslava KULASOVÁ, Pavla ŘIČICOVÁ, Tomáš VLASÁK, Miloň BOHÁČ, Pavel KUKLA, Hana KOURKOVÁ, Libor ELLEDER, Václav VAJSKEBR, Libuše BUBENÍČKOVÁ, Radek VLNAS, Theodor FIALA, Mojmír KOHUT, Petr ŠTĚPÁNEK, Petr HORA, Filip CHUCHMA, Hana STŘEDOVÁ, Tomáš STŘEDA, Jan HABERLE, Zdeněk STRAŠIL, Jaroslava KALVOVÁ, Eva HOLTANOVÁ, Jiří MIKŠOVSKÝ, Petr PIŠOFT, Aleš RAIDL, Naděžda ZÍKOVÁ, Martin HANEL, Ladislav KAŠPÁREK, Stanislav HORÁČEK, Magdalena MRKVIČKOVÁ, Adam VIZINA, Renata FRIDRICHOVÁ, Michal VACULÍK, Pavel CUDLÍN, Lenka ŠTĚRBOVÁ, Tereza MULLEROVÁ, Radek PLCH, Magda EDWARDS, Jaromír MACKŮ a Jakub KREJČÍ, 2011. Zpřesnění dosavadních odhadů dopadů klimatické změny v sektorech vodního hospodářství, zemědělství a lesnictví a návrhy adaptačních opatření [online]. 1–67. Dostupné z: http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/ok/klimazmena/files/vav_TECHNICKE_SHR_NUTI_2011.pdf

QUITT, Evžen. Klimatické oblasti Československa. Praha: Academia, 1971, 73 s., [5] s. obr. příl.

RADCHENKO, Iuliia, Yvonne DERNEDDE, Birgit MANNIG, Hans-Georg FREDE a Lutz BREUER, 2017. Climate change impacts on runoff in the Ferghana Valley (Central Asia). *Water Resources* [online]. **44**(5), 707–730. ISSN 1608-344X. Dostupné z: doi:10.1134/S0097807817050098

RAJAGOPAL, Seshadri a Adrian A. HARPOLD, 2016. Testing and Improving Temperature Thresholds for Snow and Rain Prediction in the Western United States. *Journal of the American Water Resources Association* [online]. **52**(5), 1142–1154. ISSN 17521688. Dostupné z: doi:10.1111/1752-1688.12443

SEIBERT, Jan, 1999. Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model. *Agricultural and Forest Meteorology* [online]. **98–99**, 279–293. ISSN 01681923. Dostupné z: doi:10.1016/S0168-1923(99)00105-7

SEIBERT, Jan, 2005. HBV-light - User's manual [online]. **2**(November), 1–32. ISSN 0010-468X. Dostupné z: doi:10.13155/29825

SEIBERT, Jan a Jeffrey J MCDONNELL, 2010. Land-cover impacts on streamflow: a change-detection modelling approach that incorporates parameter uncertainty. *Hydrological Sciences Journal* [online]. B.m.: Taylor & Francis, **55**(3), 316–332. Dostupné z: doi:10.1080/02626661003683264

SEIBERT, Jan a Marc VIS, 2012. Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences* [online]. **16**(9), 3315–3325. ISSN 10275606. Dostupné z: doi:10.5194/hess-16-3315-2012

SERQUET, Gaëlle, Christoph MARTY, Jean-Pierre DULEX a Martine REBETEZ, 2011. Seasonal trends and temperature dependence of the snowfall/precipitation-day ratio in Switzerland. *Geophysical Research Letters* [online]. **38**(7), n/a-n/a. ISSN 00948276. Dostupné z: doi:10.1029/2011GL046976

SINGH, Pratap a V. P. SINGH, 2001. *Snow and glacier hydrology*. Boston: Kluwer Academic Publishers. ISBN 07-923-6767-7.

SOLANDER, Kurt C., Katrina E. BENNETT a Richard S. MIDDLETON, 2017. Shifts in historical streamflow extremes in the Colorado River Basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies* [online]. B.m.: Elsevier, **12**(July), 363–377. ISSN 22145818. Dostupné z: doi:10.1016/j.ejrh.2017.05.004

SOUČKOVÁ, Markéta, 2016. Vliv zimních sněhových podmínek na minimální průtoky v teplém období roku v horských povodích ČR.

STEIGER, Robert a Bruno ABEGG, 2011. Climate change impacts on Austrian ski areas. (2007).

STRANGEWAYS, I, 2007. *Precipitation: Theory, Measurement and Distribution*. B.m.: Cambridge University Press. ISBN 9780511256462.

SURFLEET, Christopher G. a Desirée TULLOS, 2013. Variability in effect of climate change on rain-on-snow peak flow events in a temperate climate. *Journal of Hydrology* [online]. B.m.: Elsevier B.V., **479**, 24–34. ISSN 00221694. Dostupné z: doi:10.1016/j.jhydrol.2012.11.021

SZCZYPTA, C., S. GASCOIN, T. HOUET, O. HAGOLLE, J. F. DEJOUX, C. VIGNEAU a P. FANISE, 2015. Impact of climate and land cover changes on snow cover in a small Pyrenean catchment. *Journal of Hydrology* [online]. B.m.: Elsevier B.V., **521**, 84–99. ISSN 00221694. Dostupné z: doi:10.1016/j.jhydrol.2014.11.060

TAHIR, Adnan Ahmad, Pierre CHEVALLIER, Yves ARNAUD, Luc NEPPEL a Bashir AHMAD, 2011. Modeling snowmelt-runoff under climate scenarios in the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan. *Journal of Hydrology* [online]. B.m.: Elsevier B.V., **409**(1–2), 104–117. ISSN 0022-1694. Dostupné z: doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.035

TEUTSCHBEIN, Claudia, Fredrik WETTERHALL a Jan SEIBERT, 2011. Evaluation of different downscaling techniques for hydrological climate-change impact studies at the catchment scale. *Climate Dynamics* [online]. **37**(9–10), 2087–2105. ISSN 09307575. Dostupné z: doi:10.1007/s00382-010-0979-8

THORNTHWAITE, C W, 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review* [online]. B.m.: [American Geographical Society, Wiley], **38**(1), 55–94. ISSN 00167428. Dostupné z: <http://www.jstor.org/stable/210739>

UNITED NATIONS, 2015. Paris Agreement. *21st Conference of the Parties* [online]. **21932**(December), 3. ISSN 1098-6596. Dostupné z: doi:FCCC/CP/2015/L.9

VAN LOON, A. F., S. W. PLOUM, J. PARAJKA, A. K. FLEIG, E. GARNIER, G. LAAHA a H. A.J. VAN LANEN, 2015. Hydrological drought types in cold climates: Quantitative analysis of causing factors and qualitative survey of impacts. *Hydrology and Earth System Sciences* [online]. **19**(4), 1993–2016. ISSN 16077938. Dostupné z: doi:10.5194/hess-19-1993-2015

VIS, Marc, Rodney KNIGHT, Sandra POOL, William WOLFE a Jan SEIBERT, 2015. Model calibration criteria for estimating ecological flow characteristics. *Water (Switzerland)* [online]. **7**(5), 2358–2381. ISSN 20734441. Dostupné z: doi:10.3390/w7052358

WANG, Rui, Mukesh KUMAR a Timothy LINK, 2016. *Potential trends in snowmelt-generated peak streamflows in a warming climate* [online]. Dostupné z: doi:10.1002/2016GL068935

WIPF, Sonja, Veronika STOECKLI a Peter BEBI, 2009. Winter climate change in alpine tundra : plant responses to changes in snow depth and snowmelt timing [online]. 105–121. Dostupné z: doi:10.1007/s10584-009-9546-x

7.2 Internetové zdroje

Bílá stopa [online]. Stachy: Regionální rozvojová agentura Šumava, o.p.s. & Regionální sdružení Šumava, 2015 [cit. 2018-04-16]. Dostupné z: <http://bilastopa.cz/>

Braunstein.cz [online]. David Braunstein, 2011 [cit. 2018-04-16]. Dostupné z: <http://www.braunstein.cz/>

Cross Country Skiing at Shaganappi Point Golf Course. *Calgary Ski Club A Recreational Club for All Ages!* [online]. Calgary, 2003 [cit. 2018-04-16]. Dostupné z: https://calgaryskiclub.org/wp-content/uploads/2012/10/Shaganappi_XC_Ski_Map_Brochure.pdf

FAQ: Cross-country ski trails.... *National Capital Commission* [online]. Ottawa, ON [cit. 2018-04-16]. Dostupné z: <http://ncc-ccn.gc.ca/faq-cross-country-ski-trails-maintenance-and-grooming>

Info:Cross Country Ski Trails. *Trailville* [online]. 2013 [cit. 2018-04-16]. Dostupné z: http://www.trailville.com/wiki/Info:Cross_Country_Ski_Trails#How_much_snow.3F

NEUMANNOVÁ, Jana a Tomáš NEUMANN, 2008. *Šumava - ubytování Modrava* [online] [vid. 2018-04-05]. Dostupné z: <http://www.kolemkola.cz/sumava-ubytovani-modrava.html>

Řeka Vydra, země ČR - Čechy. *Vodácký průvodce www.raft.cz* [online]. Ing. Petr Ptáček [cit. 2018-04-16]. Dostupné z: <https://www.raft.cz/cechy/vydra.aspx>

Trail Conditions – Cross-Country Skiing. *Three Rivers Park District* [online]. Plymouth, MN, 2018 [cit. 2018-04-16]. Dostupné z: <https://www.threeriversparks.org/page/trail-conditions-cross-country-skiing>

7.3 Datové zdroje

ArcČR 500 verze 3.3: Digitální geografická database [online]. Praha: ARCDATA PRAHA, 2017 [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://www.arccr-500/>

CORINE Land Cover — Copernicus Land Monitoring Service [online]. European Union: European Environment Agency (EEA), 2018 [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover/clc-2012?tab=download>

DIGITAL LiDAR TERRAIN MODEL OF GERMANY BAVARIA [online]. Sonny, sonny7@gmail.com, 2018 [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://data.opendataportal.at/dataset/dtm-germany>

Digitální model reliéfu České republiky 4. generace (DMR 4G) [online]. Praha: ČÚZK, 2011 [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://geoportal.cuzk.cz/>

Geologická mapa ČR 1 : 50 000 (GEOČR 50) [online]. Praha: Česká geologická služba, 2008 [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: http://mapy.geology.cz/geocr_50/

Hydrogeologická mapa ČR 1 : 50 000 [online]. Praha: Česká geologická služba, 2005 [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: http://mapy.geology.cz/hydro_rajony/

Nationalpark Bayerischer Wald - Wildtier-Management [online]. Grafenau: Nationalparkverwaltung Bayerischer Wald, 2017 [cit. 2018-04-04]. Dostupné z <http://www.nationalpark-bayerischer-wald.de/nationalpark/management/index.htm>

Ortofoto ČR [online]. Praha: ČÚZK, 2017 [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://geoportal.cuzk.cz/>

Průměrné denní průtoky vybraných vodoměrných stanic 1980-2014. Praha: ČHMÚ, 2018.

Sněhová a meteorologická data vybraných klimatologických stanic 1980-2014. Praha: ČHMÚ, 2018.

VÚV T.G.Masaryka - Oddělení GIS - Struktura DIBAVOD [online]. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka, 2017 [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://www.dibavod.cz/>

Zonace velkoplošných zvláště chráněných území [online]. Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny České republiky, 2018 [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <https://gis.nature.cz/>

8 Seznam obrázků a tabulek

Obrázek 1: Soutok Roklanského a Javořího potoka, převzato se svolením autora z www.braunstein.cz	13
Obrázek 2: Ilustrace energetické bilance sněhové pokrývky, převzato z Armstrong a Brun (2008).....	16
Obrázek 3: Historické a modelované budoucí změny v globální průměrné teplotě povrchu, převzato z IPCC (2014).....	19
Obrázek 4: Předpokládané nárůsty průměrných ročních teplot nad Evropou dle scénářů koncentrací RCP4.5 a RCP8.5 (IPCC, 2014), upraveno z Jacob et al. (2014).....	20
Obrázek 5: Vývoj průměrné délky sněhové sezóny v USA za období 1972-2013 na základě dat stanic NOAA, převzato z Crimmins et al. (2016).....	24
Obrázek 6: Průměrný plošný rozsah sněhové pokrývky na severní polokouli v březnu a dubnu, převzato z IPCC (2014).....	26
Obrázek 7: Ortofotomapa, zdroj dat: ČÚZK, vlastní zpracování.....	31
Obrázek 8: Výškopisná mapa, zdroj dat: DMR 4G a Open Data Portal Austria, vlastní zpracování.....	32
Obrázek 9: Mapa sklonitosti, zdroj dat: DMR 4G a Open Data Portal Austria, vlastní zpracování.....	33
Obrázek 10: Mapa expozice, zdroj dat: DMR 4G a Open Data Portal Austria, vlastní zpracování.....	34
Obrázek 11: Geologická mapa, zdroj dat: Geologická mapa ČR 1:50000, vlastní zpracování.....	35
Obrázek 12: Klimadiagram dlouhodobých srážkových a teplotních průměrů z let 1980-2014 ze stanic ČHMÚ Churáňov (teploty) a Filipova Huť (Srážky), zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování.....	36
Obrázek 13: Průměrné měsíční průtoky a průměrný počet dní s průtokem v prvním decilu za období 1985-2014 pro profil Vydra, Modrava, zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování.....	38

Obrázek 14: Průměrný podíl měsíčních odtoků v průběhu roku za období 1980-2014 pro profil Vydra, Modrava, zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování.....	38
Obrázek 15: Mapa krajinného pokryvu a chráněných území, zdroj dat: DIBAVOD, AOPK, Corine Land Cover, vlastní zpracování.	39
Obrázek 16: Schéma metody delta-change, převzato z Teutschbein, Wetterhall a Seibert (2011).....	40
Obrázek 17: Grafické znázornění komponent modelu HVB-light, převzato ze Seibert a Vis (2012).....	43
Obrázek 18: Rozdělení kapalných srážek a vody z tání sněhu do zásob půdní vlhkosti nebo zásob podzemní vody, převzato ze Seibert (2005).....	43
Obrázek 19: Mapa rozložení jednotlivých výškových zón – hydrotopů, zdroj dat: DMR 4G a Open Data Portal Österreich, vlastní zpracování.....	45
Obrázek 20: Modravský potok v únoru, převzato se svolením autora z www.braunstein.cz .	48
Obrázek 21: Krabicové grafy (boxploty) výsledků hodnotících funkcí pro 10 nejlepších simulací modelu v kalibračním a validačním období. Spodní a horní strany obdélníků reprezentují 1. respektive 3. kvartil, černá vodorovná linie medián, svislé linie minimální a maximální hodnoty (do 1,5x násobku vzdálenosti mezi 1. a 3. kvartilem) a odlehlé hodnoty jsou značeny kolečky.	50
Obrázek 22: Průměrný roční chod hodnot SWE dle jednotlivých modelovaných scénářů a korespondující střední hodnoty dnů dosažení maximální sezónní SWE.	51
Obrázek 23: Krabicové grafy (boxploty) ročních maxim SWE pro jednotlivé scénáře. Spodní a horní strany obdélníků reprezentují 1. respektive 3. kvartil, černá vodorovná linie medián, svislé linie minimální a maximální hodnoty (do 1,5x násobku vzdálenosti mezi 1. a 3. kvartilem) a odlehlé hodnoty jsou značeny kolečky.	52
Obrázek 24: Počet dnů se sněžením (srážky $P > 0$ mm a teplota vzduchu $T < T_f$) v jednotlivých výškových zónách v rámci modelovaných scénářů.	53
Obrázek 25: Poměr objemu pevných srážek ku celkovému objemu srážek v jednotlivých výškových zónách v 10-ti denním chodu v rámci modelovaných scénářů.....	54

Obrázek 26: Období s nárůstem počtu ROS událostí od referenčního scénáře po zobrazený scénář. ROS událost je definovaná jako den se srážkami $P > 0$ mm, teplotou vzduchu $T < T_T$ a $SWE > 0$ mm, obdobně jako v práci Surfleet a Tullos (2013).....	55
Obrázek 27: Průměrná délka sezóny se sněhovou pokrývkou s $SWE > 5$ mm v jednotlivých výškových zónách pod modelovanými scénáři.....	57
Obrázek 28: 10-ti denní průměrné průtoky v ročním chodu za modelovaných scénářů a korespondující datum, do kterého z povodí odteče polovina veškerého objemu vody za období od 1.1. do 30.6.....	58
Obrázek 29: Průměrný počet dní s průtoky v horním (nad osou X) a dolním (pod osou X) decilu v daném měsíci za jeden rok.....	59
Obrázek 30: Roční chod průměrného odtoku ze sněhové pokrývky za modelovaných scénářů a korespondující datum, do kterého z povodí odteče polovina ročního objemu $Q_{sníh}$	61
Obrázek 31: Pravděpodobnost výskytů holomrazů v jednotlivých výškových zónách v modelovaných scénářích. Výpočet pravděpodobností byl proveden na základě počtu dnů s teplotou vzduchu nižší než 0°C a $SWE = 0$ mm v 10-ti denních obdobích za sledované 35leté období.	62
Obrázek 32: Běžkařské tratě v zájmovém povodí a okolí, upraveno z http://www.kolemkola.cz/	65
Obrázek 33: Vydra nad Čeňkovou pilou, převzato se svolením autora z www.braunstein.cz	66
Obrázek 34: Roklanský potok, převzato se svolením autora z www.braunstein.cz	71
Tabulka 1: Vybrané charakteristiky povodí Vydry po závěrový profil Modrava, zdroj dat: DIBAVOD, ČHMÚ a DMR 4G, vlastní zpracování.....	37
Tabulka 2: Specifikace nastavitelných parametrů HBV-light.....	47
Tabulka 3: Vývoj SWE mezi jednotlivými scénáři a v porovnání s referenčním scénářem $\Delta 0$	51

Tabulka 4: Intenzity tání třídních ročních maxim – průměr maximálních sezónních třídních klouzavých průměru poklesu SWE v [mm/den].....	56
Tabulka 5: Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou s SWE>5 mm za rok v jednotlivých výškových zónách pod modelovanými scénáři.....	57
Tabulka 6: Vybrané statistické ukazatele řad průtoků pro modelované scénáře.	60
Tabulka 7: Průměrný počet holomrazů (dnů s SWE<0 mm, kdy teplota vzduchu klesá pod 0 °C) za rok v jednotlivých výškových zónách v modelovaných scénářích.....	62
Tabulka 8: Průměrná denní teplota holomrazů (dnů s SWE<0 mm, kdy teplota vzduchu klesá pod 0 °C) v jednotlivých výškových zónách v modelovaných scénářích [°C].....	63
Tabulka 9: další charakteristiky holomrazů v simulovaných scénářích	63
Tabulka 10: Délky běžkařských tratí v jednotlivých výškových zónách odvozené na základě DMR 4G a map z webové stránky bilastopa.cz a počet dnů s SWE>25 mm v odpovídajících výškových zónách.....	64
Tabulka 11: Počty dnů vhodné pro sjezd řeky Vydry v úseku Modrava-Antýgl a možné změny, které by vedli k zmírnění dopadů zvýšení teplot na sjízdnost řeky.	66